



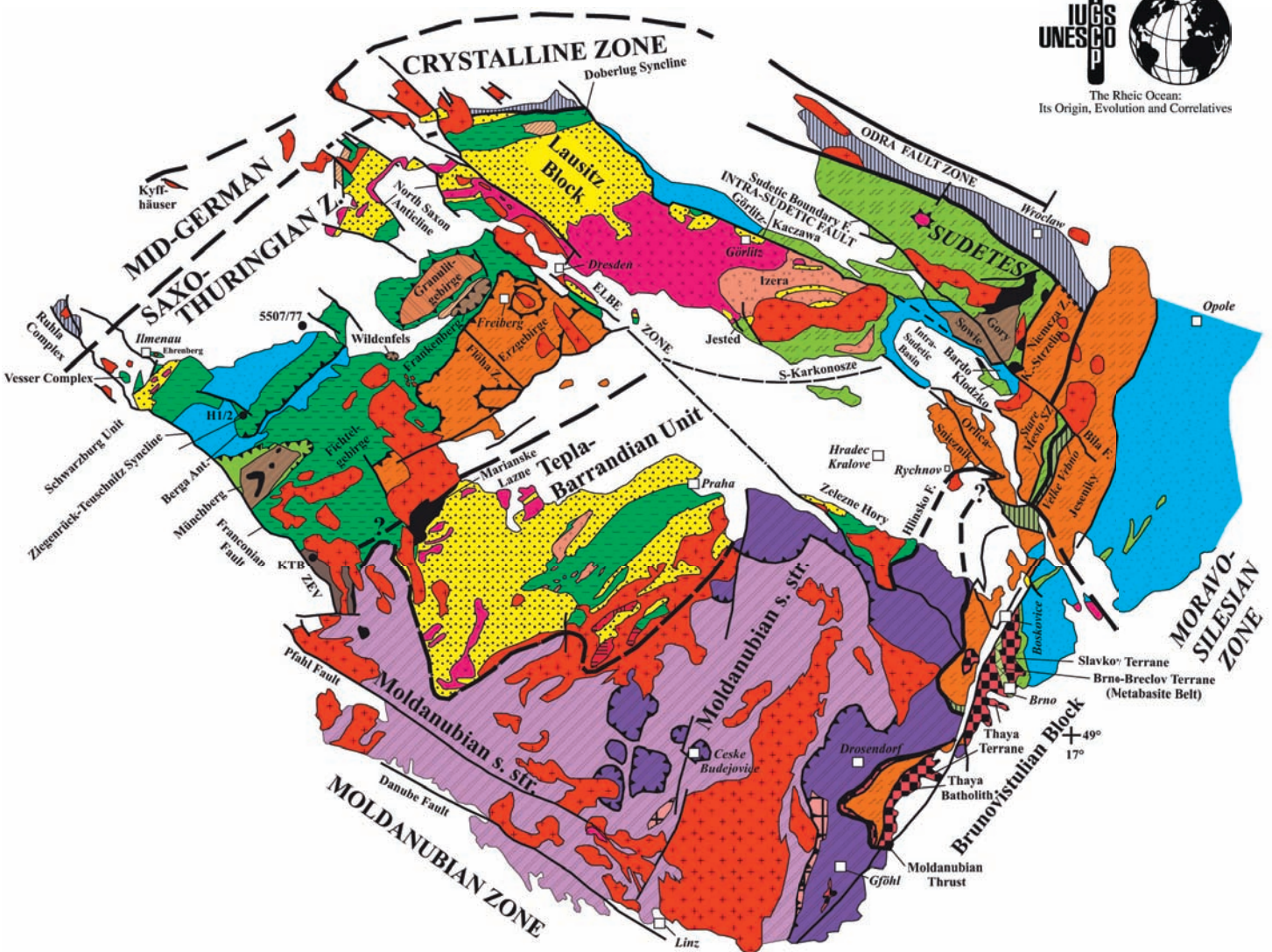
EDGG



2009 . Heft 241

Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften

2009 . Heft 241



GeoDresden 2009 – Geologie der Böhmisches Masse, Exkursionsführer

GeoDresden 2009 – Geologie der Böhmisches Masse
Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas

Exkursionsführer

Exkursionsführer und Veröffentlichungen der
Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften

Heft 241

J.-M. LANGE, U. LINNEMANN & H.-G. RÖHLING (Hrsg.):

GeoDresden 2009

Geologie der Böhmischen Masse –
Regionale und Angewandte Geowissenschaften
in Mitteleuropa

161. Jahrestagung
Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften

30.09. – 02.10.2009

Dresden

Exkursionsführer

Die deutsche Bibliothek – CIP-Einheitsaufnahme
Bibliografische Information Der Deutschen Bibliothek
Die Deutsche Bibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie;
Detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <<http://dnb.ddb.de>> abrufbar.

(Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 241)
ISBN 978-3-86944-004-0

Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften EDGG

Herausgeber: Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften

Schriftleitung: N.N.

Redaktion:
Heinz-Gerd Röhling

Vertrieb/Distributor:

Mecke Druck und Verlag
Christian-Blank-Straße 3
37115 Duderstadt, Germany
www.meckedruck.de

© Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, Hannover 2009
Layout: DesignRing Designmanagement GmbH, 06114 Halle
Druck: Mecke Druck und Verlag, 37115 Duderstadt
ISBN 978-3-86944-004-0

Titelbild:

Geological map of the Bohemian Massif showing Cadomian orogenic imprints and cratonic slivers in the Variscan basement (modified after FRANKE & ŻELAŹNIEWICZ 2002, KOZDRÓJ et al. 2001, LINNEMANN & SCHAUER 1999)

Inhaltsverzeichnis

Elevator tectonics and magmatic activity along the Teplá–Barrandian/Moldanubian boundary (Bohemian Massif) Jiří ŽÁK, GERNOLD ZULAUF	5
Lower Palaeozoic of the Barrandian area OLDRICH FATKA, PETR KRAFT, JIŘI KŘÍŽ, PETR ŠTORCH, FRANTIŠEK VACEK & RAINER BROCKE	29
Geologie und Phytostratigraphie im Paläogen und Neogen Mittel- und Ostdeutschlands [Geology and phyto-stratigraphy in the Palaeogene and Neogene in Central and East Germany] LUTZ KUNZMANN, WILFRID SCHNEIDER, GERDA STANDKE, MARTINA DOLEZYCH, MAREIKE EBERLEIN.....	47
Zinnlagerstätten des Osterzgebirges, Zinnwald – Altenberg – Sadisdorf [Tin deposits of the Osterzgebirge, Zinnwald – Altenberg – Sadisdorf] KLAUS THALHEIM	116
Steine/Erden-Lagerstätten bei Kamenz (Oberlausitz) REINER LOBST & KATRIN KLEEBOG	134
Neogen und Quartär im Elbtal und in der Westlausitz JAN-MICHAEL LANGE, WOLFGANG ALEXOWSKY, FRANK HORNA	151
Schauanlage und Museum der Granitindustrie in Haselbachtal/OT Häslich bei Kamenz (Oberlausitz) REINER LOBST	166
Cross-section Lausitz Block – Elbe Zone (Saxo-Thuringian Zone, Bohemian Massif, IGCP 497) ULF LINNEMANN, MANDY HOFMANN	166
Die Kreide der Elbtalzone MARKUS WILMSEN, BIRGIT NIEBUHR.....	199
Late Paleozoic volcanosedimentary evolution of the Elbe Zone and the eastern Erzgebirge [Spätpaläozoische vulkanosedimentäre Entwicklung der Elbezone und des östlichen Erzgebirges] CHRISTOPH BREITKREUZ, AXEL RENNO, JÖRG W. SCHNEIDER, KLAUS STANEK	
Naturstein in Dresden – Nutzung, Verwitterung und Erhaltung an historischen Bauwerken [Natural stone in Dresden – utilization, weathering and maintenance at historic buildings] HEINER SIEDEL	232

ŽÁK, J. & ZULAUF, G. (2009): Elevator tectonics and magmatic activity along the Teplá–Barrandian/Moldanubian boundary (Bohemian Massif). – In: LANGE, J.-M., LINNEMANN, U. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): GeoDresden2009. Geologie der Böhmisches Masse – Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas, 161. Jahrestagung Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, 30.09.-02.10.2009 in Dresden. Exkursionsführer. – Exkurs.f. und Veröfftli. DGG, 241: S. 5 - 28, 9 Abb.; Hannover.

Pre-conference field trip – Elevator tectonics and magmatic activity along the Teplá–Barrandian/Moldanubian boundary (Bohemian Massif)

JIRÍ ŽÁK¹, GERNOLD ZULAUF²

¹ Institute of Geology and Paleontology, Faculty of Science, Charles University, Prague, Albertov 6, CZ-12843 Prague, jirizak@natur.cuni.cz

² Institut für Geowissenschaften, Universität Frankfurt a.M., Altenhöferallee 1, D-60438 Frankfurt a.M., g.zulauf@em.uni-frankfurt.de

Key words: Bohemian Massif, Bohemian shear zone, Central Bohemian plutonic complex, elevator tectonics

1. Introduction

1.1. Preface

The Bohemian Massif shows records of two orogenic phases, separated by a period of crustal extension and basin development in a passive continental margin setting. The Cadomian (Pan-African) cycle spans the period from late Neoproterozoic (Ediacaran) to Early Cambrian. The Variscan orogeny started in Silurian/Devonian and lasted until Carboniferous/Permian times. This pre-conference field trip will show both the Cadomian and Variscan imprints in the upper-crustal Teplá–Barrandian unit (TBU) and in the adjacent mid- to lower-crustal Moldanubian unit (Fig. 1). The field trip will focus particularly on elevator-style dip-slip movements along the Bohemian shear zone system which separates both units.

1.2. Teplá–Barrandian unit

The Teplá–Barrandian unit (TBU, Fig. 1) forms an exceptional, largely supracrustal complex within the Variscan internides that was hardly affected by Variscan deformation and metamorphism (SUESS 1926). Neoproterozoic to Early Cambrian (Cadomian) imprints, on the other hand, are well preserved, in particular in the central part of the TBU. In the Barrandian syncline, located between Prague and Plzeň (Fig. 1), unmetamorphic Cambrian to Middle Devonian sediments and volcanics rest unconformably on top of deformed and weakly metamorphosed Neoproterozoic metasediments and volcanics (KETTNER 1917). Metamorphism of the Neoproterozoic rocks generally increases from

the Barrandian syncline (prehnite-pumpellyite to lower greenschist facies, CHÁB et al. 1995) towards the W and NW (amphibolite facies, VEJNAR 1982, ŽÁČEK & CHÁB 1993). The late Neoproterozoic/Lower Cambrian age of the Cadomian metamorphism has been constrained by microprobe dating of monazite of metagreywackes (ZULAUF et al. 1999).

Recently, the TBU was interpreted to represent a well-preserved fragment of a Cadomian accretionary wedge between the presumed paleo-subduction zone to the NW (present-day coordinates) and an island arc (the Jílové Belt) to the SE (SLÁMA et al. 2008).

Following the Cadomian orogeny, a large number of granitoid plutons intruded into the deformed Neoproterozoic rocks (527–507 Ma, U-Pb on zircon, ZULAUF et al. 1997a, DÖRR et al. 1998, 2002), accompanied by felsic dikes and volcanic complexes. This Cambro-Ordovician magmatic activity is interpreted to record an incipient extensional/transensional fragmentation of the northern margin of Gondwana (PIN et al. 2007).

The first records of Variscan convergence are documented in the eclogite-bearing Mariánské Lázně complex (MLC) at the northwestern margin of the TBU (Fig. 1). Structural and kinematic data suggest the MLC to represent a metamorphic core complex (ZULAUF 2001), the detached roof of which can be found in the southeast as the Teplá crystalline complex (TCC). Top-to-the-southeast extensional movements in the latter led to the recent pattern of northeast-southwest trending Variscan metamorphic isograds (Fig. 1; ZULAUF 2001).

The onset of Variscan folding and thrusting is recorded by the Middle Devonian (Givetian) sedimentation of clastic flysch-like sequences in the Barrandian syncline (CHLUPÁČ 1993, CHLUPÁČ et al. 1998). The K-Ar and ³⁹Ar-⁴⁰Ar ages indicate that the westernmost part of the TBU was, however, exhumed already in Upper

Devonian times associated with large-scale eastward ‘crustal tilting’, while the transpressional deformation along the southeastern margin of the TBU continued until ~346 Ma (ŽÁK et al. 2005).

1.2. Moldanubian unit

The Moldanubian unit has been subdivided into a structurally lower Drosendorf unit and a structurally higher Gföhl unit (FUCHS & MATURA 1976). The latter consists of granulite, eclogite, garnet and spinel peridotite, and anatectic gneiss. The lower part of the Drosendorf unit is referred to as Monotonous unit and consists largely of partly migmatitic paragneiss. The upper part of the Drosendorf unit, referred to as Variegated unit, includes paragneiss with intercalations of amphibolite, marble, quartzite, graphite schist, and calc-silicate rock.

There is radiometric evidence for Icartian (Eburnean) and Cadomian imprints (GEBAUER et al. 1989, WENDT et al. 1993, 1994, FRIEDL et al. 2004, TEIPEL et al. 2004, SCHULMANN et al. 2005) suggesting that the protoliths of Moldanubian high-grade rocks are derived from the northern margin of Africa. The protoliths of the Gföhl unit are largely early Paleozoic granites (FRIEDL et al. 2004, JANOUŠEK et al. 2004a). Parts of the variegated rocks of the Drosendorf unit, however, could be late Proterozoic to Palaeozoic in age as is indicated by palynological findings (e.g. ANDRUSOV & CORNA 1976).

Although most of the high-grade rocks of the Moldanubian unit are characterized by low pressure/high temperature metamorphism and partial melting (e.g. BLÜMEL & SCHREYER 1976, KALT et al. 1999, JANOUŠEK et al. 2006), there is also evidence for an earlier high pressure/high temperature metamorphism in form of eclogite and high-pressure granulite (MEDARIS et al. 1995, 2006) and for ultrahigh pressure metamorphism (KOTKOVÁ et al. 1997, NAKAMURA et al. 2004).

The age of the high-T/low-P metamorphism of Moldanubian rocks of the Bavarian Oberpfalz and the Bavarian Forest has been dated at 320–326 Ma (U-Pb on monazite and zircon, TEUFEL 1988, KALT et al. 2000, PROPACH et al. 2000). In other parts of the Moldanubian unit the age of the high-T/low-P metamorphism ranges between 316 and 330 Ma (U-Th-Pb on zircon and monazite, Rb-Sr whole-rock and biotite, GRAUERT et al. 1974; U-Pb on monazite, FRIEDL et al. 1994; U-Pb on zircon, TEIPEL et al. 2004). U-Pb TIMS geochronological studies of monazites of the Mühlzone and Sauwald of Austria show decreasing ages for the HT-LP metamorphism from NE to SW. The area E of the South-Bohemian Batholith yielded ca. 335 Ma, whereas ages between 314 and 317 Ma have been found in the Sauwald zone S of the Danube fault

(GERDES et al. 2006). Two independent low-pressure/high-temperature events (ca. 335 Ma and ca. 320 Ma) have also been suggested by TROPPEL et al. (2006).

The low-pressure high-temperature metamorphism was accompanied by the intrusion of late to post-tectonic granitoids, the age of which ranges from 335 – 310 Ma (SIEBEL et al. 2006, KLEIN et al. 2007 and references therein).

K-Ar and ³⁹Ar-⁴⁰Ar ages of Moldanubian hornblende and white mica range from 340 to 320 Ma, depending on the area considered (KREUZER et al. 1989, 1990, DALLMEYER et al. 1992, FRITZ et al. 1996, SCHARBERT et al. 1997). Older ages in the south reflect the Moravo-Moldanubian orogenic phase, whereas younger ages in the north result from the Bavarian phase (cf. FINGER et al. 2007).

1.3. Bohemian shear zone system (BSZS) and associated plutons

The *Bohemian shear zone system* (BSZS) separates supracrustal rocks of the TBU from middle and lower crustal rocks of the surrounding Moldanubian and Saxothuringian units. A minimum throw of 10 km has been accommodated by ductile elevator-style, largely dip-slip movements along subvertical, up to 2 km wide mylonitic shear zones which show several 90° deflections in map view (Fig. 1). The latter have been used to subdivide the BSZS into (1) the ENE trending North Bohemian shear zone (NBSZ, ZULAUF et al. 2002b), (2) the NNW trending West Bohemian shear zone (WBSZ, Zulauf 1994, 2002a), (3) the Hoher Bogen shear zone (HBSZ, Fig. 1; BUES & ZULAUF 2000, BUES et al. 2002), and (4) the ENE trending Central Bohemian shear zone (CBSZ, SCHEUVENS & ZULAUF 2000). All of these shear zones are characterized by a high dip angle (> 70°), extensional TBU-down movements, and retrograde metamorphic conditions during shearing, starting under amphibolite or even granulite and ceasing under greenschist facies conditions. The ductile nearly dip-slip movements along the subvertical NBSZ were active under granulite to greenschist facies conditions between 343 and 337 Ma (U-Pb on monazite and ³⁹Ar-⁴⁰Ar on muscovite, ZULAUF et al. 2002b). There are several granitoid plutons, different in composition and most of them synkinematic, which are straddling the BSZS (Fig. 1).

1.3.1. Plutons emplaced along the WBSZ

From N to S, plutons emplaced along the WBSZ (Fig. 1) are the Bor granite, the Mutěňin gabbro/diorite, the Drahotín gabbro/norite, and the Babylon granite. Evidence for synkinematic emplacement of the

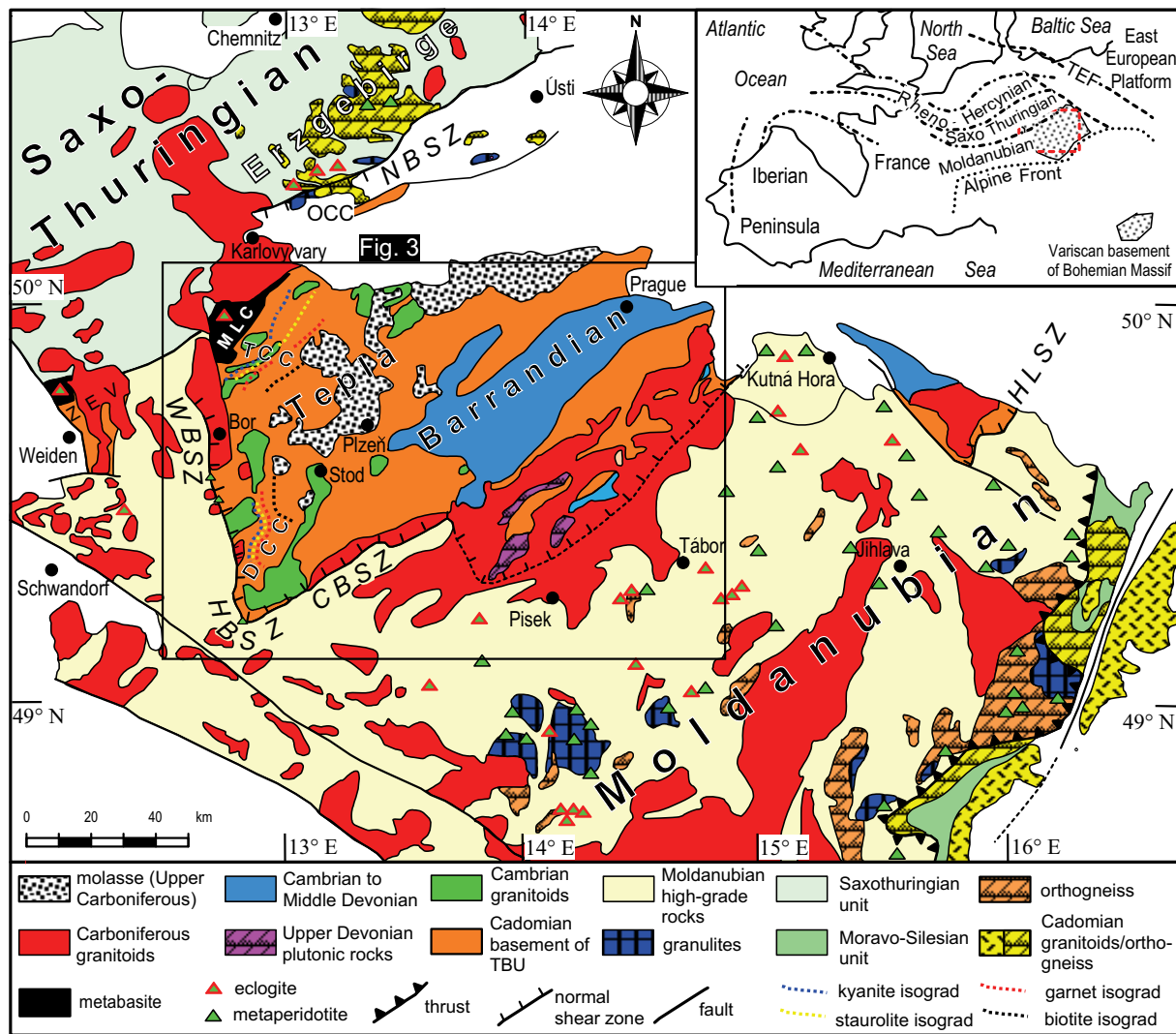


Fig. 1: Geological map of the western part of the Bohemian Massif (after DÖRR & ZULAUF, 2008). CBSZ = Central Bohemian shear zone, DCC = Domažlice crystalline complex, HBSZ = Hoher Bogen shear zone, HLSZ = Hlinsko shear zone, OCC = Ohře crystalline complex, MLC = Mariánské Lázně complex, NBSZ = North Bohemian shear zone, TCC = Teplá crystalline complex, WBSZ = West Bohemian shear zone, ZEV = Erbendorf-Vohenstrauß zone.

Mutěňín and Babylon plutons has been described by ZULAUF (1994, 2002a). New radiometric ages of these plutons are 331 ± 1 Ma for the Bor granite, 341 ± 1 Ma for the Mutěňín gabbro, 328 ± 1 Ma for the Drahotín diorite, and $342 \pm 10/-6$ Ma for the Babylon granite (U-Pb on zircon or monazite, DÖRR & ZULAUF, 2008). Emplacement depths and mineral cooling ages of the Babylon and Mutěňín pluton indicate a minimum throw of 10 km of the WBSZ for the period 340–320 Ma (ZULAUF et al. 2002a). Similar large elevator-style displacements – within the same period – have been obtained for the Hoher-Bogen shear zone (HBSZ), the latter connecting the WBSZ and the CBSZ (BUES & ZULAUF 2000, BUES et al. 2002).

1.3.2. Plutons emplaced along the CBSZ

The western part of the CBSZ is decorated by the Klatovy composite pluton which forms a southwestern fringe of the Central Bohemian Plutonic Complex and

consists of four different granitoid “types” (HOLUB et al 1995): (i) Klatovy granodiorite, (ii) Kozlovice granodiorite, (iii) Okrajovy granite, and (iv) Nýrsko granite. The calc-alkaline high-K Klatovy granodiorite shows an I-type signature and is interpreted as postcollisional uplift granitoid (SCHEUVENS 1999). It is similar in composition to the calc-alkaline Blatná granodiorite (Holub et al. 1995). Emplacement ages of these plutons are $347 \pm 4/-3$ Ma for the Klatovy granodiorite, 339 ± 2.4 Ma for the Nýrsko granite and 345.5 ± 0.6 Ma for the Kozlovice granodiorite (U-Pb on zircon or monazite, DÖRR & ZULAUF, 2008). The Teufelsberg (Čertův kámen) diorite, situated at the southwestern margin of the Teplá–Barrandian unit, close to the CBSZ, has been dated at 359 ± 2 Ma (concordant U-Pb zircon age, BUES et al. 2002).

As the Teufelsberg diorite is situated along the westernmost part of the CBSZ, this pluton is interpreted to be related to the initial activity of the CBSZ. If this

interpretation is correct, magma emplacement along the western part of the CBSZ was active within a time span of more than 20 m.y. starting at 359 ± 2 Ma (the age of the Teufelsberg pluton) and ceasing at 339 ± 2 Ma (the age of the Nýrsko granite). The main part of elevator-style slip along the CBSZ should have been accommodated during this period. The viscous movements inside the Teufelsberg pluton should have ceased at 342 ± 4 Ma (the K-Ar age of biotite of the Teufelsberg pluton; BUES et al. 2002). However, the Teufelsberg pluton is affected not only by slip along the BSZ, but shows also evidence for displacement along discrete subhorizontal mylonitic shear planes which predate CBSZ slip and are interpreted to reflect late increments of crustal thickening by thrusting (SCHEUVENS 1999, BUES et al. 2002).

1.3.3. Central Bohemian Plutonic Complex

The largest and most complex intrusion emplaced along the Teplá–Barrandian/Moldanubian boundary is the Central Bohemian Plutonic Complex (CBPC) which consists of several individual plutons that vary in age, composition and internal fabrics (Fig. 5). Available geochronological data and field relations suggest the following intrusive sequence: (1) calc-alkaline tonalite/granodiorite with quartz dioritic to gabbroid rocks of the Sázava pluton (354.1 ± 3.5 Ma, U-Pb on zircon, JANOUŠEK & GERDES 2003); (2) Požáry trondhjemite (351 ± 11 Ma, ^{206}Pb - ^{207}Pb on zircon, HOLUB et al. 1997); (3) calc-alkaline high-K Blatná granodiorite (346 ± 10 Ma, ^{206}Pb - ^{207}Pb on zircon, HOLUB et al. 1997; 346.7 ± 1.6 Ma, SHRIMP U-Pb on zircon, JANOUŠEK et al. 2007); (4) Čertovo Břemeno durbachites (343 ± 6 Ma, ^{206}Pb - ^{207}Pb on zircon, HOLUB et al. 1997); (5) Tábor pluton (336.6 ± 1.0 Ma, U-Pb on zircon, JANOUŠEK & GERDES 2003).

An upper-crustal emplacement level for most of the Central Bohemian Plutonic Complex is indicated both by field relations (the plutons mostly intrude low-grade, upper-crustal rocks) and by Al-in-hornblende barometry (JANOUŠEK et al. 2004b).

Apart from the distinct geochemical character, there is also a notable contrast in the tectonic setting of the two main calc-alkaline suites in the plutonic complex.

In the ~ 354 Ma Sázava pluton (Fig. 6), magmatic foliations and lineations are generally concordant with subhorizontal \sim NNE–SSW stretching lineation and subvertical \sim NNE–SSW to NE–SW cleavage (referred to as the “Jílové cleavage”) in the adjacent Teplá–Barrandian host rock.

By contrast, granitoids of the ~ 346 Ma Blatná composite pluton exhibit two different fabrics along the northwestern and southern contact against the Tep-

lá–Barrandian and Moldanubian Units, respectively (Fig. 7):

- (1) To the NW, near the Teplá–Barrandian host rock, the granitoids are characterized by sub-vertical \sim NNE–SSW to \sim NW–SE magmatic foliations, associated with sub-horizontal \sim NNE–SSW to \sim NE–SW magmatic lineations (typically defined by hornblende) and dextral kinematics. This fabric is concordant with the regional transpressional fabric preserved in the Teplá–Barrandian host rocks.
- (2) To the SE, the above transpressional magmatic fabric changes into magmatic to subsolidus foliation dipping moderately to the NW (i.e., beneath the plutonic complex) and bearing down-dip lineation. The entire southern and southeastern margin of the CBPC (referred to as the Červená granodiorite), including the ~ 343 Ma durbachites, is in a 5 to 10 km wide zone overprinted by this pervasive subsolidus shear deformation associated with normal, SE-side-up kinematics.

The youngest intrusions of the plutonic complex (the ~ 337 Ma Tábor pluton) are post-tectonic and are not overprinted by the normal shearing.

1.3.4. Shear zones, plutonism, and elevator tectonics

The granitoids of the Mutěnin, Babylon, and Nýrsko pluton are free from contractional deformation and intruded synkinematically into the WBSZ and CBSZ (ZULAUF et al. 1994, 2002a, SCHEUVENS 1999) suggesting that both shear zones were active at the same time. A coeval activity of the WBSZ and CBSZ is further suggested by the fact that both shear zones are structurally and kinematically connected by the HBSZ, a sharply bent belt of mylonitic amphibolite, meta-ultrabasite, and garnet pyroclastic which show largely dip-slip Teplá–Barrandian–down movements (Fig. 1, BUES & ZULAUF 2000, BUES et al. 2002). It has further to be emphasized that elevator-style slip along the WBSZ and CBSZ occurred while the NBSZ was active further to the north. Elevator tectonics along the NBSZ has been constrained to the narrow period 343–337 Ma (see above).

Thus, elevator tectonics along the North-, West, and Central Bohemian shear zone operated simultaneously at least during the period 346–337 Ma. Based on the spatio-temporal distribution of pluton emplacement ages and of mineral cooling ages, it is very likely that slip along some segments of the BSZ started already at ca. 350 Ma and lasted until ca. 320 Ma. Some arguments which are supporting these assumptions have been presented above, but more arguments will be presented in the following sections.

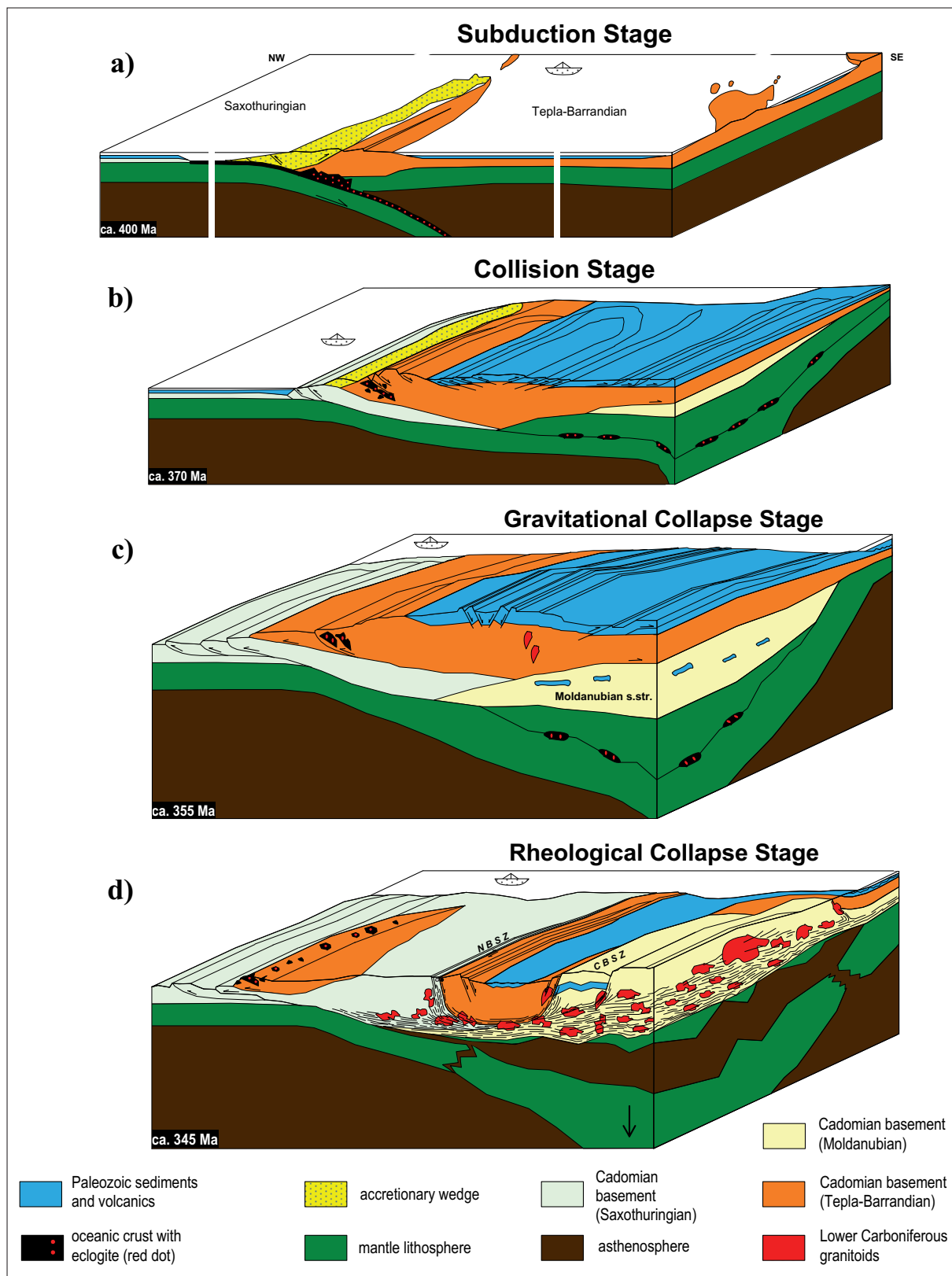


Fig. 2: Geodynamic model for the Variscan orogeny in the western Bohemian Massif starting with Silurian subduction and ceasing with Carboniferous orogenic collapse, delamination of mantle lithosphere, lower crustal channel flow and elevator tectonics. CBSZ = Central Bohemian shear zone, NBSZ = North Bohemian shear zone (after DÖRR & ZULAUF, 2008).

In contrast to the older plutons of the WBSZ, the Bor and Drahotín intrusions do not have temporal equivalents inside the Central Bohemian Plutonic Complex. However, similar ages have been obtained from the South Bohemian Batholith (e.g. EISGARN & WEINBERG granite, ca. 327 Ma; FRIEDL et al. 1996, FRIEDL 1997, FRASL & FINGER 1991) and from (meta)diorites of the Bavarian Forest situated inside the Fürstenstein complex (334 ± 1 Ma, Pb-Pb on zircon, CHEN & SIEBEL 2004;) and inside the Bavarian shear zone (334 ± 3 Ma, U-Pb on zircon, SIEBEL et al. 2005). The alkaline signature of the Drahotín pluton (diorite, gabbro-norite) suggests that mantle melting did play a role still at 328 ± 1 Ma.

The steep to subvertical dip and the striking 90°-deflections in map view are not the only peculiar features of the BSZ. From the intrusion depth of the Babylon and Mutěnin pluton a vertical displacement of 10 km has been calculated for the WBSZ (ZULAUF et al. 2002a). This value should be regarded as a minimum value. The real value is probably far above 15 km (see discussion in ZULAUF et al. 2002a). Similar throw magnitudes have been suggested for the NBSZ (ZULAUF et al. 2002b), for the HBSZ (BUES et al. 2002), and for the CBSZ (SCHEUVENS & ZULAUF 2000). Geobarometric data obtained by SCHEUVENS (1999) indicate that the southern parts of the Klatovy granodiorite intruded at much deeper levels (11–18 km depth) than the northern parts (4–9 km depth). The Nýrsko granite, situated also at the northern margin of the pluton, intruded at still higher crustal levels (3–5 km depth). The different emplacement depths of the northern and southern melts of the Klatovy pluton result from south-side-up displacement along the CBSZ with a *minimum* throw ranging from 6 to 15 km (SCHEUVENS 1999).

The geometry of the BSZ is hardly constrained for deeper structural levels. In the seismic profile 9HR (TOMEK et al. 1997), which cuts the western part of the CBSZ, the latter can be interpreted to penetrate steeply through the entire crust.

1.4. Variscan geodynamic evolution

1.4.1. Evidence and timing of the Saxothuringian/TBU convergence

Evidence for an early convergent setting is documented in the eclogite-bearing MLC (ZULAUF 1997b, ŠTĚDRÁ et al. 2002). As a Sm-Nd isochron age of 409 ± 8 Ma, obtained from a garnet core, omphacite, and bulk rock analyses of a MLC eclogite (BEARD et al. 1995) is similar within uncertainty to the Sm-Nd isochron age (395 Ma, STOSCH & LUGMAIR 1990) and a Lu-Hf age of the Münchberg eclogite (≤ 405 Ma, SCHERER et al. 2002), in our model the timing of subduction

of pre-Variscan oceanic lithosphere underneath the Cadomian basement of the TBU is estimated at ca. 400 Ma (Fig. 2a). This assumption is supported by U-Pb dating of zircon, monazite and titanite of various rocks of the MLC (TIMMERMANN et al. 2004). A magmatic arc related to this SE dipping subduction zone has yet not been found. Within-plate basalts of late Lower Devonian age (ca. 400 Ma) inside the Barrandian basin (CHLUPÁČ et al. 1998, p. 163) indicate that the Barrandian basin formed neither a back-arc nor a fore-arc basin during this time.

Collision of the Saxothuringian unit with the TBU during the Upper Devonian (ca. 370 Ma; SCHÄFER et al. 1997) was accompanied by the exhumation of the MLC eclogites (Fig. 2b). ³⁹Ar-⁴⁰Ar and K-Ar ages of hornblende, white mica and biotite indicate rapid cooling of the eclogites and adjacent rocks in Upper Devonian times (380–365 Ma, KREUZER et al. 1992, DALLMEYER & URBAN 1998).

Convergent movements inside the TBU led to a bivergent fold and thrust belt, the latter showing NW-directed thrusts in the NW and SE-directed thrusts in the SE (Fig. 2b; ZULAUF 1997a, 2001, and references therein). The radiometric ages of micas and amphibole suggest the convergent structures of the TBU to have developed during a long period. From the TCC the convergent movements ‘migrated’ towards the SE causing a break in sedimentation in the Barrandian basin at the Middle/Upper Devonian boundary (CHLUPÁČ 1993) that was succeeded by folding and thrusting at 370 ± 8 Ma (age of the Holýšov thrust, ZULAUF 1997a). Convergent movements are further documented in the western part of the TBU by viscously deformed Cambro-Ordovician pegmatites which yielded Rb-Sr mineral isochrons for plagioclase and biotite at ca. 373 Ma (GLODNY et al. 1998).

1.4.2. Convergent movements in the area of the Central Bohemian Plutonic Complex

Along the southeastern margin of the TBU (in the area of the Central Bohemian Plutonic Complex), the convergent movements continued until ~346 Ma (ŽÁK et al. 2005), resulting in ~WNW–ESE to ~NW–SE regional shortening and predominantly top-to-the-ESE tectonic transport along the southeastern flank of the TBU. Approaching the CBPC margin, the regional structural pattern changes and exhibits significant across- and along-strike variations interpreted as a result of strain partitioning, where the Saxothuringian/Teplá–Barrandian convergence interacted in different ways with the intruding magma pulses (Fig. 8). Around the voluminous, northeasterly ~354 Ma Sázava pluton the principal shortening was at high angle to the forearc-facing intrusive contact and the host rocks were significantly

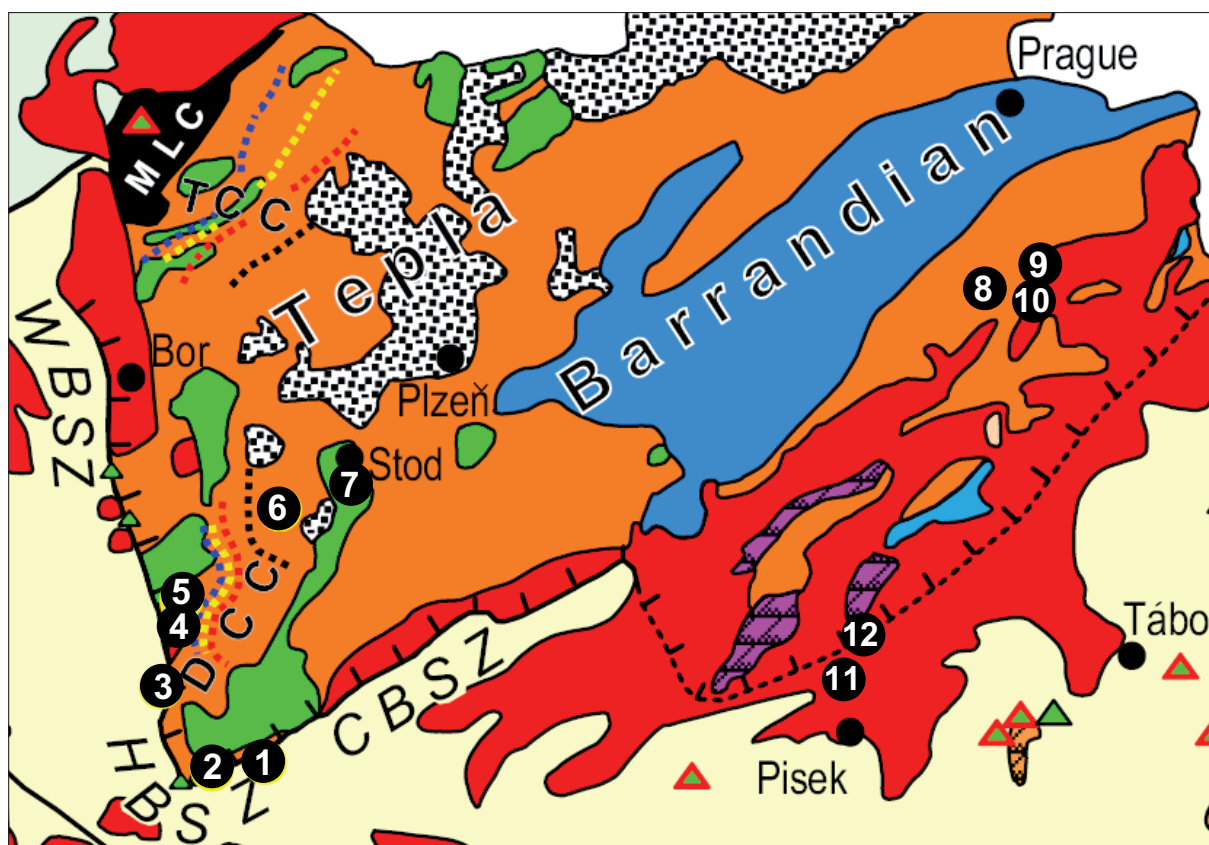


Fig. 3: Enlarged cut-out of Fig. 1 showing localities of the field trip.

thermally softened. The regional top-to-the-ESE tectonic transport converted here into arc-parallel ductile flow within the structural aureole around and above the pluton. In contrast, a narrow to nonexistent ductile strain aureole is preserved in the host rocks around discordant sheet-like plutons (the southwesterly pre-354 Ma Marginal granite and the Milín granodiorite of unknown radiometric age). In these plutons and in the ~346 Ma Kozárovice granodiorite of the Blatná suite, magmatic foliations and lineations reveal sigmoidal map-scale fabric patterns consistent with dextral transpression. The thin sheet-like plutons were oriented obliquely to the principal shortening and were rheologically weaker than the host rocks prior to final crystallization, producing dextral transpression recorded by the internal fabrics of these plutons (Fig. 8).

The convergent movements and transpression in the Teplá–Barrandian upper crust adjacent to the CBPC during ~354–346 Ma were replaced by the normal, SE-side-up (Teplá–Barrandian-down) exhumation of the mid- to lower-crustal Moldanubian Unit starting at around ~346 Ma (Fig. 9).

1.4.3. Magmatic arc granitoids and the question of subduction zone polarity

The geochemical and isotopic characteristics of the CBPC granitoids are interpreted to reflect subduc-

tion-related magmatic arc plutonism with significant involvement of mantle-derived magma (JANOŠEK et al. 2000, 2004b, HOLUB et al. 1997, JANOŠEK & GERDES 2003, ŽÁK et al. 2005a and references therein). In the recent literature, however, a vigorous debate has been centered on whether the CBPC is related to the SE-dipping subduction of the Saxothuringian ocean (KONOPÁSEK & SCHULMANN 2005, JANOŠEK & HOLUB 2007, SCHULMANN et al. 2009, ŽÁK et al. 2009), or whether the CBPC formed above a subduction zone located to the southeast and dipping to the NW (FINGER et al. 2007). This question remains open to discussion and below we thus summarize the main arguments pro and cons each hypothesis.

The main arguments for the CBPC as a product of the SE-dipping Saxothuringian ocean subduction are: (i) field cross-cutting relationships (HOLUB et al. 1997b) and radiometric data (HOLUB et al. 1997a, JANOŠEK & GERDES 2003, JANOŠEK et al. 2007) indicate a southeastward younging plutonic activity, thus shift of the magmatic arc thermal axis in time from the NW to the SE; (ii) geochemical zonation (i.e., older calc-alkaline plutons are located to the NW whereas younger, progressively more potassium-rich plutons intrude to the SE) corresponds well with an overall southeastward growth direction of the plutonic complex and with the Saxothuringian subduction; (iii) deformation progressively migrated from the NW to the SE (ŽÁK

et al. 2005a). Moreover, transpressional deformation localizes along the NW margin (towards the Saxothuringian subduction zone) whereas extensional along the SE margin of the CBPC (towards the Moldanubian „backarc“ domain).

On the other hand, the latter hypothesis is supported by: (i) Crustal thickening in the southern part of the TBU was accompanied by intrusion of calc-alkaline melts of the Mirotice und Staré Sedlo orthogneiss (369 ± 4 and 375 ± 5 Ma, U-Pb and Pb-Pb on zircon; KOŠLER et al. 1993), both of which are regarded as roof pendants inside the central Bohemian Plutonic Complex. The Mirotice and Staré Sedlo granitoids should not reflect arc magmatism related to a SE dipping subduction zone because at 370 Ma the Saxothuringian ocean was closed and the collisional movements had already reached the Barrandian basin. (ii) Late Early Devonian basaltic volcanism in the Barrandian basin is not compatible with a magmatic arc that was related to southeastward subduction of oceanic lithosphere. Given that subduction of oceanic lithosphere did still occur in Upper Devonian times, this subduction zone must have been situated in the south near the recent Moldanubian-Moravian suture, with the subducting slab dipping towards the NW (FINGER et al. 2007).

1.4.4. The Bohemian plateau and elevator tectonics

The doubly vergent crustal wedge reached its maximum thickness during the period 360–350 Ma and started to collapse subsequently (Fig. 2c). There are two lines of evidence which suggest the thickness of the doubly vergent crustal wedge to exceed 50–60 km:

1. A vertical throw of $\gg 10$ km along the BSZS is possible only in highly overthickened crust. Elevator tectonics along the BSZS implies sinking of the TBU – as a supracrustal lid – into hot and weak substratum, the latter with a thickness similar to the value of vertical throw along the BSZS ($\gg 10$ km). This substratum must have been removed from the base of the TBU by viscous channel flow (see below). Moreover, more than 15 km of upper crust have been removed from the DCC subsequent to Upper Devonian crustal stacking (ZULAUF 1997a). As the recent crustal thickness of the TBU is ca. 30 km (HEUER et al. 2006), the crustal thickness of the TBU at ca. 360 Ma should have been $30 \text{ km} + \gg 10 \text{ km} + 15 \text{ km} = \gg 55 \text{ km}$ (DÖRR & ZULAUF 2008).
2. The intrusion depth of the Mutěnin pluton suggests that more than 20 km of upper and middle crust have been removed by extensional and erosional unroofing in the Moldanubian domain close to the WBSZ. As the recent Moldanubian crustal thickness is 34–39 km (HEUER et al. 2006), the crustal

thickness at 360 Ma should have been more than 55 km.

A thickness >55 km is also indicated by relics of deformed metaultramafic rocks inside the WBSZ (VEJNAR 1966, 1977a) and inside the HBSZ (BUES & ZULAUF 2000). These mantle slices might have been scraped off from the base of the crust of the TBU while the latter was thrust – as an entire crustal segment – on top of Moldanubian/Saxothuringian crust (BUES et al. 2002, ZULAUF et al. 2002a). Another alternative would be that the metaultramafics belong to the Moldanubian unit and were incorporated into the latter by extrusion from the subduction channel as has been modelled by GERYA & STÖCKHERT (2006).

A particular problem is the reconstruction of the topographic height of the Bohemian plateau, as robust indicators for paleoheight are lacking in the study area. A crustal thickness $\gg 55$ km should result in a mean topographic elevation of >3 – 4 km. Such a high plateau is also indicated by the sedimentary record of the Stephanian-Autunian deposits of the Massif Central (BECQ-GIRAUDON et al. 1996).

The initial collapse of the Bohemian plateau was associated with the exhumation of rocks of the western part of the TBU and subsidence of the Barrandian Paleozoic rocks preventing the latter from erosion and denudation. Exhumation and moderate large-scale eastward tilting of the entire western TBU is indicated by the mineral cooling ages of this area. The metamorphic rocks of the DCC reached subgreenschist facies conditions at ca. 360 Ma (K-Ar and ^{39}Ar - ^{40}Ar ages of white mica, DALLMEYER & URBAN 1998, ZULAUF et al. 2002a), whereas ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of biotite and K-Ar dating of white mica in the Stod area, further to the east, yielded 518 ± 8 and 483 ± 10 Ma, respectively (KREUZER et al. 1990, AHRENDT & WEMMER, unpubl. data). During the entire Variscan cycle the Neoproterozoic rocks of the Stod-Plzeň area and the Cambrian to Middle-Devonian cover of the Barrandian basin were situated at upper crustal levels and did not undergo metamorphism during Upper Devonian folding and thrusting.

Exhumation of the DCC rocks was accompanied by the intrusion of the Teufelsberg pluton at 359 ± 2 Ma (BUES et al. 2002). As the Teufelsberg pluton intruded close to and into the BSZ and was cut viscously by the latter (SCHEUVENS 1999), it might be possible that the mantle-derived dioritic melts of the Teufelsberg pluton used the steep mylonitic foliation of the BSZ as pathway to ascent, meaning that slip along the BSZ may have started already at ca. 360 Ma.

During the phase of enhanced collapse (342–337 Ma) all constituents of the BSZS (NBSZ, WBSZ, CBSZ) underwent elevator-style slip under retrograde meta-

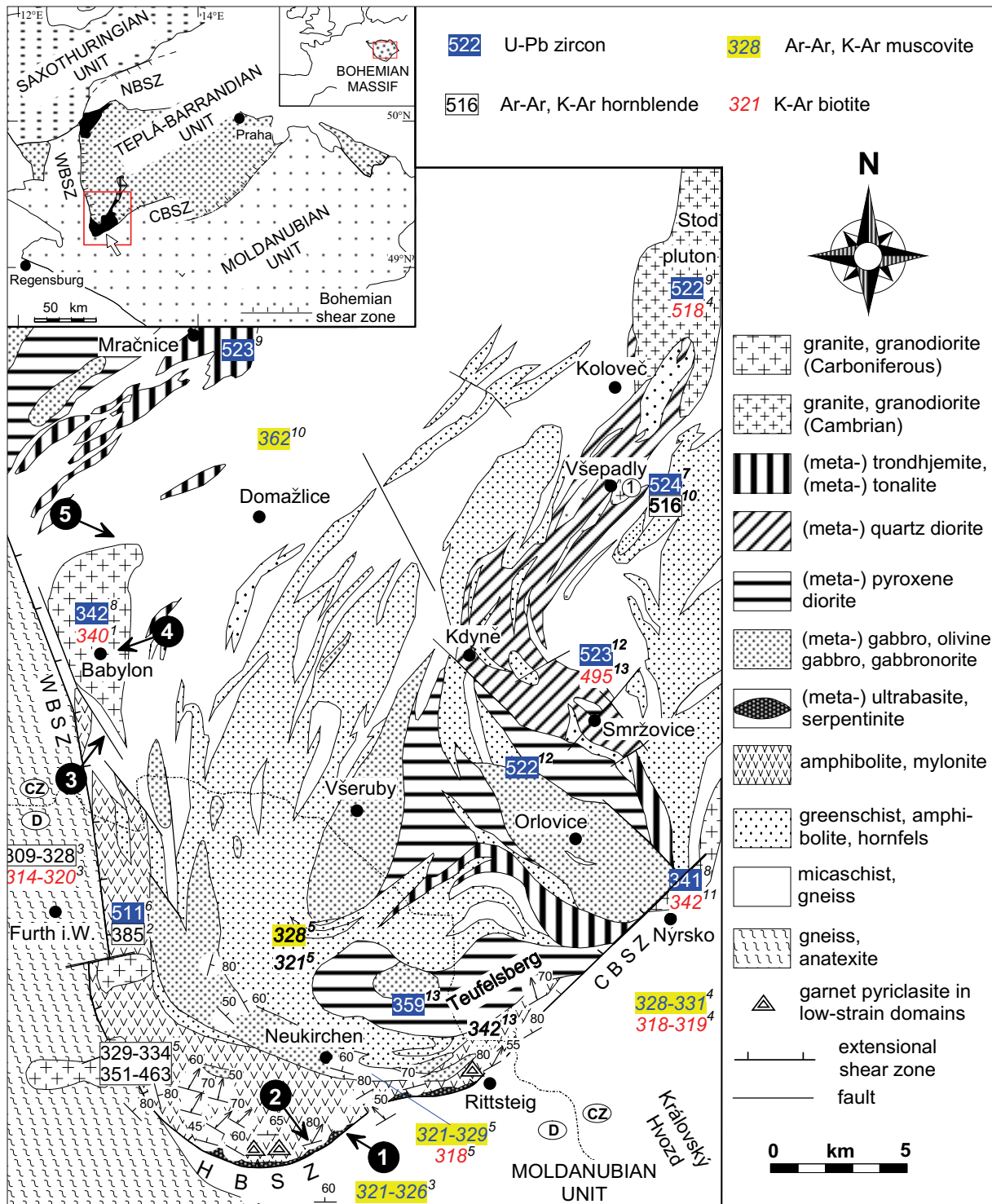


Fig. 4: Geological map of the Neukirchen-Kdyně massif and the Domažlice crystalline complex (modified, according to BUES et al. 2002) with geochronological data (1 = VEJNAR 1962; 2 = FISCHER et al. 1968; 3 = KREUZER et al. 1989; 4 = KREUZER et al. 1990; 5 = KREUZER et al. 1992; 6 = GEBAUER 1993; 7 = DÖRR et al. 2002; 8 = DÖRR & ZULAUF. 2008; 9 = ZULAUF et al. 1997; 10 = DALLMEYER & URBAN 1998; 11 = WEMMER & AHRENDT (unpubl.); 12 = DÖRR et al. 2002; 13 = BUES et al. 2002. HBSZ, NBSZ, WBSZ, CBSZ = Hoher-Bogen -, North -, West -, Central Bohemian shear zone, respectively. Localities 1 – 5 of day 1 are shown.

morphic conditions causing significant sinking of the TBU (the ‘elevator’) into its hot substratum, while the latter (Saxothuringian and Moldanubian unit) extruded and thus were exhumed. It has to be emphasized that during this phase of enhanced elevator-style slip the entire TBU was situated at upper crustal levels,

whereas the Moldanubian and parts of the Saxothuringian rocks were deeply buried suffering HP-granulite facies metamorphism (Fig. 2d). In the Moldanubian unit and in the Ohře crystalline complex (Saxothuringian unit) the HP-granulite facies metamorphism has been constrained to the period 330-355 Ma based

on U-Pb analyses of metamorphic zircon and Sm-Nd analyses of garnet (VAN BREEMEN et al. 1982, KRÖNER et al. 1988, 2000, AFTALION et al. 1989, WENDT et al. 1994, KOTKOVÁ et al. 1996, ROBERTS & FINGER 1997, SVOJTKA et al. 2002, JANOUŠEK et al. 2006). The age of the subsequent LP-HT metamorphism in the Moldanubian unit varies between 335 and 315 Ma, depending on the area considered (see above). Similar ages have been determined for Moldanubian granitoids (335–310 Ma, see above).

As the high heat-flow event, anatexis, emplacement of mantle-derived melts and rapid exhumation of the Moldanubian/Saxothuringian rocks occurred simultaneously with, and subsequently to, the elevator-style slip of the BSZS, there should be a genetic link between these processes. There is an increasing number of authors who are ascribing the thermal turnover and dramatic heating of the Variscan lower crust to a removal of the previously thickened mantle lithosphere (SCHALTEGGER 1997, ZULAUF 1997a, WILLNER et al. 2002, BRUGUIER et al. 2003, DÖRR & ZULAUF 2008). A complete or partial removal of the mantle lithosphere (as shown in Fig. 2d) would explain the following orogenic processes, records of which have been found in the Bohemian Massif:

- (1) Fast uplift, rapid cooling, high altitude and erosion because of an increase in the potential energy of the remaining lithosphere.
- (2) The change from a thrust-related setting to a strike-slip or extensional (normal fault) setting inside an overall convergent setting (cf. ENGLAND & HOUSEMAN 1989, ENGLAND 1993).
- (3) Restoring of the pre-orogenic thickness of both lithosphere and crust.
- (4) High heat flow, anatexis and LP-HT metamorphism in the Moldanubian rocks due to the rapid increase in temperature of the remaining lithosphere by nearby asthenosphere and by the rapid uplift of isotherms.
- (5) Both partial melting and solid-state diffusion creep led to a decrease in viscosity of the lower and middle crust by several orders of magnitude resulting in a low-viscosity crustal channel beneath the Bohemian plateau (Fig. 2d). The substratum of the recent TBU was part of this low-viscosity crustal channel and thus was largely removed by viscous lateral flow. The latter was necessary to allow the sinking of the TBU – as rigid upper crustal block (the ‘elevator’) – into its weak substratum by elevator-style slip along the BSZS (Fig. 2d). The flowing lower crust extruded along the BSZS at the flanks of the TBU as Moldanubian and Saxothuringian partially molten high-grade rocks, the latter including granulites (ŠTÍPSKÁ et al. 2004,

SCHULMANN et al. 2005, FRANĚK et al. 2006). Such an orogenic scenario with channel flow and ductile extrusion of middle and lower crust has been numerically modelled by BEAUMONT et al. (2001) to explain the dynamics of the Tibetan plateau. In such a setting the unusually steep attitude of the BSZ can be explained by the significant rheological contrast between the extruding hot and thus weak Moldanubian/Saxothuringian crust and the relatively cold and thus rigid crust of the TBU.

Elevator tectonics and the collapse of the Bohemian plateau were active inside an overall convergent setting. Moreover, elevator tectonics along the BSZ operated coeval with dextral strike-slip along the Bavarian lode shear zone. Diorite which is related to, and sheared along, the mylonites of the Bavarian lode shear zone has been dated at 334 ± 2 Ma (SIEBEL et al. 2006).

2. Description of stops

Day 1 (September, 28th, 2009)

The main goals of the Day 1 field trip are to:

- show the elevator-style movements and magmatic activity along the steep mylonites of the WBSZ and the HBSZ;
- show Cadomian and Variscan imprints in the Neoproterozoic rocks of the Domažlice crystalline complex.

The localities of the stops are depicted on Figs. 3 and 4.

Stop 1 - Road cut between Mais and Vordermais,

Location: SE part of Hoher Bogen (49°14'24,7", 12°59'03,4", topographic map 1 : 25 000, 6743 Neukirchen b. Hl. Blut, Geological Map of the Bavarian Forest 1 : 150 000).

This outcrop shows Moldanubian micaschists (Künische Glimmerschiefer) which belong to the Královský hvozď unit and are affected by down-dip movements of the Bohemian shear zone. Both the foliation and the mylonitic stretching lineation on top of the foliation planes are dipping steeply towards NNW (340/60). Down-dip movements are indicated by SC and ECC fabrics.

Stop 2 - Cliffs at Lange Höhe

Location: SE part of Hoher Bogen (49°13'49,3", 12°57'07,7" topographic map 1 : 25 000, 6743 Neukirchen b. Hl. Blut, Geological Map of the Bavarian Forest 1 : 150 000).

The Bohemian shear zone shows a 90° bent in the area of the Hoher Bogen. This bent belt of mylonites, referred to as Hoher-Bogen shear zone, forms the contact between mafic and ultramafic rocks of the Neukirchen-

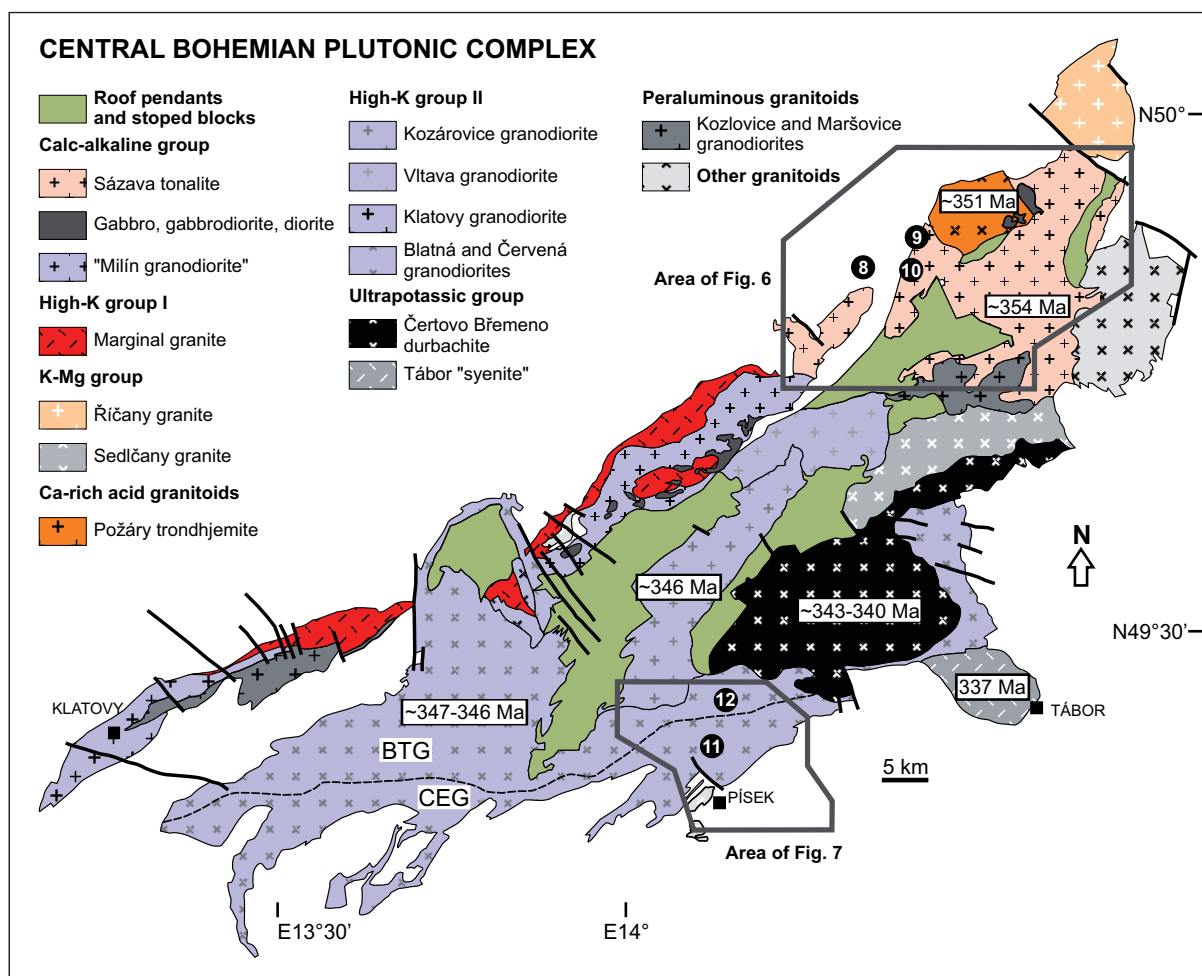


Fig. 5: Simplified geologic map of the Central Bohemian Plutonic Complex shows main intrusive units, basic geochemical discrimination (after Holub et al. 1997a), and radiometric ages (Holub et al. 1997b, Janoušek & Gerdes 2003, Janoušek et al. 2007). Geology based on the Czech Geological Survey 1:200,000 maps, sheets Tábor and Pilsen. BTG – Blatná granodiorite, CEG – Červená granodiorite corresponding to a large-scale, SE-side-up shear zone. Numbers indicate position of field trip localities.

Kdyně complex (as part of the Teplá–Barrandian unit) and Moldanubian gneiss or micaschist.

The present outcrop has been investigated by C. BUES. There is strongly foliated amphibolite mylonite with rotated enclaves consisting of massif pyroxene-bearing amphibolite. The internal foliation (S1) inside the enclaves shows different orientation compared to the external foliation (S2) of the mylonites. S2 is dipping steeply (75–90°) towards NNW. On top of the mylonitic shear planes there is a lineation that is dipping steeply (50–70°) towards NNE. This lineation is portrayed by the shape-preferred orientation of Ca-amphibole and by stretched plagioclase domains. Asymmetric pressure shadows behind the rigid amphibolite enclaves suggest dextral down-dip movements, meaning that the northern part (Neukirchen-Kdyne complex) was sinking down whereas the southern part (Moldanubian rocks) were exhumed. Parallel to the mylonitic lineation there are fold axes, the latter belonging to open folds which affect the mylonitic foliation.

Stop 3 - Cliff at the old barracks south of Česká Kubice

Location: 49°21'58", 12°51'30", topographic map 1 : 25 000, 21-234 Domažlice, geol. map 1 : 200 000, Plzeň.

This outcrop shows retrograde metamorphic mylonites (phyllonites) of the West Bohemian shear zone (WBSZ) that dip steeply (60–80°) towards E. The foliation of the mylonites results from compositional layering (phyllosilicate and quartz/feldspar rich layers). The dip-slip stretching/mineral lineation is portrayed by elongated quartz and shape-preferred orientation of phyllosilicates. The most important constituents of the mylonite are quartz, plagioclase (An_{15}), white mica, biotite, garnet, chlorite, and opaque phases. Quartz porphyroclasts show subgrains, with boundaries parallel to the prism planes, and evidence for strain-induced grain boundary migration and related recrystallization. Plagioclase shows fracturing, bending, and deformation twins. Pressure shadows behind plagioclase porphyroclasts include quartz and chlorite. White mica

is present as muscovite and younger sericite, both of which are aligned parallel to the mylonitic foliation. The same holds for biotite that is frequently replaced by chlorite strengthening the retrograde character of the mylonites. Garnet shows fracturing.

Top-down-to-the-E macroscopic shear-sense is indicated by asymmetric shape of porphyroclasts and SC and shear-band fabrics. The same shear sense has been derived under the microscope by asymmetric pressure shadows of chlorite behind garnet.

Stop 4 - Open quarry east of Babylon

Location: close to railroad crossing (49°23'58,9", 12°52'05,4", topographic map 1 : 25 000, 21-234 Domažlice, geol. map 1 : 200 000, Plzeň).

The outcrop shows weakly deformed coarse grained Babylon granite. The Babylon granite intruded synkinematically into the BSZ and is largely restricted to Cadomian paragneiss of the Tepla-Barrandian unit (Fig. 1; ZULAUF 1994). Peraluminous, subalkaline biotite granite is the most important constituent of the Babylon pluton (VEJNAR 1977b, WULF et al. 1996). Biotite-muscovite granite is present only at the eastern and northern margin. The same holds for the contact aureole that is up to 800 m wide. Andalusite has been found in the southern contact aureole as well as in the WBSZ mylonites that cut the pluton in the west (VEJNAR 1977b).

The composition of the Babylon granite is similar to that of the Bor granite. It consists of quartz, plagioclase, K-feldspar (microcline), and biotite, the latter partly altered to chlorite. Accessory minerals are white mica, zircon, monazite, and apatite.

The emplacement age of the Babylon granite is not well constrained. Zircons of the Babylon granite yielded an upper intercept in the concordia diagram at 342 ±10/-6 Ma (DÖRR & ZULAUF 2008) which is in line with a K-Ar age of biotite (ca. 330 Ma, VEJNAR 1962, age recalculated using current decay constant). Thus, the Babylon pluton should have emplaced between 352 and ca. 336 Ma. Similar to the Mutěnin pluton, the Babylon pluton is cut by the WBSZ, but intruded synkinematically into Tepla-Barrandian crust at <12 km depth as is indicated by microstructures, phengite barometry and petrogenetic considerations (ZULAUF 1994, ZULAUF et al. 2002a).

Stop 5: Cliffs at top of Hrádek

Location: SW of Újezd (49°25'51,3", 12°51'41,8", topographic map 1 : 25 000, 21-234 Domažlice, geol. map 1 : 200 000, Plzeň).

Cadomian basement of the Domažlice crystalline complex (DCC) is exposed at the Hrádek hill in form of paragneiss and sheared late Cambrian/early Ordovician pegmatite, both of which are situated in the staurolite + kyanite zone. The outcrop is further located within the contact aureole of the Carboniferous Babylon granite which has been dated at 342 ±10/-6 Ma (DÖRR & ZULAUF 2008). The main foliation of the paragneiss dips steeply (60-80°) ESE. Parts of the pegmatites intruded subparallel to this foliation and are sheared along the foliation planes. The stretching/mineral lineation is almost horizontal trending NE-SW. Paragneisses consist of quartz, plagioclase, muscovite, biotite, garnet, staurolite, kyanite, and sillimanite. Quartz is characterized by static fabrics (120° triple point patterns) which might result from the contact metamorphic heating of the Babylon pluton. Cadomian Barrovian-type minerals (garnet, staurolite, kyanite) are deformed by fracturing and bending. Kyanite shows margins consisting of sericite. Sillimanite, on the other hand, is hardly deformed. It appears along the foliation planes and is included in quartz and muscovite.

Quartz of the pegmatite shows relics of chessboard patterns that result from two sets of subgrains, one with boundaries parallel to the prism planes, the other with boundaries parallel to the basal planes. The latter suggest c-slip in quartz at $T > \text{ca. } 600 \text{ }^\circ\text{C}$, which could be explained by synkinematic emplacement of the pegmatite. $T > 600 \text{ }^\circ\text{C}$ is further consistent with the fact that plagioclase of the pegmatite is partly recrystallized. There are some asymmetric structures, such as asymmetric pressure shadows of biotite behind garnet, which, however, do not indicate an unequivocal sense of shear.

U-Pb dating of monazite, separated from paragneiss, yielded ages at ca. 490 Ma (DÖRR, pers. commun.) which is close to the age of the DCC pegmatites (Glodny et al. 1998). K-Ar dating of muscovite and biotite yielded 350 ± 7 and 306 ± 6 Ma (ZULAUF et al. 2002). The K-Ar ages might be influenced by the intrusion of the nearby Babylon pluton. The distance from Hrádek hill to its northern margin is only ca. 1 km. White mica of gneisses of the DCC, situated remote from the Babylon pluton, yielded ^{39}Ar - ^{40}Ar and K-Ar ages at ca. 362 Ma (DALLMEYER & URBAN 1998, ZULAUF et al. 2002).

Stop 6: Outcrop in the Radbuza valley

Location: Between Holýšov and Ohučov; (49°34'41,2", 13°04'54,0", topographic map 1 : 25 000, 21-22 Holýšov, geol. map 1 : 200 000, Plzeň).

Upper Devonian folding and brittle-ductile top-to-the-ESE displacement along the Holýšov thrust (chlorite-sericite zone).

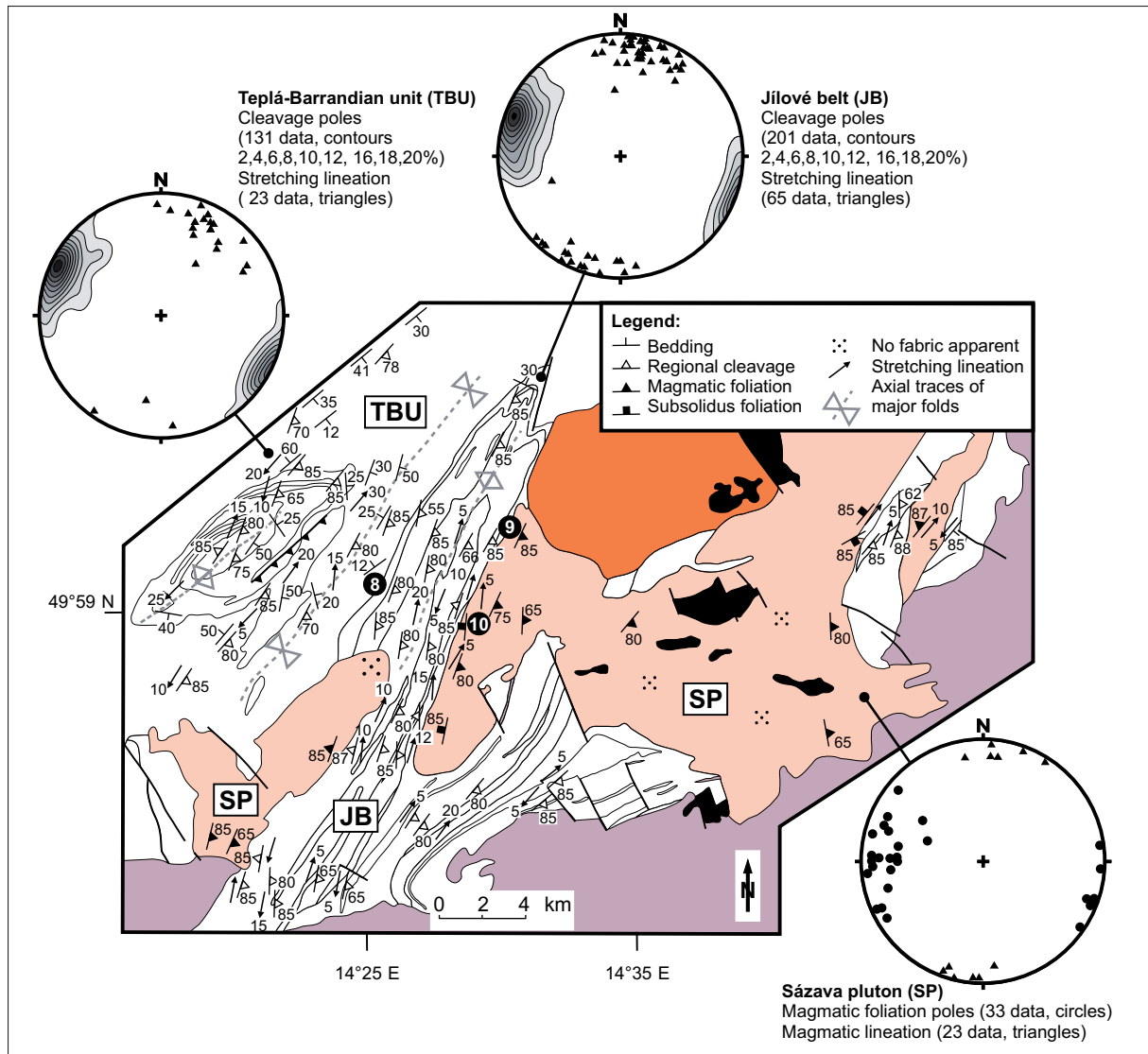


Fig. 6: Structural map of the Sázava pluton and its host rocks along the southeastern margin of the TBU. Steep magmatic foliation and sub-horizontal magmatic lineation in the pluton are parallel to regional cleavage and to stretching lineation in the host rock, respectively. Stereonets (lower hemisphere, equal area projection) show orientations of host rock regional cleavage and stretching lineation, and magmatic foliation and lineation in the tonalite. JB – Jílové Belt, TBU – Teplá-Barrandian unit, SP – Sázava pluton. Numbers indicate position of *Day 2*-field trip localities.

The map-scale structural inventory within the Upper Proterozoic rocks SW of Stod is characterized by ESE-vergent folds and related thrusts, that show top-to-the-ESE displacement. This type of folds and thrusts (Holýšov thrust) affect phyllites, metagreywackes and quartzites of the present outcrop. They result from a third deformation stage (D_3). Mineral phases observed in the above metasediments include quartz, sericite, chlorite, biotite, plagioclase, K-feldspar and opaque phases.

Relics of a first (Cadomian) deformation stage (D_1) are quartz veins and S_1 fabrics, the latter occurring between the S_2 planes of competent metagreywackes (only visible in thin sections). The S_1 planes are characterized by oriented sericite and shape-preferred orientation of quartz and feldspar grains.

Cadomian D_2 deformation led to the dominant, tight foliation (S_2) that is characterized by the shape-preferred orientation of sericite and chlorite and by local, but strong, enrichment of opaque phases. At some places quartz veins have formed parallel to S_2 . F_2 isoclinal folding, on the other hand, affects quartz veins that opened parallel to S_1 . There is also evidence for non-coaxial deformation during D_2 (e.g. asymmetric pressure shadows of recrystallized quartz and mica behind plagioclase porphyroclasts). However, due to the strong Variscan D_3 deformation, that in most cases influenced the older fabrics and erased the D_2 stretching lineation, the sense of D_2 shearing determined is not very reliable.

Post- D_2 static growth of biotite and white mica as well as the static recrystallization of quartz is related to

the contact heating of the Cambrian Stod pluton that is only 4 km apart from the present outcrop (Fig. 1).

Devonian F_3 folding of Cadomian S_2 foliation led to ESE-vergent, overturned to recumbent folds that show thickened hinges and thinned limbs. The associated axial-plane cleavage (S_3) is a widely spaced fracture or crenulation cleavage, depending on the mechanical properties of the rock.

The top-to-the-ENE mylonites are some cm wide and strongly foliated. The S_3 foliation of these mylonites results from shape-preferred orientation of synkinematic sericite, chlorite, stretched quartz grains and inhomogeneous distribution of opaque phases. D_3 -related deformation mechanisms of quartz include incipient bulging recrystallization, pressure solution and fracturing, all of which suggest the brittle-ductile regime with respect to the mechanical behavior of quartz. The distribution of quartz-c-axes suggests dominant $\langle a \rangle$ slip along the basal planes (ZULAUF 2001). The metamorphic conditions during D_3 were retrograde with respect to the Cadomian and late Cadomian imprints. Biotite has been bent and chloritized. These metamorphic reactions, together with the quartz deformation fabrics, suggest lowermost greenschist facies conditions during D_3 deformation. D_3 top-to-the-ESE shear-sense indicators include mica fish, asymmetric pressure shadows of mica and quartz behind feldspar porphyroclasts (σ clasts), SC and shear-band fabrics (ZULAUF 1997a).

The Si-content of the sericite of the D_3 mylonites ranges from 3,25 to 3,38. As the critical paragenesis for phengite barometry is present, these values suggest a metamorphic pressure between 4 and 5 kbar at $T = 300 - 350$ °C for the D_3 thrusting event.

K-Ar dating of synkinematic sericite, separated from the D_3 mylonites, yielded 371 ± 8 Ma (WEMMER & AHRENDT, unpublished data). As the sericite probably grew below the blocking temperature for the K-Ar isotopic system of white mica, this age is interpreted as formation age of the syn- D_3 sericite and thus as the age of the D_3 thrusting event. The Cadomian white micas of the wall rock of the D_3 mylonites yielded a K-Ar age of 400 ± 9 Ma (WEMMER & AHRENDT, unpublished data). This age is interpreted as mixing age, meaning that the Cadomian age signature has been slightly influenced by the Variscan thermal imprints. Due to the low temperature and low D_3 strain, the age of the Cadomian sericite has not been completely changed to Devonian ages.

The Upper Devonian radiometric age for the D_3 shortening event in the Stod-Holíšov area is compatible with the fact that the sedimentation in the Barrandian basin changed at the Eifelian/Givetian boundary from limy

to siliciclastic and finally ceased close to the Middle/Upper Devonian boundary (CHLUPÁČ 1993, p. 22).

Stop 7 - Open quarry Šibeniční vrch

Locality: Southeastern margin of Stod (49°37'53,8", 13°10'28,4", topographic map 1 : 25 000, 21-22 Holýšov, geol. map 1 : 200 000, Plzeň).

Brittle deformation and basic dikes in Cambrian Stod pluton.

The northeastern part of the quarry Šibeniční vrch shows biotite granite of the Stod pluton that is locally strongly decomposed and weathered. Most parts of the weathered granite have been exploited as building material. The more or less intact biotite granite consists of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite (partly altered to chlorite), and accessories (apatite and zircon). There are also microscopic xenoliths consisting of strongly foliated country rock (metagreywacke). Overgrowth of magmatic biotite on the xenoliths postdates the stretching of quartz, the latter occurring as lenses within the metagreywacke material of the xenoliths.

There is a large number of deformation stages in the biotite granite reaching from brittle-ductile to brittle. We are not able to resolve the complete deformation history by taking into account the observed cross-cutting relationships. The following sequence has been found: (1) early steep normal and strike-slip faults, (2) low-angle thrust faults, and (3) late steep normal faults. Similar to the normal faults, the strike-slip and reverse faults are themselves polyphase.

The strike-slip faults include: (1) N-S directed sinistral, (2) E-W directed dextral, and (3) NE-SW directed dextral types, the latter being related to the emplacement of lamprophyre dikes (spessartite) that show the same direction of strike as the dextral strike-slip faults (NE-SW). The quartz fabrics in the granite adjacent to the dike suggest shearing in the brittle ductile regime. There are fractures, subgrains (oriented parallel to the prism planes), and evidence for strain-induced grain boundary migration including incipient bulging recrystallization. At the direct contact to the basic dike, plagioclase of the granite has been partly replaced by actinolite and sericite. Biotite has been transformed to chlorite.

As the brittle-ductile quartz fabrics are strongly restricted to the direct contacts of the lamprophyres, a synkinematic intrusion of the dike is suggested. The heat of the basic melt progressed into the adjacent granite supporting thermally activated deformation mechanisms like strain-induced grain boundary migration and bulging recrystallization. The lamprophyre itself shows a distinct magmatic foliation by shape-

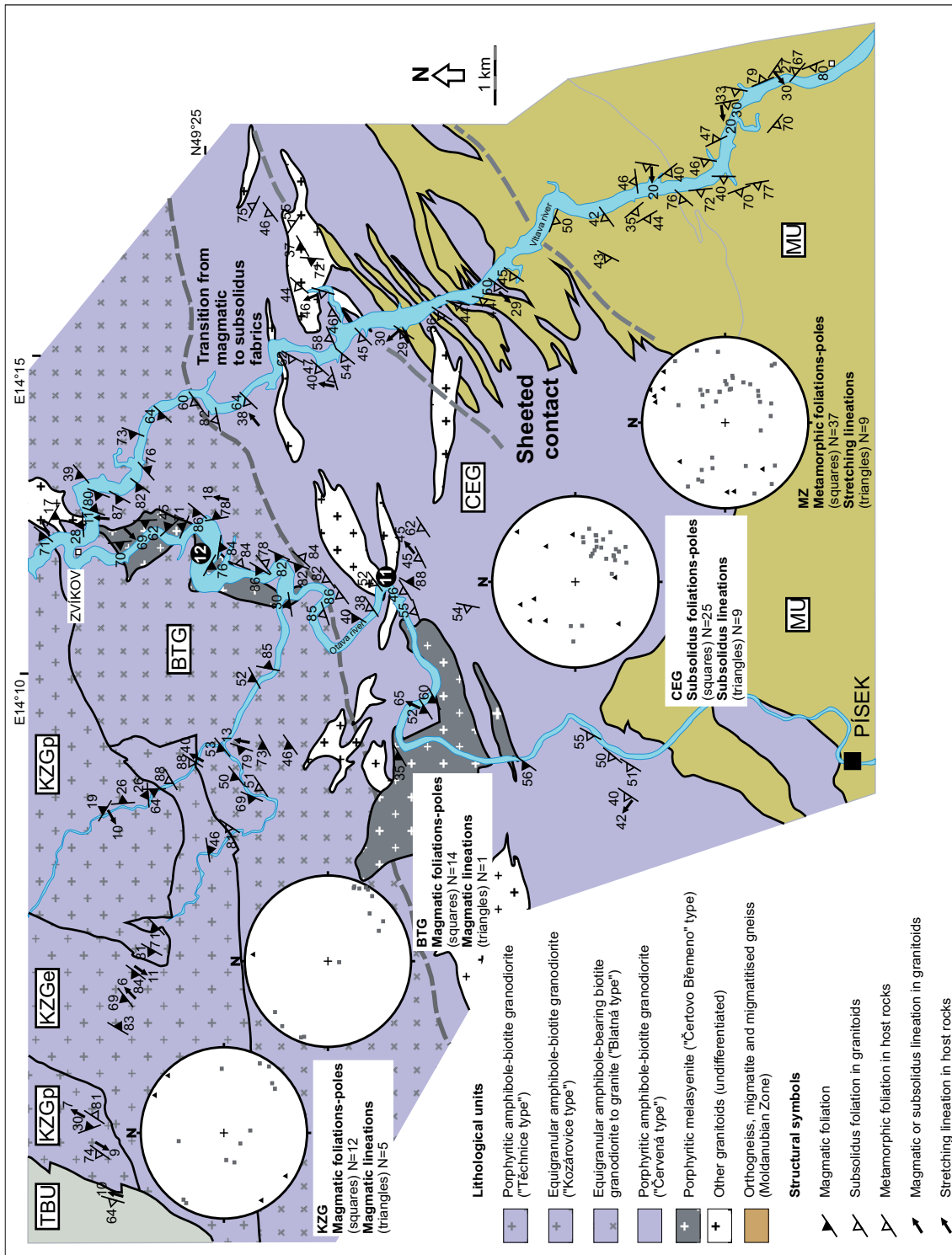


Fig. 7: Structural map of the southeastern margin of the Central Bohemian Plutonic Complex and adjacent part of the Moldanubian Unit (MU). The NW margin of the CBPC was affected by regional transpression whereas its SE margin was pervasively overprinted by magmatic and sub-solidus fabrics associated with the SE-side-up exhumation of the Moldanubian Unit. BTG – Blatná granodiorite, CEG – Červená granodiorite, CBD – Čertovo Břemeno durbachite, KZGe – equigranular Kozárovice granodiorite, KZGp – porphyritic Kozárovice (Těchnice) granodiorite. Numbers indicate position of field trip localities.

preferred orientation of hornblende phenocrysts and inhomogeneously distributed opaque phases. Most of the hornblende phenocrysts occur as pseudomorphs that have been changed to chlorite. Microscopic extensional veins in the lamprophyre are mineralized with chlorite and laumontite and are cut by late shear planes. As the formation of laumontite is generally restricted to $T < \text{ca. } 250 \text{ } ^\circ\text{C}$ (LIU et al. 1987), the formation of the veins as well as the late strike-slip movements should have occurred below ca. $250 \text{ } ^\circ\text{C}$.

The data presented above suggest that the spessartite dike intruded into an existing brittle strike-slip fault, that was active until the dike had solidified and cooled down to ambient temperatures. An upper age limit of the spessartite is given by the age of the Stod pluton. A concordant U-Pb zircon age of $522 \pm 2 \text{ Ma}$ has been determined for the Těšovice granite, located south of the present locality (DÖRR et al. 2002). This age is compatible with a $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ biotite age ($518 \pm 5 \text{ Ma}$, KREUZER et al. 1990), the latter suggesting granitic melt

emplacement at supracrustal levels (ca. 7 km depth, ZULAUF 1997a) and rapid cooling to the K-Ar blocking temperature of biotite still during the Cambrian. A lower, but more speculative, age limit for the spessartite emplacement is given by the following observation. Lamprophyre dikes of the Barrandian syncline, which are similar to those of the Stod and Domazlice area, cut through the Mid-Cambrian sediments, but are themselves truncated by Ordovician strata.

The younger SE-directed thrusts of the outcrop probably reflect Variscan (Upper Devonian) shortening. Similar thrust planes are described in the outcrop of the Radbuza valley between Holýšov and Ouhčov.

Day 2 (September, 29th, 2009)

The main goals of the Day 2 field trip are to:

- traverse from upper-crustal Neoproterozoic rocks of the Teplá–Barrandian unit in the NW through the Early Carboniferous magmatic-arc granitoids of the Central Bohemian Plutonic Complex to mid-crustal gneisses of the Moldanubian unit in the S and SE
- examine host rock deformation, magmatic fabrics, and strain partitioning related to both regional transpressional deformation in the upper crust (TBU) and emplacement of the ~354 Ma calc-alkaline plutons along the NW margin of the CBPC
- explore intrusive and structural relations between ~346 Ma high-K granitoids and ~343–340 Ma ultrapotassic rocks of the melasyenite–durbachite series and switch in regional kinematics from transpression to normal movements recorded in the granitoids of the central part of the CBPC
- take a closer look at the deformed granitoids in the crustal-scale, normal shear zone which accommodated exhumation of the mid-crustal rocks of the MU along the southern and southeastern margin of the CBPC
- discuss the origin, intrusive sequence, compositional variations, and tectonic setting of granitoids of the CBPC with respect to various models proposed for the evolution of the Teplá–Barrandian/Moldanubian boundary

Stop 8 - Section along the Vltava River near the Štěchovice Dam

Locality: 22 km S of Prague (49°50'49.36"N, 14°25'21.49"E; Geologic map of the Czech Republic 1:25000, sheet 12-441 Štěchovice)

The Vltava River near Štěchovice provides an excellent section through the Late Neoproterozoic (Ediacaran) basement of the southeastern flank of the Teplá–Barrandian Unit. In general, the Neoproterozoic

basement rocks of the TBU comprise two principal lithostratigraphic units: (1) A volcano-sedimentary complex (the Kralupy–Zbraslav Group) composed of volcanic, volcanoclastic, and clastic sedimentary rocks, further subdivided into the presumably older Blovice and younger Davle Formations differing in their spatial distribution and in the composition of volcanic rocks. Tholeiitic and potassium-rich basalts dominate the Blovice Formation in the northwestern sector of the TBU, whereas calc-alkaline basalts, andesites, dacites, rhyolites, and associated volcanoclastic rocks are typical for the Davle Formation (exposed in antiformal structures along the SE flank of the TBU). The uppermost part of the Kralupy–Zbraslav Group is capped by a 50–200 m thick marker horizon of silicified black shales (the Lečice beds). (2) The volcano-sedimentary sequence is conformably overlain by rhythmically alternating shales, siltstones, graywackes, and polymictic conglomerates of the Štěchovice Group (up to 4 km thick), interpreted as turbidite flysch-like succession. The graywackes contain significant amount of island-arc-derived material (JAKEŠ et al. 1979, LANG 2000, DROST et al. 2004, SLÁMA et al. 2008).

The Štěchovice Dam locality exposes the uppermost part of the Davle Formation, represented here by banded felsic ash-flow and lithic tuffs and volcanic breccias. These volcanoclastic rocks form a cover of a large Neoproterozoic volcanic complex, which crops out in the NNE–SSW-trending, 65 km long and 3–5 km wide belt (referred to as the Jílové Belt; we are at its NW margin). The Jílové Belt, consisting of a number of basalt to rhyolite lava flows, volcanoclastic rocks, and shallow-level trondhjemite intrusions, is a key unit for understanding the Neoproterozoic (Cadomian) evolution of the TBU. It has been interpreted to represent a volcanic island arc associated with Cadomian subduction during ~660–560 Ma (SLÁMA et al. 2008 and references therein). As a whole, the Jílové Belt has been extremely shortened (estimated shortening reaches locally up to 60 %) into a tight large-scale antiform.

At the Štěchovice dam, the tuffs of the Davle Formation are heterogeneously deformed, in some places the banding is devoid of cleavage and dips gently to moderately to the WNW–NW whereas in other places volcanic fragments have been ductilely deformed and overprinted by steep NNE–SSW spaced cleavage. Further to the NW (downstream) along the river, the volcanic complex is conformably overlain by black shales of the Lečice beds (poorly exposed) passing upwards into the shales and siltstones of the Štěchovice Group. In contrast to the underlying component volcanoclastic rocks, the fine-grained soft sediments have been pervasively overprinted by steep, NNE–SSW spaced cleavage (referred to as the „Jílové cleavage“) which largely transposes the original bedding. The

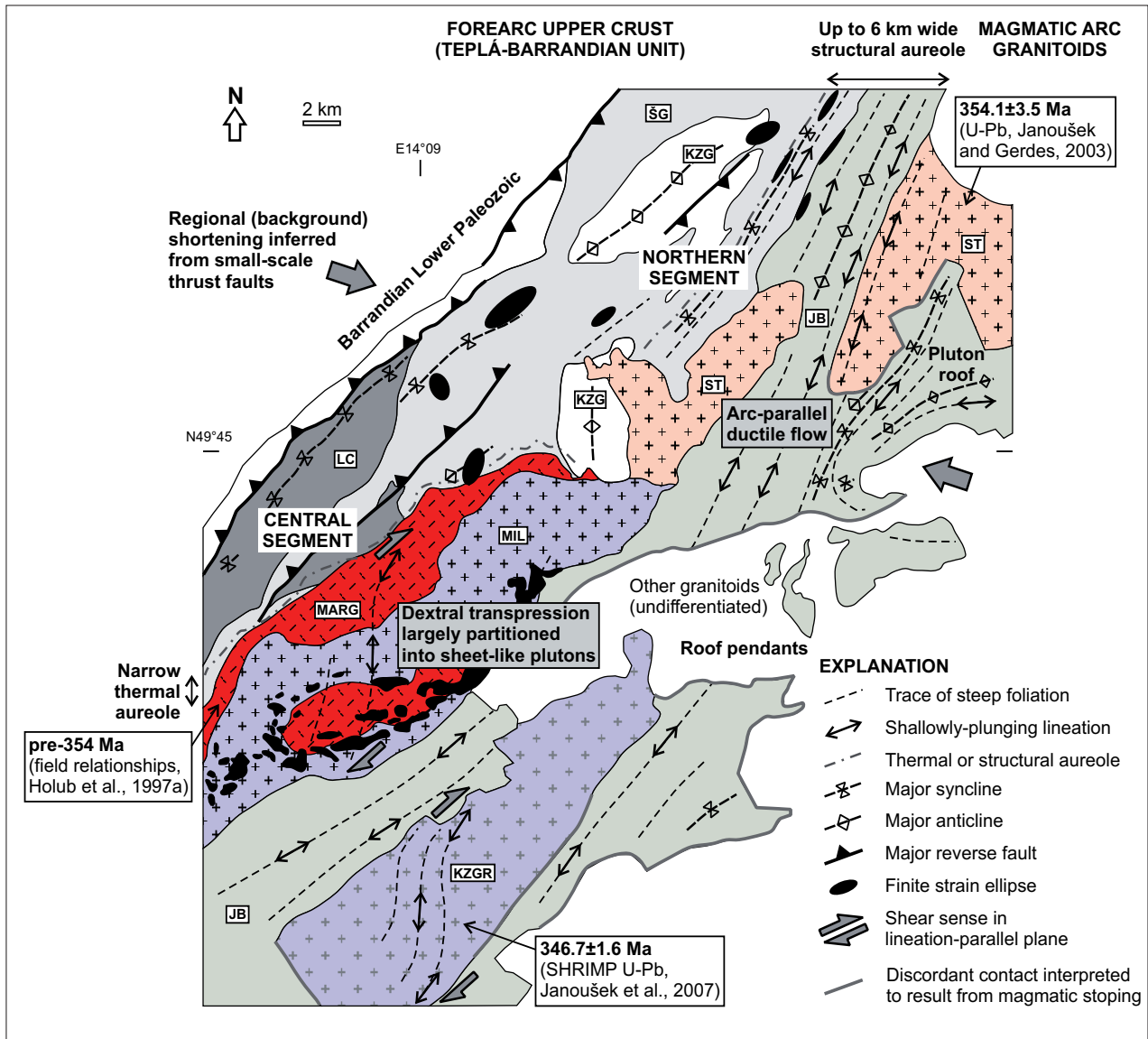


Fig. 8: Synoptic interpretive map of the northwestern margin of the Central Bohemian Plutonic Complex summarizing foliation and lineation patterns, major thrust faults and folds, and finite strain estimates in the forearc region. Significant along- and across-strike variations in finite strain, interpreted in terms of strain partitioning, characterize the northern and central parts of the arc margin. Structural data in this map were compiled from RAJLIČ (1988), RAJLIČ et al. (1988), ŽÁK et al. (2005a, b, 2009), and Czech Geological Survey map 1:200,000 sheet Tábor. JB – Jílové belt, KZG – Kralupy–Zbraslav Group, KZGR – Kozárovce granodiorite, LC – Lower Cambrian, MARG – Marginal granite, MIL – Milín granodiorite, ŠG – Štěchovice Group, ST – Sázava tonalite.

cleavage formed at low temperatures and is characterized by well-developed pressure solution seams with parallel or anastomosing geometry and no preferred orientation of clasts within microlithons.

Stop 9 - Žampach, section along the Sázava River valley

Locality: 3 km S of Jílové u Prahy (49°52'11.23"N, 14°29'45.15"E; Geologic map of the Czech Republic 1:50,000 sheet 12-44 Týnec nad Sázavou).

This locality is one of the best exposed intrusive contacts of the Central Bohemian Plutonic Complex (CBPC) with its host rocks. The western end of the

section is made up of metapelites of the Štěchovice Group which form a thin strip in the map that delineates the northeastern margin of the underlying Jílové Belt (from the Stop 1 we moved to the opposite, NE limb of the antiform). Unlike the low-temperature cleavage we have seen in Štěchovice, metapelites in the thermal aureole display high-temperature foliation defined by biotite-rich domains alternating with domains formed by coarsely recrystallised quartz. Biotite and also quartz grains exhibit strong shape-preferred orientation. Large quartz grains with irregular to highly lobate grain boundaries imply grain boundary migration (GBM) recrystallization mechanisms, reflecting increased temperature conditions within the aureole.

To the east (upstream) along the section, we cross an intrusive contact of the metapelites with the 354 Ma Sázava amphibole–biotite tonalite, which further continues 20 km to the east (we are now at its NW margin). The contact is sheeted and consists of a number of the tonalite sheets intruding parallel to the HT foliation, passing east into a more homogeneous tonalite with abundant stope blocks of host metapelites.

The tonalite exhibits a well-developed magmatic fabric (foliation and lineation) defined by shape-preferred orientation of grains (hornblende, biotite, quartz, feldspar), here with little to no evidence of solid-state overprint. The fabric thus formed during the presence of a melt. Except for local complexities where the fabric wraps around stope blocks or is parallel to the nearby contact, the magmatic foliations and lineations in the tonalite are generally concordant with the regional cleavage and subhorizontal stretching lineation in the Neoproterozoic host rocks. This observation corroborates the Variscan (Early Carboniferous) age for the regional deformation along the SE flank of the TBU, which was coeval with the syn-tectonic emplacement of the tonalite.

Stop 10 - Teletín quarry

Locality: 2.4 km S of Krňany (49°49'25.92''N, 14°28'29.52''E; Geologic map of the Czech Republic 1:50,000 sheet 12-44 Týnec nad Sázavou).

The Teletín quarry is a famous locality which exposes a spectacular magma mingling domain ~0.5 km away from the northwestern margin of the Sázava pluton.

The mingling structures in the quarry are represented by scattered microgranular enclaves, polygenic enclave swarms, irregular or sheet-like bodies of gabbrodiorites and quartz diorites in the host tonalite, and transitional structures where enclaves or enclave swarms formed by break-up or net-veining of larger sheets. Microgranular enclaves are present in several compositional and textural types and display a wide range of geometries, shapes, variable spatial distribution and characteristics of enclave-host interfaces. Typically, the enclaves are ~0.1–1.0 m in size, fine-grained and commonly exhibit no macroscopically discernible magmatic fabrics. Enclave shapes vary from rounded, mostly triaxial ellipsoids to sub-angular, or to highly irregular shapes with lobate and cusped-lobate boundaries. Interfaces between the enclaves and host tonalite are mostly sharp, although transitional and diffuse contacts are also present. Microstructures of both enclaves and host tonalite are exclusively magmatic with no evidence for solid-state recrystallization.

The enclave swarms commonly alternate with sub-vertical, ~NNE–SSW sheet-like bodies of fine-grained quartz diorites. These sheets are parallel to both magmatic foliation of the host tonalite and to the enclave swarms. Contacts between the sheets and the host tonalite are typically sharp, only locally diffuse as a result of limited hybridization. Some of the sheets clearly intrude the tonalite, however, are also locally boudinaged, irregularly broken-up or net-veined by the tonalitic magma. Similarly to the microgranular enclaves, the sheets usually do not exhibit any mesoscopic internal fabric due to their very fine-grained nature.

The above field relations suggest roughly coeval, poly-phase interactions between mingled magma pulses involving multiple intrusive and mingling events and that a great majority of enclaves resulted from disintegration of originally much more voluminous bodies of mafic magma.

Interestingly, an unusual example of multiple, plane-confined magnetic lineations was revealed in the quarry using anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) method. In the enclaves and sheets, magnetic lineations plunge steeply to moderately whereas in their tonalitic host lineations plunge from vertical to horizontal; both rock types share a single ~NNE–SSW steep foliation. The multiple plane-confined lineations are interpreted to record heterogeneous superposition of two different processes: (1) vertical stretching during magma emplacement, leaving behind the steep lineations, and (2) tectonic stretching which progressively rotated mineral grains in rheologically weaker domains (chiefly in the host tonalite) toward parallelism with the sub-horizontal regional lineation in the host rocks.

Stop 11 - Vých skály u Oslova

Locality: 2 km SW of Oslov (49°23'32.09''N, 14°11'10.63''E; Geologic map of the Czech Republic 1:25,000 sheet 12-234 Oslov).

The cliffs above the Otava River are located within the 5–10 km wide zone of homogeneous pervasive subsolidus deformation that overprints the entire southern and southeastern margin of the CBPC. The deformed granitoids are collectively referred to as the Červená granodiorite and are considered as equivalent of the undeformed 346 Ma Blatná granodiorite.

In terms of orientation, kinematics, and conditions of deformation, the subsolidus fabric in the Červená granodiorite contrasts sharply with the structures we have seen earlier during the day along the NW contact of the granitoids with the TBU (Stops 1–3). Foliation here dips moderately to the NW, i.e., beneath the plutonic complex, and bears mostly down-dip stretching lineation associated with normal, SE-side-up

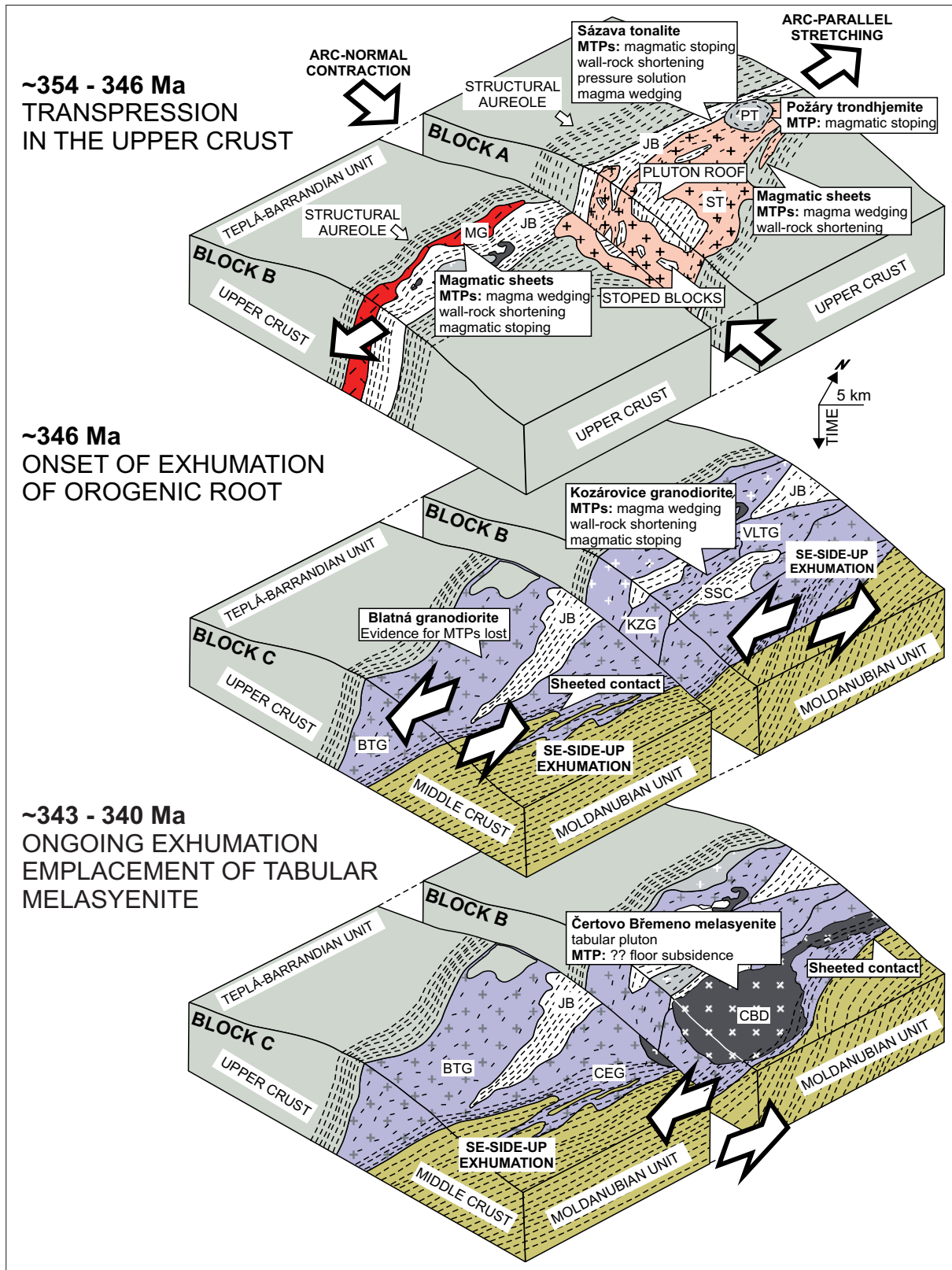


Fig. 9: Idealized block-diagrams to show the structural evolution of the Central Bohemian Plutonic Complex and the adjacent units during the Lower Carboniferous. The earliest ~354 Ma plutons intruded the upper crust of the TBU during regional transpression associated with arc-parallel stretching and arc-normal shortening. The regional transpression was enhanced in overlapping structural aureoles of individual plutons along the northwestern margin of the plutonic complex. Multiple material transfer processes (MTP's) accommodated emplacement of these plutons. Subsequently, the southeastern margin of the plutonic complex was pervasively overprinted by SE-side-up exhumation of the mid-crustal MU broadly synchronous with the emplacement of the tabular Milevsko pluton (Čertovo Břemeno melasyenite). The Tábor pluton (not shown here) intruded the Moldanubian gneisses to the SE of the Milevsko pluton after the exhumation at ~337 Ma. BTG – Blatná granodiorite, CEG – Červená granodiorite, CBD – Čertovo Břemeno durbachite, JB – Jílové Belt, KZG – Kozárovce granodiorite, MG – Marginal granodiorite, SSC – Staré Sedlo Complex, ST – Sázava tonalite, VLTG – Vltava granodiorite.

kinematics (based on asymmetric porphyroclasts and S–C relations). Microstructures indicate solid-state, greenschist facies conditions for the deformation. We interpret the Červená granodiorite to be a continuation of the Central Bohemian Shear Zone system (CBSZS), accommodating exhumation of the mid-crustal Moldanubian Unit. Compared to the shear zones we examined during the first day, this part of the CBSZ is characterized by deformation distributed across a wide zone, but the timing is similar. The earliest normal movements commenced in this part of the CBSZ at around 346 Ma.

Stop 12 - Štědrónín

Locality: 1 km SW of Zvíkovské Podhradí (49°27'7.7"N, 14°11'27.02"E; Geologic map of the Czech Republic 1:25,000 sheet 12-234 Oslov).

The youngest significant magmatic event in the CBPC is represented by the 343–337 Ma ultrapotassic melasyenites (durbachites) to melagranites (HOLUB 1997, HOLUB et al. 1997a, b). These rocks are located mainly along the southeastern margin of the CBPC (e.g., the Čertovo břemeno or Tábor plutons), but also extend as several smaller intrusive bodies (up to 4–5 km in size) and numerous dikes further to the SW.

On this cliff just above the Otava River we will examine a smaller intrusion of durbachites (porphyritic melasyenites) into the host Blatná granodiorite. The durbachites here are strongly porphyritic (with K-feldspar phenocrysts up to 4 cm in size) and enclose numerous cogenetic mafic microgranular enclaves and also several rectangular stoped blocks of the Blatná granodiorite. The stoped granodiorite blocks within durbachites are common in this area, are confined by intrusive contacts (Mode I fractures), and exhibit strong internal magmatic and subsolidus fabrics. By contrast, the surrounding durbachite is virtually undeformed with no evidence for solid-state recrystallization. Magmatic fabric in the smaller durbachite bodies and dikes shows variable, regionally not consistent orientation and the K-feldspar phenocrysts commonly wrap around larger enclaves or stoped blocks. These field relations indicate that the main phase of deformation recorded in the Blatná suite granitoids near Zvíkov took place before the durbachite emplacement.

Summary of Day 2:

For a long time, the large-scale folding and regional cleavage seen in the Neoproterozoic rocks along the SE flank of the TBU was considered as a result of Cadomian orogeny. Challenged for the first time by RAJLICH (1988) and RAJLICH et al. (1988) and corroborated by later studies (ŽÁK et al. 2005a, b, 2009), we now view this regional transpressive deformation (WNW–ESE

to NW–SE shortening and NNE–SSW to NE–SW subhorizontal stretching) in the upper crust to be a structural expression of Variscan Teplá–Barrandian/Saxothuringian convergence during Early Carboniferous, synchronous with the emplacement of the 354 Ma calc-alkaline and some of the 346 Ma high-K granitoids of the CBPC. By contrast, the deformed 346 Ma high-K granitoids along the southern margin of the CBPC record the onset of normal movements (TBU-down, Moldanubian-up) along the CBSZS.

References

- ANDRUSOV, D. & CORNA, O. (1976): Über das Alter des Moldanubikums nach mikrofloristischen Untersuchungen. – Geol. Prace Spravy, 65: 81–89; Prague.
- BEARD, B.L., MEDARIS, L.G., JOHNSON, C.M., JELÍNEK, E., TONIKA, J. & RICIPUTI, L.R. (1995): Geochronology and geochemistry of eclogites from the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic: Implications for Variscan orogenesis. – Geol. Rdsch., 84: 552–567; Berlin.
- BECQ-GIRAUDON, J.F., MONTENAT, C. & VAND DEN DRIESCHE, J. (1996): Hercynian high-altitude phenomena in the French Massif Central: tectonic implications. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 122: 227–241; Amsterdam.
- BLÜMEL, P. & SCHREYER, W. (1976): Progressive regional low-pressure metamorphism in Moldanubian metapelites of the northern Bavarian Forest, Germany. – Krystalinikum, 12: 7–30; Praha.
- BRUGUIER, O., BECQ-GIRAUDON, J.F., CLAUER, N. & MALUSKI, H. (2003): From late Visean to Stephanian: pinpointing a two-stage basinal evolution in the Variscan belt A case study from the Bosmoreau basin (French Massif Central) and its geodynamic implications. – Int. J. Earth Sci., 92: 338–347; Berlin.
- BUES, C., DÖRR, W., FIALA, J., VEJNAR, Z. & ZULAUF, G. (2002): Emplacement depth and radiometric ages of Paleozoic plutons of the Neukirchen-Kdyne massif: Differential uplift and exhumation of Cadomian basement due to Carboniferous orogenic collapse (Bohemian Massif). – Tectonophysics, 352: 225–243; Amsterdam.
- BUES, C. & ZULAUF, G. (2000): Microstructural evolution and geologic significance of garnet pyroclases in the Hoher-Bogen shear zone (Bohemian Massif, Germany). – Int. J. Earth Sci., 88: 803–813; Berlin.
- CHÁB, J., SUCHÝ, V. & VEJNAR, Z. (1995): Metamorphic evolution. – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (eds.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe, p 404–410; Berlin, Heidelberg (Springer).
- CHEN, F., SIEBEL, W. (2004): Zircon and titanite geochronology of the Fürstenstein granite massif, Bavarian Forest, NW Bohemian Massif: Pulses of the late Variscan magmatic activity. – Eur. J. Mineral., 16: 777–788; Stuttgart.
- CHLUPÁČ, I. (1993): Geology of the Barrandian. – 163 pp.; A Field Trip Guide; Waldemar-Kramer, Frankfurt a.M.
- CHLUPÁČ, I., HAVLÍČEK, V., KRÍŽ, J., KUKAL, Z. & ŠTORCH, P. (1998): Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian to Devonian). – Czech Geological Survey, 183pp; Prague.
- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (1992): Chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the

- southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian zones): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls. – *Tectonophysics*, 210: 135-153; Amsterdam.
- DALLMEYER, R.D. & URBAN, M. (1998): Variscan vs Cadomian tectonothermal activity in northwestern sectors of the Teplá-Barrandian zone, Czech Republic: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. – *Geol. Rdsch.*, 87: 94-106; Berlin.
- DÖRR, W., FIALA, J., VEJNAR, Z. & ZULAUF, G. (1998): U-Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex - evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). – *Geol. Rdsch.*, 87: 135-149; Berlin.
- DÖRR, W., ZULAUF, G., FIALA, J., FRANKE, W. & VEJNAR, Z. (2002): Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá-Barrandian unit – a correlation of U-Pb Isotopic-Dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). – *Tectonophysics*, 352: 65-85; Amsterdam.
- DÖRR, W. & ZULAUF, G. (2008): Elevator tectonics and orogenic collapse of a Tibetan-style plateau in the European Variscides: The role of the Bohemian shear zone. – *Int. J. Earth Sci.*, published online, doi:10.1007/s00531-008-0389-x; Berlin.
- DROST, K., LINNEMANN, U., MCNAUGHTON, N., FATKA, O., KRAFT, P., GEHMLICH, M., TONK, C. & MAREK, J. (2004): New data on the Neoproterozoic - Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcano-sedimentary successions: geochemistry, U-Pb zircon ages, and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). – *Int. J. Earth Sci.*, 93: 742-757; Berlin.
- ENGLAND, P. (1993): Convective removal of thermal boundary layer of thickened continental lithosphere: a brief summary of causes and consequences with special reference to the Cenozoic tectonics of the Tibetan Plateau and surrounding regions. – *Tectonophysics*, 223: 67-73; Amsterdam.
- ENGLAND, P. & HOUSEMAN, G.A. (1989): Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau. – *J. Geophys. Res.*, 94: 17,561-17,579; Washington D. C.
- FINGER, F., GERDES, A., JANOUSEK, V., RENÉ, M. & RIEGLER, G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. – *J. Geosci.*, 52: 9-28; Prague.
- FISCHER, G., SCHREYER, W., TROLL, G., VOLL, G. & HART, S. (1968): Hornblendealter aus dem ostbayerischen Grundgebirge. – *N. Jb. Mineral. Mh.*, 11: 352-385; Stuttgart.
- FRANĚK, J., SCHULMANN, K., LEXA, O. (2006): Kinematic and rheological model of exhumation of high pressure granulites in the Variscan orogenic root: example of the Blanský les granulite, Bohemian Massif, Czech Republic. – *Mineral. Petrol.*, 86: 253-276; Wien.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1991): Geologisch-Petrographische Exkursion in den österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths. – *Europ. J. Min.*, 3(2): 23-40; Stuttgart.
- FRIEDL, G. (1997): U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Monazitzen aus Gesteinen vom österreichischen Anteil der Böhmisches Masse. – PhD thesis, University of Salzburg, 242 pp; Salzburg.
- FRIEDL, G., FINGER, F., PAQUETTE, J.-L., VON QUADT, A., MCNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. – *Int. J. Earth Sci.*, 93: 802-823; Berlin.
- FRIEDL, G., VON QUADT, A., FINGER, F. (1994): 340 Ma U/Pb-Monazitzenalter aus dem niederösterreichischen Moldanubikum und ihre geologische Bedeutung. – *Terra Nostra*, 3/94: 43-46; Berlin.
- FRITZ, H., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1996): Thick-skinned versus thin-skinned thrusting: rheology controlled thrust propagation in the Variscan collisional belt (the southeastern Bohemian Massif, Czech Republic, Austria). – *Tectonics*, 15: 1389-1413; Washington D. C.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, 119: 1-43; Wien.
- GEBAUER, D., WILLIAMS, I.S., COMPSTON, W. & GRÜNENFELDER, M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archaean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 384 by old detrital zircons. – *Tectonophysics*, 157: 81-96; Amsterdam.
- GEBAUER, D. (1993): Geochronologische Übersicht. – In: BAUBERGER, W.: *Geologische Karte von Bayern 1 : 25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6439 Tannesberg*: pp 10-44; Bayer. Geol. L.-Amt, München.
- GERDES, A., FINGER, F. & PARRISH, R.R. (2006): Southwestward progression of a late-orogenic heat front in the Moldanubian zone of the Bohemian Massif and formation of the Austro-Bavarian anatectic belt. – *Geophys. Res. Abstr.*, 8: 10698; Katlenburg-Lindau.
- GERYA, T. & STÖCKHERT, B. (2006): Two-dimensional numerical modeling of tectonic and metamorphic histories at active continental margins. – *Int. J. Earth Sci.*, 95: 250-274; Berlin.
- GLODNY, J., GRAUERT, B., FIALA, J., VEJNAR, Z. & KROHE, A. (1998): Metapegmatites in the western Bohemian massif: ages of crystallization and metamorphic overprint, as constrained by U-Pb zircon, monazite, garnet, columbite and Rb-Sr muscovite data. – *Geol. Rdsch.*, 87: 124-134; Berlin.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1974): Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: the Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. – *Contr. Mineral. Petrol.*, 45: 37-63; Berlin.
- HEUER, B., GEISSLER, W.H., KIND, R. & KÄMPF, H. (2006): Seismic evidence for asthenospheric updoming beneath the western Bohemian Massif, central Europe. – *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05311, doi:10.1029/2005GL025158.
- HOLUB, F.V., KLEČKA, M. & MATĚJKA, D. (1995): Igneous activity. – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (eds.): *Pre-Permian geology of central and eastern Europe*; 444-452; Berlin, Heidelberg (Springer).
- HOLUB, F.V. (1997): Ultrapotassic plutonic rocks of the durbachite series in the Bohemian Massif: petrology, geochemistry, and petrogenetic interpretation. – *J. Geol. Sci., Econ. Geol., Mineral.*, 31: 5-26; Prague.
- HOLUB, F.V., COCHERIE, A. & ROSSI, P. (1997a): Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex: constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Barrandian-Moldanubian boundary. – *C. R. Geoscience*, 325: 19-26; Paris.
- HOLUB, F.V., MACHART, J. & MANOVÁ, M. (1997): The Central Bohemian Plutonic Complex: geology, chemical compo-

- sition and genetic interpretation. – *J. Geol. Sci., Econ. Geol., Mineral.*, 31:27-50; Prague.
- JAKŠ, P., ZOUBEK, J., ZOUBKOVÁ, J. & FRANKE, W. (1979): Graywackes and metagraywackes of the Teplá–Barrandian proterozoic area. – *J. Geol. Sci., Geol.*, 33: 83-122; Prague.
- JANOÚŠEK, V., BOWES, D.R., ROGERS, G., FARROW, C.M. & JELÍNEK, E. (2000): Modelling diverse processes in the petrogenesis of a composite batholith: the Central Bohemian Pluton, Central European Hercynides. – *J. Petrol.*, 41: 511–543; Oxford.
- JANOÚŠEK, V., BRAITHWAITE, C.J.R., BOWES, D.R. & GERDES, A. (2004b): Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sa' zava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. – *Lithos*, 78: 67-99; Amsterdam.
- JANOÚŠEK, V., FINGER, F., ROBERTS, M.P., FRÝDA, J., PIN, C. & DOLEJŠ, D. (2004a): Deciphering petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. – *Trans. Roy. Soc. Edinb., Earth Sci.*, 95: 141-159; Edinburgh.
- JANOÚŠEK, V., GERDES, A., VRÁNA, S., FINGER, F., ERBAN, V., FRIEDL, G. & BRAITHWAITE, C.J.R. (2006): Low-pressure granulites of the Lišov Massif, Southern Bohemia: Viséan metamorphism of late Devonian plutonic arc rocks. – *J. Petrology*, 47: 705-744; Oxford.
- JANOÚŠEK, V., WIEGAND, B., ŽÁK, J. & ERBAN, V. (2007): Age, geotectonic setting and petrogenesis of Variscan calc-alkaline plutonism in Central Europe—examples from the Central Bohemian Plutonic Complex, Czech Republic. – *Géol. France*, 2: 110; Orléans.
- JANOÚŠEK, V. & GERDES, A. (2003): Timing of the magmatic activity within the Central Bohemian Pluton, Czech Republic: conventional U-Pb ages for the Sázava and Tábor intrusions and their geotectonic significance. – *J. Czech Geol. Soc.*, 48: 70-71; Prague.
- JANOÚŠEK, V. & HOLUB, F. (2007): The causal link between HP–HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. – *Proc. Geol. Assoc.*, 118: 75-86;
- KALT, A., BERGER, A. & BLÜMEL, P. (1999): Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerischer Wald (Variscan Belt, Germany). – *J. Petrology*, 40: 601-627; Oxford.
- KALT, A., CORFU, F. & WIJBRANS, J.R. (2000): Time calibration of a P-T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. – *Contr. Mineral. Petrol.*, 138: 143-163; Berlin.
- KETTNER, R. (1917): Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. – *Geol. Rdsch.*, 8: 169-188; Stuttgart.
- KLEIN, T., KIEHM, S., SIEBEL, W., SHANG, C.K., ROHRMÜLLER, J., DÖRR, W. & ZULAUF, G. (2008): Age and emplacement of late Variscan granites of the western Bohemian Massif with main focus on the Hauzenberg granitoids (European Variscides, Germany). – *Lithos*, 102: 478-507; Amsterdam.
- KONOPÁSEK, J. & SCHULMANN, K. (2005): Contrasting Early Carboniferous field geotherms: evidence for accretion of a thickened orogenic root and subducted Saxothuringian crust (Central European Variscides). – *J. Geol. Soc. London*, 162: 463-470; London.
- KOŠLER, J., AFTALION, M. & BOWES, D.R. (1993): Mid-late Devonian activity in the Bohemian Massif: U-Pb zircon isotopic evidence from the Staré Sedlo and Mirovice gneiss complexes, Czech Republic. – *N. Jb. Miner. Mh.*, 9: 417-431; Stuttgart.
- KOTKOVÁ, J., HARLEY, S.L. & FIŠERA, M. (1997): A vestige of very high-pressure (ca 28 kbar) metamorphism in the Variscan Bohemian Massif, Czech Republic. – *Eur. J. Mineral.*, 1997/9: 1017-1033; Stuttgart.
- KREUZER, H., MÜLLER, P., OKRUSCH, M., PATZAK, M., SCHÜSSLER, U., SEIDEL, E., ŠMEJKAL, V. & VEJNAR, Z., (1990): Ar-Ar conformation for Cambrian, Early Devonian, and Mid-Carboniferous Tectonic Units at the Western Margin of the Bohemian Massif. – 6th Rundgespräch Geodynamik des europäischen Variszikums, 15.-18.11.1990, Clausthal-Zellerfeld (abstract).
- KREUZER, H., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M., LENZ, L.-L. & RASCHKA, H. (1989): K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, 157: 149-178; Amsterdam.
- KREUZER, H., VEJNAR, Z., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M. & SEIDEL, E. (1992): K-Ar dating on the Teplá-Domažlice Zone at the western margin of the Bohemian Massif. – *Proceedings of the First International Conference on the Bohemian Massif*, 269-1101988: 168-175; Prague.
- KRÖNER, A., O'BRIEN, P.J., NEMCHIN, A.A. & PIDGEON, R.T. (2000): Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 138: 127-142; Berlin.
- KRÖNER, A., WENDT, J., LIEW, T.C., COMPSTON, W., TODT, W., FIALA, J., VAŇKOVÁ & VANĚK, J. (1988): U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian meta-sediments Bohemian Massif, Czechoslovakia. – *Contr. Mineral. Petrol.*, 99: 257-266; Berlin.
- KRÖNER, A. & WILLNER, A.P. (1998): Time of formation and peak of Variscan HP-HT metamorphism of quartz-feldspar rocks in the central Erzgebirge, Saxony, Germany. – *Contr. Mineral. Petrol.*, 132: 1-20; Berlin.
- LANG, M. (2000): Composition of Proterozoic greywackes in the Barrandian. – *Bull. Czech. Geol. Surv.*, 75: 205-216; Prague.
- MEDARIS, L.G., BEARD, B.L., JOHNSON, C.M., VALLEY, J.W., SPICUZZA, M.J., JELÍNEK, E. & MISAŘ, Z. (1995): Garnet pyroxenite and eclogite in the Bohemian Massif: geochemical evidence for Variscan recycling of subducted lithosphere. – *Geol. Rdsch.*, 84: 489-505; Berlin.
- MEDARIS, L.G., GHENT, E.D., WANG, H.F., FOURNELLE & JELÍNEK, E. (2006): The Spačice eclogite: constraints on the P–T history of the Gföhl granulite terrane, Moldanubian Zone, Bohemian Massif. – *Mineral. Petrol.*, 86: 203-220; Wien.
- NAKAMURA, D., SVOJTKA, M., NAEMURA, K. & HIRAJIMA, T. (2004): Very high-pressure (>4 Gpa) eclogite associated with the Moldanubian zone garnet peridotite (Nove Dvory, Czech Republic). – *J. Metamorph. Geol.*, 22: 593-603; Oxford.
- PIN, C., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T., MAZUR S., TURNIAK K. & WALDHAUSROVÁ J. (2007): The diversity and geodynamic significance of Late Cambrian (ca. 500 Ma) felsic anoro-

- genic magmatism in the northern part of Bohemian Massif: a review based on Sm-Nd isotope and geochemical data. – In: LINNEMANN, U., NANCE, D., KRAFT, P. & ZULAUF, G. (Eds.) *The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian–Cadomian active margin to Alleghenian–Variscan collision.* – Geol. Soc. Am., Spec. Paper, 423: 209-229; Boulder (CO).
- PROPACH, G., BAUMANN, A., SCHULZ-SCHMALSCHLÄGER, M. & GRAUERT, B. (2000): Zircon and monazite U-Pb ages of Variscan granitoid rocks and gneisses in the Moldanubian zone of eastern Bavaria, Germany. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*: 345-377; Stuttgart.
- RAJLICH, P. (1988): Tectonics of the NW border of the Central Bohemian Pluton and the Variscan transpression of the Bohemian block structure. – *J. Geol. Sci., Geol.*, 43: 9-81; Prague.
- RAJLICH, P., SCHULMANN, K. & SYNEK, J. (1988): Strain analysis on conglomerates from the Central Bohemian Shear Zone. – *Krystalinikum*, 19: 119-134; Praha.
- SCHÄFER, J., NEUROTH, H., AHRENDT, H., DÖRR, W. & FRANKE, W. (1997): Accretion and exhumation at a Variscan active margin, recorded in the Saxothuringian flysch. – *Geol. Rdsch.*, 86: 599-611; Berlin.
- SCHALTEGGER, U. (1997): Magma pulses in the Central Variscan Belt: episodic melt generation and emplacement during lithospheric thinning. – *Terra Nova*, 9: 242-245; Oxford.
- SCHARBERT, S., BREITER, K., FRANK, W. (1997): The cooling history of the southern Bohemian Massif. – *J. Czech Geol. Soc.*, 42: 24; Prague.
- SCHERER, E.E., MEZGER, K. & MÜNKER, C. (2002): Lu-Hf ages of high pressure metamorphism in the Variscan fold belt of southern Germany. – *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 66 (Supplement 1): A677; Amsterdam.
- SCHUEVENS, D. (1999): Die tektonometamorphe und kinematische Entwicklung im Westteil der Zentralböhmischen Scherzone (Böhmische Masse) – Evidenz für variszischen Kollaps. *Frankf. Geowiss. Arb.*, 18: 1-273; Frankfurt a.M.
- SCHUEVENS, D. & ZULAUF, G. (2000): Exhumation, strain localization, and emplacement of granitoids along the western part of the Central Bohemian shear zone (central European Variscides, Czech Republic). – *Int. J. Earth Sci.*, 89: 617-630; Berlin.
- SCHULMANN, K., KRÖNER, A., HEGNER, E., WENDT, I., KONOPÁSEK, J., LEXA, O. & ŠTÍPSKÁ, P. (2005): Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan Orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. – *Am. J. Sci.*, 305: 407-448; New Haven (CT).
- SCHULMANN, K., KONOPÁSEK, J., JANOUŠEK, V., LEXA, O., LARDEAUX, J.M., EDEL, J.B., ŠTÍPSKÁ, P. & ULRICH, S. (2009): An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. – *Compt. Rendus Geosci.*, 341: 266-286;
- SIEBEL, W., BLAHA, U., CHEN, F. & ROHRMÜLLER, J. (2005): Geochronology and geochemistry of a dyke-host rock association and implications for the formation of the Bavaria Pfahl shear zone, Bohemian massif. – *Int. J. Earth Sci.*, 94: 8-23; Berlin.
- SIEBEL, W., THIEL, M. & CHEN, F. (2006): Zircon geochronology and compositional record of late to post-kinematic granitoids associated with the Bavarian Pfahl Zone (Bavarian Forest). – *Mineral. Petrol.*, 86: 45-62; Wien.
- SLÁMA, J., DUNKLEY, D.J., KACHLÍK, V. & KUSIAK, M.A. (2008): Transition from island-arc to passive setting on the continental margin of Gondwana: U–Pb zircon dating of Neoproterozoic metaconglomerates from the SE margin of the Teplá–Barrandian Unit, Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, 461: 44-59; Amsterdam.
- ŠTĚDRÁ, V., KACHLÍK, V. & KRYZA, R. (2002): Coronitic metagabbros in the Mariánské Lázně Complex and Tepla Crystalline Unit: inferences for the tectonometamorphic evolution of the western margin of the Tepla-Barrandian Unit, Bohemian Massif. – In: WINCHESTER, J.A., PHARAOH, T.C. & VERNIERS, J., *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe.* – *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 201: 217-236; London.
- ŠTÍPSKÁ, P., SCHULMANN, K. & KRÖNER, A. (2004): Vertical extrusion and middle crustal spreading of omphacite granulite: a model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic). – *J. Metamorph. Geol.*, 22: 179-198; Oxford.
- STOSCH, H.-G. & LUGMAIR, G.W. (1990): Geochemistry and evolution of MORB-type eclogites from the Münchberg Massif, southern Germany. – *Earth Planetary Sci. Lett.*, 99: 230-249; Amsterdam.
- Suess, F.E. (1926): *Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge.* – 268 pp.; Leipzig (Gebrüder Bornträger).
- TEIPEL, U., EICHHORN, R., LOTH, G., ROHRMÜLLER, J., HÖLL, R. & KENNEDY, A. (2004): U-Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif, Bayerischer Wald, Germany Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism. – *Int. J. Earth Sci.*, 93: 782-801; Berlin.
- TEUFEL, S. (1988): Vergleichende U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen des Übergangsbereiches Saxothuringikum/Moldanubikum, NE-Bayern. – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 35: 1-87; Göttingen.
- TIMMERMANN, H., ŠTĚDRÁ, V., GERDES, A., NOBLE, S.R., PARRISH, R.R. & DÖRR, W. (2004): The problem of dating high-pressure metamorphism: A U-Pb isotope and geochemical study on eclogites and related rocks of the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic. – *J. Petrology*, 45: 1311-1338; Oxford.
- TOMEK, Č., DVOŘÁKOVÁ, V. & VRÁNA, S. (1997): Geological interpretation of the 9HR and 503M seismic profiles in western Bohemia. – *Sborník geologických věd, Geologie*, 47: 43-50; Prague.
- TROPPEL, P., DEIBL, I., FINGER, F. & KAINDL, R. (2006): P-T evolution of spinel-cordierite-garnet gneisses from the Sauwald Zone (southern Bohemian Massif, Upper Austria): is there evidence for two independent late-Variscan low-P/high-T events in the Moldanubian Unit? – *Int. J. Earth Sci.*, 95: 1019-1037; Berlin.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISA, Z., POVONDRA, P. & VRÁNA, S. (1982): Geochronological studies in the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – *Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73: 89-108; Edinburgh.
- VEJNAR, Z. (1962): Zum Problem des absoluten Alters der kristallinen Schiefer und der Intrusiva des Westböhmischen Kristallins. – *Krystalinikum*, 1: 149-159; Praha.
- VEJNAR, Z. (1966): Peridotites and serpentinites of the Český les mountains. – *Krystalinikum*, 4: 163-170; Praha.
- VEJNAR, Z. (1977a): The relationships between the metamorphic grade and composition of silicates in the West-Bo-

- hemian greenschists and amphibolites. – *Krystalinikum*, 13: 129-158; Praha.
- VEJNAR, Z. (1977b): The Babylon granite massif and its contact aureole, South-West Bohemia. – *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 52: 205-214; Prague.
- VEJNAR, Z. (1982): Regionální metamorfoza psamiticko-pelitických hornin domažlické oblasti. – *Sbor. geol. Věd, Geol., Geologie*, 37: 9-70; Prague (in Czech with English abstract).
- WENDT, J.I., KRÖNER, A., FIALA, J. & TODT, W. (1993): Evidence from zircon dating for existence of approximately 2.1Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic. – *Geol. Rdsch.*, 82: 42-50; Berlin.
- WENDT, J.I., KRÖNER, A., FIALA, J. & TODT, W. (1994): U-Pb zircon and Sm-Nd dating of Moldanubian HP/HT granulites from South Bohemia, Czech Republic. – *J. Geol. Soc. London*, 151: 83-90; London.
- WILLNER, A.P., SEBAZUNGU, E., GERYA, T.V., MARESCH, W.V., KROHE, A. (2002): Numerical modelling of PT-paths related to rapid exhumation of high-pressure rocks from the crustal root in the Variscan Erzgebirge Dome (Saxony/Germany). – *J. Geodynamics*, 33: 281-314.
- WULF, S., DÖRR, W., ZULAUFG, G., SCHEUVENS, D. & VEJNAR, Z. (1996): The Teplá-Barrandian/Moldanubian sstr boundary: Zircon typology of fault-related alkalic and calc-alkalic plutons. – *Terra Nostra*, 96/2: 196-205; Berlin.
- ŽÁČEK, J. & CHÁB, J. (1993): Metamorphism in the Tepla upland, Bohemian Massif, Czech Republic (preliminary report). – *Věstník Českého geologického ústavu*, 68/3: 33-37. Prague.
- ŽÁK, J., HOLUB, F. & VERNER, K. (2005a): Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by multiple episodically emplaced plutons: the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif, Czech Republic). – *Int. J. Earth Sci.*, 94: 385-400; Berlin.
- ŽÁK, J., SCHULMANN, K. & HROUDA, F. (2005b): Multiple magmatic fabrics in the Sázava Pluton (Bohemian Massif, Czech Republic): a result of superposition of wrench-dominated regional transpression on final emplacement. – *J. Struct. Geol.*, 27: 805-822; Oxford.
- ŽÁK, J., DRAGON, F., VERNER, K., CHLUPÁČOVÁ, M., HOLUB, F.V. & KACHLÍK, V. (2009): Forearc deformation and strain partitioning during growth of a continental magmatic arc: the northwestern margin of the Central Bohemian Plutonic Complex, Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, 469: 93-111; Amsterdam.
- ZULAUFG, G. (1994): Ductile normal faulting along the West-Bohemian Shear Zone (Moldanubian / Teplá-Barrandian boundary). Evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan internides. – *Geol. Rdsch.*, 83: 276-292; Berlin.
- ZULAUFG, G. (1997a): Von der Anchizone bis zur Eklogitfazies: Angekippte Krustenprofile als Folge der cadomischen und variscischen Orogenese im Teplá-Barrandium (Böhmische Masse). – *Geotekt. Forsch.*, 89: 1-302; Stuttgart.
- ZULAUFG, G. (1997b): Constriction due to subduction: Evidence for slab pull in the Mariánské Lázně complex (central European Variscides). – *Terra Nova*, 9: 232-236; Oxford.
- ZULAUFG, G. (2001): Structural style, deformation mechanisms and paleostress along an exposed crustal section: Constraints on the rheology of quartzofeldspathic rocks at supra- and infrastructural levels (Tepla-Barrandian unit, Bohemian Massif). – *Tectonophysics*, 332: 211-237; Amsterdam.
- ZULAUFG, G., BUES, C., DÖRR, W. & VEJNAR, Z. (2002a): 10 km minimum throw along the West Bohemian shear zone: Evidence for dramatic crustal thickening and high topography in the Bohemian Massif (European Variscides). – *Int. J. Earth Sci.*, 91: 850-864; Berlin.
- ZULAUFG, G., DÖRR, W., FIALA, J., KOTKOVÁ, J., MALUSKI, H. & VALVERDE-VAQUERO, P. (2002b): Evidence for high-temperature diffusional creep preserved by rapid cooling of lower crust (North Bohemian shear zone, Czech Republic). – *Terra Nova*, 14: 343-354; Oxford.
- ZULAUFG, G., DÖRR, W., FIALA, J. & VEJNAR, Z. (1997): Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). – *Geol. Rdsch.*, 86: 571-584; Berlin.
- ZULAUFG, G., SCHITTER, F., RIEGLER, G., FINGER, F., FIALA, J. & VEJNAR, Z. (1999): Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá Barrandian unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. – *Z. dt. geol. Ges.*, 150: 627-640; Stuttgart.

FATKA, O., KRAFT, P., KRÍŽ, J., ŠTORCH, P., VACEK, F. & BROCKE, R. (2009): Lower Palaeozoic of the Barrandian area. – In: LANGE, J.-M., LINNEMANN, U. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): GeoDresden2009. Geologie der Böhmischen Masse – Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas, 161. Jahrestagung Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, 30.09.-02.10.2009 in Dresden. Exkursionsführer. – Exkurs.f. und Veröf. DGG, 241: S. 29 - 46, 11 Abb.; Hannover.

Lower Palaeozoic of the Barrandian area

OLDŘICH FATKA,¹ PETR KRAFT,¹ JIŘÍ KRÍŽ,² PETR ŠTORCH, FRANTIŠEK VACEK & RAINER BROCKE⁴

¹ Charles University, Institute of Geology and Palaeontology, Albertov 6, CZ-12843 Praha 2, fatka@natur.cuni.cz

² Czech Geological Survey, P.O.B. 85, CZ-11821 Praha 1

³ Academy of Sciences of the Czech Republic, Institute of Geology, Rozvojová 135, CZ-16502 Praha 6

⁴ Senckenberg Forschungsinstitut, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt am Main

Introduction

The only non-metamorphosed, weakly tectonized, and almost complete Lower Palaeozoic succession in the Bohemian Massif is preserved in the so-called Barrandian area (Teplá-Barrandian Unit). In fact, the Barrandian area is composed of sedimentary and volcanic complexes of three superimposed basins, each of them representing a distinct tectonostratigraphic megacycle – Precambrian, Cambrian and Ordovician-Middle Devonian. During the Variscan Orogeny, the Lower Palaeozoic sequences of the Barrandian area together with their Precambrian basement were folded, faulted, uplifted, and then eroded.

Precambrian megacycle

The oldest rocks of the Barrandian area were deposited during the Precambrian tectonostratigraphic megacycle and can be correlated with the upper Riphean and Vendian sequences in age. The correlation is based on microphytoplankton occurrences. Both the beginning and the end of the megacycle are, however, poorly dated in the Barrandian area.

According to the recent investigations, the Precambrian sedimentation took place on the oceanic crust. A complex of greywackes, siltstones, claystones, conglomerates, and spilitic volcanics, several kilometres thick, was folded, slightly metamorphosed and uplifted during the Cadomian Orogeny. Rather complicated structural and lithological development of the Barrandian Precambrian (Neoproterozoic) strata motivated the specialists in creating several, not yet unified stratigraphical interpretations of the succession.

Cambrian megacycle

The second megacycle is represented by Cambrian deposits. At present, the Cambrian rocks are preserved in two separated regions: in the so-called Příbram - Jince Basin and in the Skryje - Týřovice area. Lower Cam-

brian rocks in the Příbram - Jince Basin were deposited on the Precambrian basement with a pronounced angular unconformity and so were the Middle Cambrian rocks in the Skryje - Týřovice area. As opposed to the completely marine deposits of Precambrian basement, the Ordovician - Devonian rocks of the Prague Basin and Skryje - Týřovice area, sediments of the Příbram - Jince Basin are characterized by prevalence of continental, non-marine deposits. The sedimentation continued until the Late Cambrian in the much more extensive Příbram - Jince Basin. This deposition was followed by effusions of rhyolite-andesite rocks, partly subaerial, pertaining to the volcanic Strašice Complex. In the Skryje-Týřovice area, the sedimentation was restricted to the Middle Cambrian, being succeeded by mostly subaerial rhyolite-andesite volcanics of the Křivoklát - Rokycany Complex.

Ordovician - Middle Devonian megacycle

In the Tremadocian times, a new marine transgression reached to the Barrandian area. The newly originated Prague Basin was tectonically predisposed. Its longitudinal axis was defined by a subsiding tectonic zone striking SW-NE, and struck at about 20° to the former Příbram - Jince Basin of Cambrian age.

The sedimentation persisted until the Middle Devonian without any prominent breaks. Ordovician strata are characterized by siliciclastic deposits, replaced by limestone facies from about the middle of the Silurian. The limestone-dominated Devonian sedimentation was terminated by siliciclastic flysch deposition in the Givetian.

Repeated, tectonically predisposed submarine volcanism produced large but local accumulations of alkali basalt lavas, hyaloclastites (granulates) and tuffs.

Ordovician

The Tremadocian sea penetrated into a narrow, newly originated depression of the Prague Basin. Beginning

with the late Tremadocian/early Arenigian, the synsedimentary tectonic differentiation of the basin give origin to several segments parallel to the longitudinal axis of the basin. Further synsedimentary differentiation, perpendicular to the longitudinal axis, produced another two segments: a less rapidly subsiding southwestern segment, and a more rapidly subsiding northeastern segment, characterized by higher thicknesses of sediments. The basin extended outside the central depression from about the Llanvirnian.

The Ordovician succession of the Prague Basin is typical by the alternation of shale and sand facies. Time to time, the distal parts of shallow-water sandstone facies reached even the central depression of the basin. In general, however, the central depression of the Prague Basin was characterized by the deposition of black clayey shales from the beginning of the Llanvirnian to the late Berounian. Several iron ore horizons are present, usually used as basal markers of the lithostratigraphic units.

The shallow sea that flooded the Barrandian area (Perunica in palaeogeographic sense; HAVLÍČEK et al. 1994) was situated on the northern periphery of Gondwana in the Ordovician. It was populated by the “Mediterranean Province” fauna, reflecting cold or cool temperate climatic conditions. The fauna was very closed to that of other peri-Gondwanan regions (Spain, France, Sardinia and Italian-Austrian Carnic Alps). Also the topmost Ordovician glacial event accompanied by a prominent glacio-eustatic regression is well recorded in the topmost Ordovician Kosov Formation in the Prague Basin.

Extensive Ordovician basaltic volcanism was concentrated mostly to the Komárov Volcanic Complex. It commenced in the late Tremadocian, increased strongly in the Arenigian and persisted till the latest Berounian. The peak volcanic activity is documented from the upper Arenigian/lower Llanvirnian and upper Berounian strata. The maximum thickness reaches nearly 1 000 m. The Ordovician deposits are max. 2500 m thick including the volcanic rocks.

The Ordovician of the Prague Basin is subdivided into 7 stages (or series according to some authors) with 12 formations.

Silurian

The complete, non-metamorphosed Silurian succession with richly diversified benthic and pelagic faunas is confined, together with the Devonian deposits, to the central part of the present synclinorium of the Prague Basin. In contrast to the Ordovician, the linear character of the synsedimentary depression of the Prague

Basin is less conspicuous in the Silurian and Devonian because the sediments deposited outside the subsiding central segment of the former basin were destroyed by the erosional processes that followed the Variscan Orogeny. For this reason, Silurian rocks have been preserved only in the central part of the Prague Basin between Prague and Zdice.

During the Silurian, gradual synsedimentary deformation of the basin was accompanied by strong submarine volcanism that culminated in the late Wenlock and early Ludlow. Then, volcanoclastic accumulations gave rise to submarine elevations and even an emergent island surrounded by shallow-water bioclastic limestones.

The maximum thickness of the Silurian succession is more than 450 m in the volcanic-rich area near Svatý Jan pod Skalou. Black graptolitic shales prevail in the Lower Silurian, but towards the top of the Silurian they are gradually replaced by limestones. The sedimentation of limestones continued from the Late Silurian to the Early Devonian with no interruption, except for a local gap at the top of the former volcanic island near Svatý Jan.

Absolute prevalence of biodetrital types is a typical feature of the Silurian limestones in the Prague Basin. The Silurian deposits as a whole originated in a shallower, warm-water environment, in about the subtropical climatic zone.

Devonian

The Devonian succession of the Prague Basin is characterized by two major lithofacies. The first one, represented by shallow-water biodetrital, mostly crinoidal limestones, also includes the local reef development of Pragian age near Koněprusy. The second principal facies is a deeper water one. It is represented mostly by micritic limestones.

Several prominent fluctuations in sea level were recognized in the Devonian fill of the Prague Basin. Some of them are related to global eustatic events.

The sedimentation culminated by siliciclastic flysch-like Roblín Member (Srbsko Formation) of Givetian age. Rapid sedimentation of the Roblín Member reflected the incoming Variscan tectonic movements that subsequently uplifted, folded and faulted the basin. The average thickness of the Devonian is 500 m in the Prague Basin.

Both sediments (e.g. reef limestones, bahamites) and fauna (highly diverse, with many warm-water elements) account for well-oxygenated shallow sea in the tropical climatic zone.

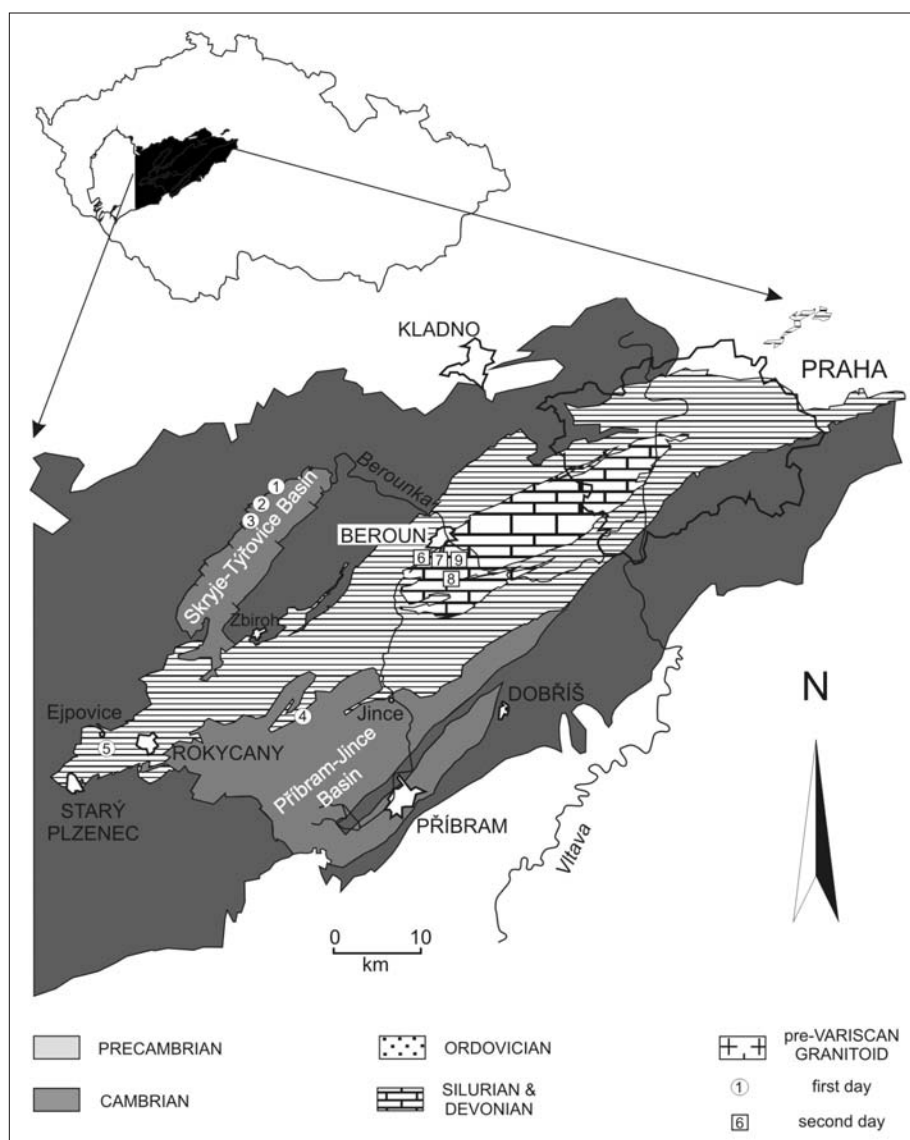


Fig. 1: Sketch map of the Barrandian area with stops of both days.

Excursion

Day 1 (September, 28th, 2009)

Stop 1:

Neoproterozoic volcanites near Čertova skála

Author and leader: OLDŘICH FATKA

Geographical position and situation: Roadside cutting about 2.500 m NE of the village Týřovice.

Geology

- **Age:** Neoproterozoic and Middle Cambrian.
- **Lithostratigraphy:** Kralupy-Zbraslav Group, Jince Formation.
- **Lithology:** grey silty shales, greywackes, conglomerates.

Roadside cuttings and natural outcrops on the steep slopes of the Berounka river Valley upstream from the

Křivoklát provide numerous exposures in the Neoproterozoic sedimentary and volcanic rocks of the several thousand metres thick Kralupy-Zbraslav Group (observable from the bus). The first stop is at the Čertova skála rock. On the left bank of the Berounka river Neoproterozoic extrusive rocks of basaltic character (called „spilites“) are exposed. The characteristic globular to lenticular pillows is explained by a quick cooling of the lava flow at the contact with the sea water. Separate pillows, some of them more than 1 metre in diameter, show more or less developed concentric zonality in cross-section: internal parts are characterised by comparatively coarse grained crystals, while the margin is typified by hypocrySTALLINE, rather quickly cooled zone. The space between pillows was filled with volcanic glass. The primarily basaltic volcanic rocks underwent autometamorphic changes (spilitisation) associated with hydrothermal and metamorphic processes (when the basic plagioclases were replaced

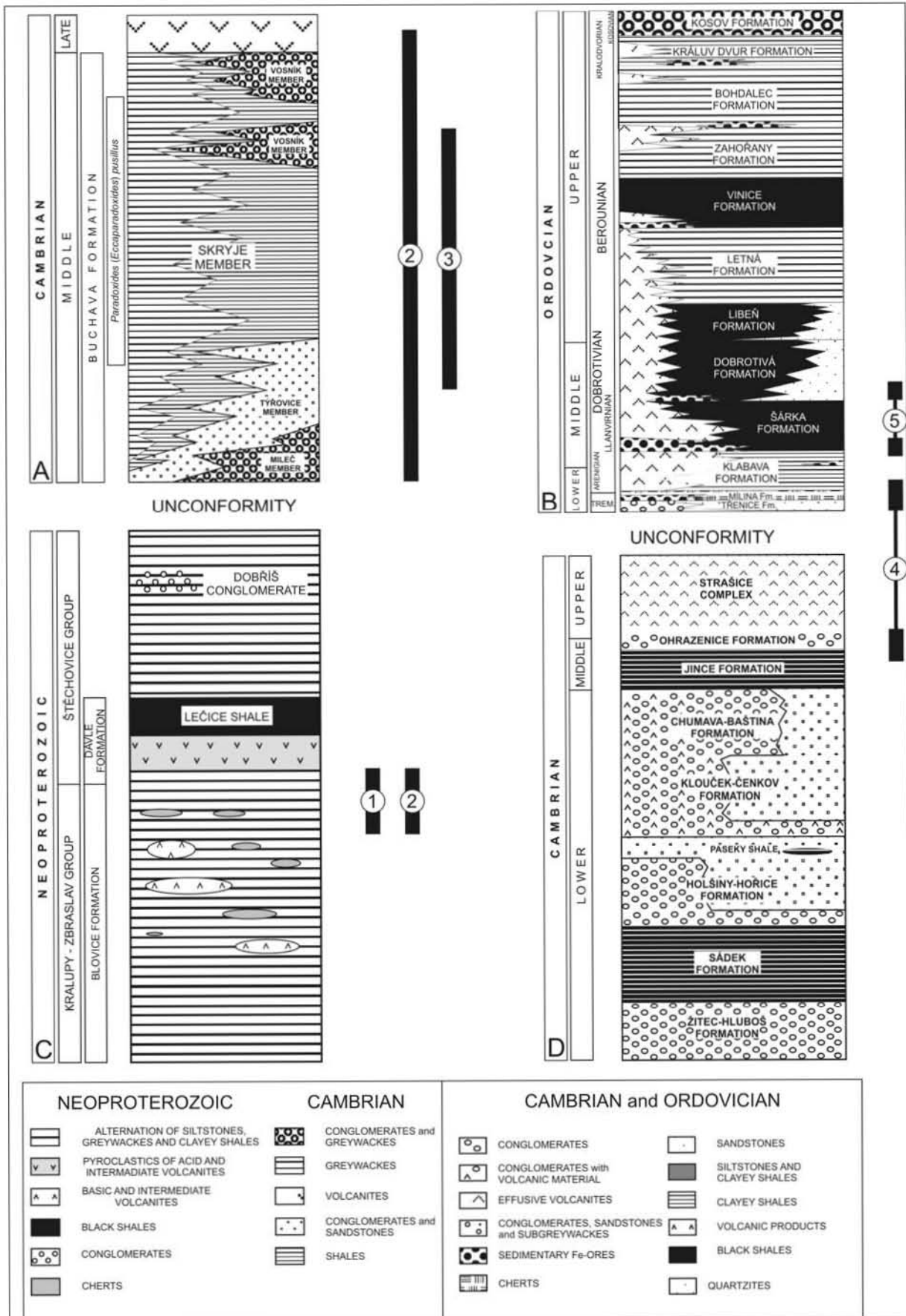


Fig. 2: Stratigraphic schemes of the Neoproterozoic to Ordovician in the Barrandian area. A – Cambrian of the Skryje-Týřovice Basin, after FATKA & SZABAD (in press); B – Ordovician of the Prague Basin, after HAVLÍČEK (1982, 1998); C – Neoproterozoic, after MAŠEK & ZOUBEK (1980); D – Cambrian of the Příbram-Jince Basin, after HAVLÍČEK (1971).

by more acid ones and augit and other minerals were replaced by chlorite and some other metamorphic minerals). In the Neoproterozoic rocks the Cadomian cycle resulted into prehnite-pumpellyite to chlorite metamorphic zones. Later, these rocks were also affected by the less intense Variscan deformation.

Stop 2:

Proterozoic – Middle Cambrian unconformity NE of Týřovice

Author and leader: OLDŘICH FATKA

Geographical position and situation: Roadside cutting about 700 m NE of the village Týřovice. Section protected by State Law.

Geology

- **Age:** Neoproterozoic and Middle Cambrian.
- **Lithostratigraphy:** Kralupy-Zbraslav Group, Buchava Formation.
- **Lithology:** grey silty shales, greywackes, conglomerates.

About 700 m NE of the village Týřovice, the angular unconformity between the Neoproterozoic rocks of the Kralupy-Zbraslav Group and the transgressive Middle Cambrian sediments of the Buchava Formation is exposed in an artificial roadside cutting. Strongly tectonized, phyllitized and weathered Neoproterozoic grey silty shales are dipping steeply northwards (right lower part of the outcrop). They are sharply overlain by gently SE dipping, tectonically less affected Middle Cambrian sandstones, greywackes and shales, with several beds of greywacke and polymictic conglomerate in the left part of the outcrop. This outcrop shows a typical example of the angular unconformity between the Neoproterozoic rocks and the transgressive Middle Cambrian deposits. The Middle Cambrian age is evidenced by rare occurrence of the trilobite *Paradoxides (Hydrocephalus) carens* (BARRAND 1846). A marked difference between the strongly deformed and even metamorphosed Neoproterozoic and the less tectonized and nearly nonmetamorphosed Middle Cambrian documents effects of the pre-Middle Cambrian Cadomian cycle.

Further to the west, a section of the Middle Cambrian Skryje Shale and petromictic Vosník Conglomerate (developed here in two "tongues") overlain by andesites of the Křivoklát-Rokycany Volcanic Complex is exposed at the roadside. This exposure was described by KETTNER & SLAVÍK (1929) and belongs to commonly visited sites (e.g. CHLUPÁČ 1993).

The rocks on the opposite, right side of the Berounka river belong to andesites and rhyolites of the

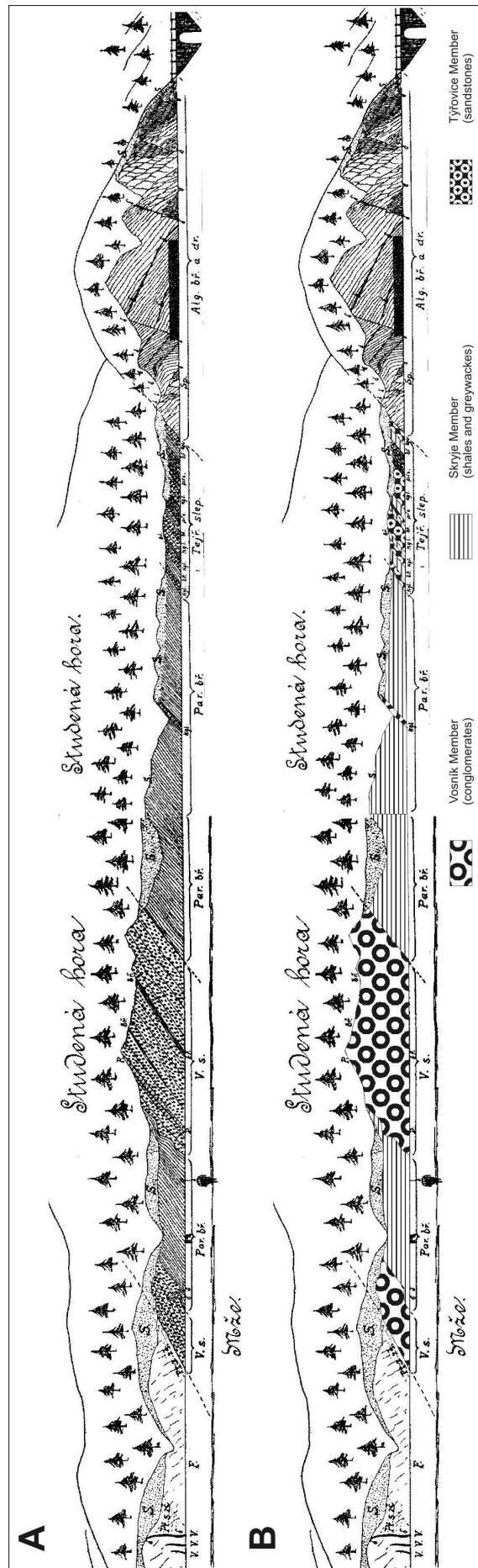


Fig. 3: Schematic drawing of geological situation on the left bank of the Berounka River showing location of the base of Cambrian sequence (after KETTNER & SLAVÍK 1929).

Křivoklát-Rokycany Volcanic Complex of mostly Late Cambrian in age. They are dark subaerial extrusives whose reddish colour is caused by secondary weathering processes.

Stop 3: Skryje - Luh

Author and leader: OLDŘICH FATKA

Geographical position and situation: Natural outcrops on the hillside facing the bridge across the river Berounka, close to settlement Luh near the village Skryje. *Section protected by State Law.*

Geology

- **Age:** Middle Cambrian (Drumian Stage).
- **Lithostratigraphy:** Skryje Shale Member of the Buchava Formation.
- **Lithology:** grey-green to blue Skryje Shales and Vosník Conglomerates.

One of the famed palaeontological localities of the Skryje-Týřovice Basin is situated on the hillside facing the bridge across the river Berounka, close to settlement Luh. The gently eastward dipping grey to grey-green, richly fossiliferous silty Skryje Shales crop out in natural exposures.

It is the classical finding place of large paradoxid trilobites (*Paradoxides (H.) carens*) housed in many collections. Exoskeletal fragments of this common trilobite are present almost in each lager piece of rock, but more complete parts of exoskeletons are usually broken by numerous perpendicular and oblique secondary fissures. To less abundant trilobites belong *Paradoxides (Eccaparadoxides) pusillus* (BARRAND 1846), *Paradoxides (E.) rohanovicus* ŠNAJDR (1986), *Sao hirsuta* BARRANDE (1846) - typical by its spinose surface, *Agraulos ceticephalus* BARRANDE, 1846, *Conocoryphe sulzeri circina* ŠNAJDR (1982), *Ptychoparia striata* (EMMRICH 1839), *Solenopleurina tyrovicensis* RŮŽIČKA (1938), *Ctenocephalus coronatus* (BARRANDE 1846), *Luhops expectans* (BARRANDE 1852), and the agnostids *Condylopyge rex* (BARRANDE, 1846), *Phalacroma bibullatum* (BARRANDE 1846), *Phalagnostus nudus* (BEYRICH 1845), *Peronopsis cuniefera* (BARRANDE 1846), a.o. Other fauna is represented by rare acrotretacean brachiopods, small conical shells of *Volborthella tenuis bohémica* PRANTL (1947) and hyolithids. In several levels very common are finds of the carpoïd *Trochocystites bohemicus* BARRANDE (1887), while the eocrinoid *Luhocrinus monicae* PROKOP & FATKA (1985) and ctenocystoids occur rarely. Comparatively common polymerid trilobites dominate fossil assemblages at this locality. Some layers are typified by common agnostids associated with rare *Luhops*. The yellow and rusty colours of most fossils are caused

by Fe oxihydroxides which replaced calcareous matter of shells during weathering processes.

The acritarch assemblage is dominated by *Cristallinum cambriense* (SLAVÍKOVÁ 1968, VANGUESTAINE 1978), *Elliasum* cf. *Ilaniscum* FOMBELLA (1978), *Timofeevia* sp. cf. *T. lancarae* (CRAMER & DIEZ 1972) VANGUESTAINE (1978), *Micrhystridium* sp. and *Leiosphaeridia* sp. They are typical for the Superzone III *C. cambriense - Elliasum/Timofeevia* in the sense of VANGUESTAINE & VAN LOOY (1983).

This world-wide known locality of Middle Cambrian fossils in slope above the village Luh was discovered by priest and revivalist V. KROLMUS already in the year 1832. Finds of large paradoxid trilobites, morphologically peculiar echinoderms and other interesting and in this time unknown fossils were studied and published by Joachim Barrande in middle of the 19th century. Discoveries of ontogenetic stages of trilobites, starting by tiny larvae up to holaspid and gerontic specimens were also done in the area of Skryje.

The "LUH" locality is possible to assign to well studied and known Cambrian localities due to research by JAHN, POMPECKJ, KETTNER, HAVLÍČEK, and ŠNAJDR. Recent research makes possible to analyse pattern of distribution for individual taxa and to provide palaeological reconstruction of associations for separate groups. Beautiful fossils occurring at this place attract scientific and public attention for more than 150 years.

Extensive trench realized in 1997 allowed to subdivide the exposed sequence into several intervals differing in lithology and the contained fauna (CHLUPÁČ et al. 1998).

Stop 4: Medový Újezd

Author and leader: PETR KRAFT, *Section protected by State Law*

Geographical position: Natural outcrop on the southern slope on the right bank of an unnamed brook in the northern part of Medový Újezd.

Geology:

- **Age:** Middle Cambrian and Lower Ordovician (Tremadocian and Arenigian).
- **Lithostratigraphy:** Jince Formation (Middle Cambrian);
Ohrazenice Formation (Middle to ?Upper Cambrian);
Třenice and Klabava formations (Lower Ordovician).
- **Lithology:** Jince Formation - light grey and green silty shales and siltstones with sandstone layers;
Ohrazenice Formation - thick-bedded quartzose sandstones;

Třenice Formation - greywackes and subgreywackes;
Klabava Formation - red shales with subordinate greywacke beds.

The section along an unnamed brook at Medový Újezd is exposed in the SE flank of the local anticline structure. The best outcrops are situated in old quarries. The section starts stratigraphically with the uppermost part of the Jinčice Formation and continues to the Arenigian rocks of the Klabava Formation. It includes the unconformity between the Cambrian and transgressive Lower Ordovician.

A modified description of the section is adopted from CHLUPÁČ (1993).

1. The oldest rocks exposed in the hillside quarry belong to the uppermost part of the Middle Cambrian Jinčice Formation. These are soft, light grey and green silty shales and siltstones with an upwards increasing amount of sandstone beds. Shales are rich in fine clastic mica, distinct lamination is caused by the alternation of siltstone and subordinate claystone laminae. The sporadic fauna is dominated by linguliformean brachiopods. Ichnofossils are of a low diversity. The less diversified fauna and ichnofossils point to unfavourable living conditions in shallow water environment for most animals.

Lenses of siltstones and sandstones, well visible in the outcrop, can be interpreted as transverse sections of the fill of channels in a muddy bottom.

2. The Cambrian succession terminates with light grey thick-bedded quartzose sandstones of the Ohrazenice Formation, which contains no marine macrofossils. These are well sorted and fine-grained, interpreted as river-channel or beach deposits by KUKAL (1971). The thickness is smaller than in other areas (about 5 m).

3. The boundary between the Cambrian and Ordovician is marked by a break and a disconformity (the Upper Cambrian is missing). The boundary proper is sharp: light sandstones of the Ohrazenice Formation are sharply and transgressively overlain by grey-green and violet sandstones of the lowest Ordovician Třenice Formation with a typical basal conglomerate close above the transgression surface (pebbles consist of quartz, dark Neoproterozoic cherts and Upper Cambrian volcanics of the Křivoklát-Rokycany Complex).

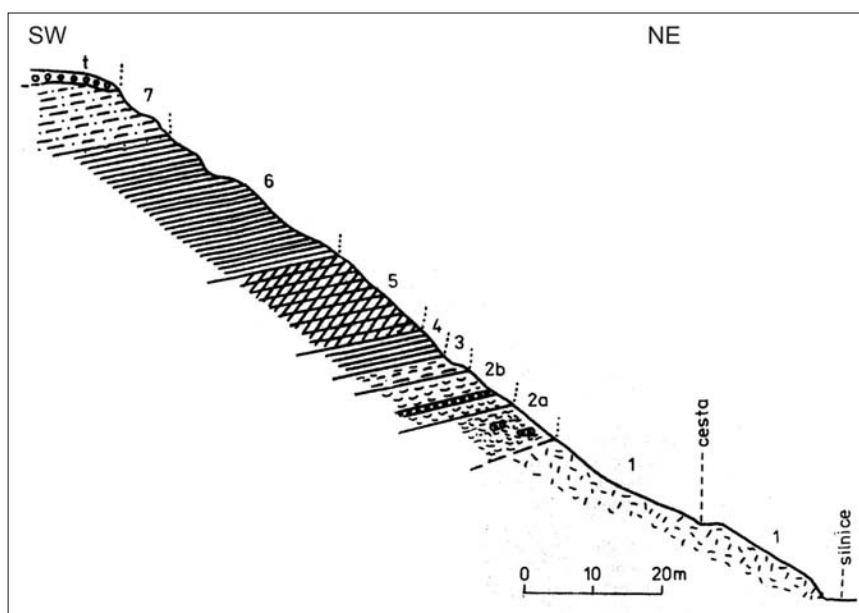


Fig. 4: The sequence of Skryje Shale exposed at the locality Luh (after CHLUPÁČ et al. 1998).

1 – slope debris, 2 – brown and greenish shales of the type “Pod hruškou” (a – weathered parts, b – shales with conglomerate layers), 3 – transition in grey shales, 4 – dark grey shales with *P. (H.) carens*, 5 – tectonized layers, 6 – dark grey shales with increasing diversity fauna, 7 – greenish shales with common fauna, t – terrace gravels of Pleistocene age.

Rocks of the Třenice Formation exposed in the next quarry are markedly less consolidated than those of the Cambrian Ohrazenice Formation. They consist of greywackes and subgreywackes, and are rich in clay and unstable clastic material derived from acid volcanics (green volcanic glasses, feldspars). Their deposition took place in a near-shore, shallow marine environment well supplied by terrigenous material transported only over short distances, mostly from volcanic elevations of the Křivoklát-Rokycany and Strašice complexes (KUKAL 1963). The Tremadocian age is demonstrated by rare finds of the index linguliformean brachiopod *Hyperbolus feistmanteli* (BARRANDE), which indicates the extremely shallow-water *Hyperbolus*-Community (HAVLÍČEK 1982). The thickness of the Třenice Formation is about 14 m.

4. The youngest strata exposed on the right side of the quarry and overlying the Třenice Formation are red shales and subordinate greywacke beds of the Olešná Member of the Klabava Formation (Arenigian). The lower boundary of this unit is relatively sharp and accompanied by a basal conglomerate (0.5 to 1 m thick). Some beds of the Olešná Member contain frequent debris and even complete phosphatic shells of inarticulate brachiopods, accompanied by rarer sponge spicules and conodonts (DZIK 1983, ZUSKOVÁ 1993). HAVLÍČEK (1982) refers this fauna to the shallow-water *Leptembolon insons* Community. The red colour is derived from weathering products quickly transported from the land to the marginal parts of the sedimentary basin (KUKAL 1959, 1963).

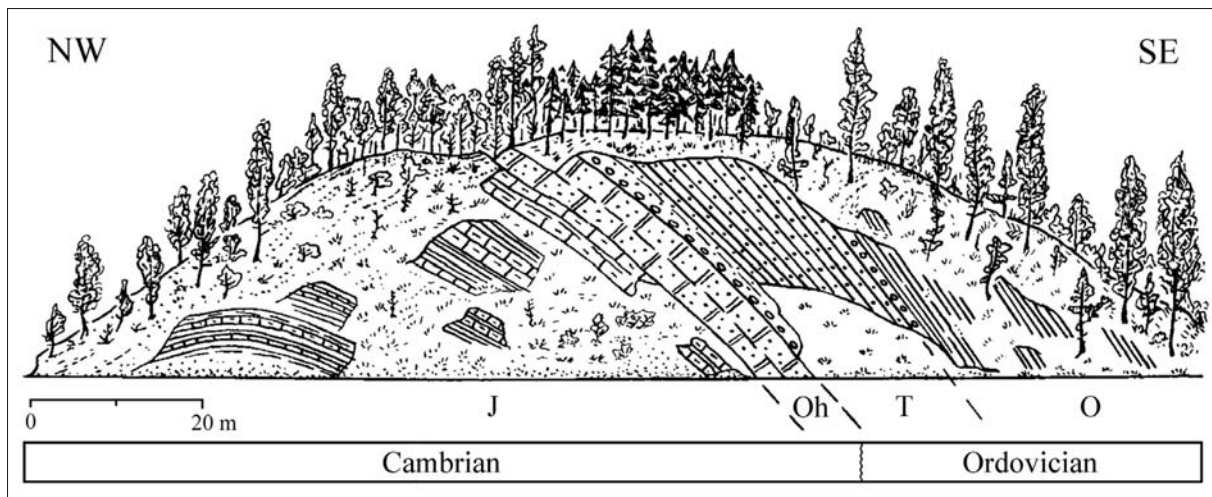


Fig. 5: Middle Cambrian and Lower Ordovician outcrops at Medový Újezd.

J – Jince Formation (Middle Cambrian), Oh – Ohrázenice Formation (Middle Cambrian), T – Třenice Formation (Tremadocian), O – Olešná Member of the Klabava Formation (Arenigian).

The underlying Mílina Formation, which was shown at previous locality, is missing here. According to the HAVLÍČEK'S (1981, 1992) model of facies development in the Prague Basin, its absence reflects a late Tremadocian regression, which can be traced in the whole basin. According to the new model of basin history, a combination of two events is considered. The reduced thickness to absence of cherts of the Mílina Formation depends on the distance from the source of silica around the Komárov Volcanic Complex. Such reduction is locally intensified by a regression appearing the elevation (maybe associated with shallow erosion). Lower part of the Olešná Member is considered to be an equivalent of the Mílina Formation at this locality.

Stop 5: Ejpovice

Author and leader: PETR KRAFT

Geographical position: A former iron ore mine situated N and NE of the Ejpovice village, some 6 km WNW of Rokycany, now flooded.

Geology:

- **Age:** Middle Ordovician (?Dapingian – Darriwilian, Arenigian - Dobrotivian).
- **Lithostratigraphy:** Klabava, Šárka and Dobrotivá formations.
- **Lithology:** Klabava Formation - grey, greyish-blue and greyish-brown, fine to coarse-grained reworked tuffs and tuffites;
Šárka Formation - oolitic iron ores (prevailing hematite ooids);
Dobrotivá Formation - alteration of dark grey or black micaceous siltstones and dark quartzose sandstones.

Artificial lake of maximum depth about 40 m, located between Plzeň and Rokycany, is rounded by Proterozoic and Early to Middle Ordovician rocks on its flanks with the upper Arenigian (upper Dapingian; Klabava Formation) shore cliffs and Llanvirnian (lower and middle Darriwilian; Šárka Formation) oolitic iron ores and lower Dobrotivian (upper Darriwilian; Dobrotivá Formation) sandstones, siltstones and dark grey to black shales.

The northern bank is built by Upper Proterozoic siltstones, which were exposed to subaerial erosion during the pre-Arenigian time. Some parts of these rocks were flooded in the late Arenigian but not covered by sediments until the early Llanvirnian. An ancient shore line is supposed to be developed not far from here in that time (HAVLÍČEK 1998 and references therein). Shore cliff built by Proterozoic rocks were inhabited (partly coated) by rocky bottom fauna (MERGL 1983). During the early and middle Llanvirn the cliff was gradually overlain by oolitic iron ores of the Šárka Formation. The main chert cliff was 8 to 15 m high and more than 70 m long. Upper to lower intertidal conditions are supposed in a close vicinity of the cliffs. Pebbles covered by bryozoan *Berenicea vetera* PRANTL represent a very rare type of rocky-bottom environment in the Bohemian Ordovician.

The uppermost part of the Klabava Formation is exposed especially on the E bank. (A part of the section was damaged by the Klabava River during floods of August 2002). It is composed of sets (at least 14 documented) of volcanosedimentary packets. These reflect cycles connected directly with the volcanic activity of the Komárov Volcanic Complex. A complete typical cycle starts with a bed of oolitic iron ore several centimetres thick, with infills of pit-shaped

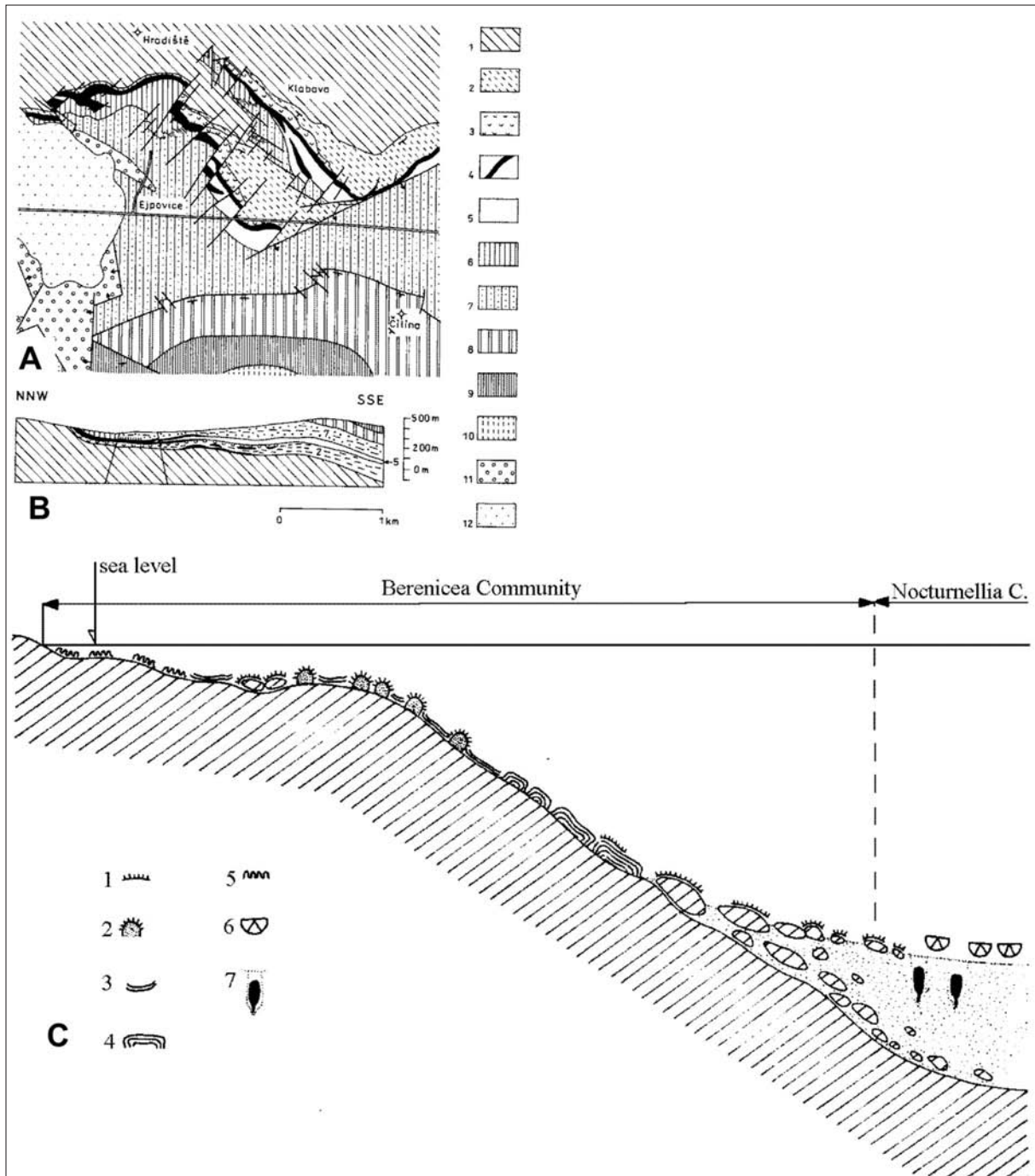


Fig. 6:

A. Geological situation near Ejpovice (after V. HAVLÍČEK)

1 – Proterozoic Kralupy-Zbraslav Group, 2 – 3 – Klabava Formation, 2 – shales, 3 – tuffaceous rocks with *Nocturnellia nocturna*, 4 – sedimentary Fe-ores, 5 – shales of the Šárka Formation, 7 – Skalka quartzites of the Dobrotivá Formation, 7 – shales of the Dobrotivá Formation, 8 – Řevnice Quartzite, 9 – Letná Formation, 10 – Vinice Formation, 11 – continental Upper Carboniferous, 12 – Neogene deposits.

B. Part of the section of the Ejpovice iron ore deposit. 1 – Proterozoic, 2 – shales of the Klabava Formation, 3 – tuffs of the Klabava Fm., 4 – iron ore, 5 – shales of the Šárka Fm., 6 – quartzites of the Dobrotivá Fm., 7 – siltstones and shales of the Dobrotivá Fm., 8 – Tertiary and Quaternary (after ČHLUPÁČ, 1993).

C. Presumed deep zonation of *Berenicea* Community exemplified by the cliff near Ejpovice. Soft-bottom in deeper environment was inhabited by *Nocturnellia* Community with frequent articulate brachiopods (*Nocturnellia*, *Ranorthis*) and infaunal elements (lingulids). 1 – one-layered *Berenicea*; 2 – bulb-shaped *Berenicea*; 3 – thin stromatolitic crusts; 4 – thick stromatolitic crusts; 5 – polygonal crusts; 6 – *Nocturnellia*; 7 – lingulids in burrows (*Palaeoglossa*) (after MERGL, 1983).

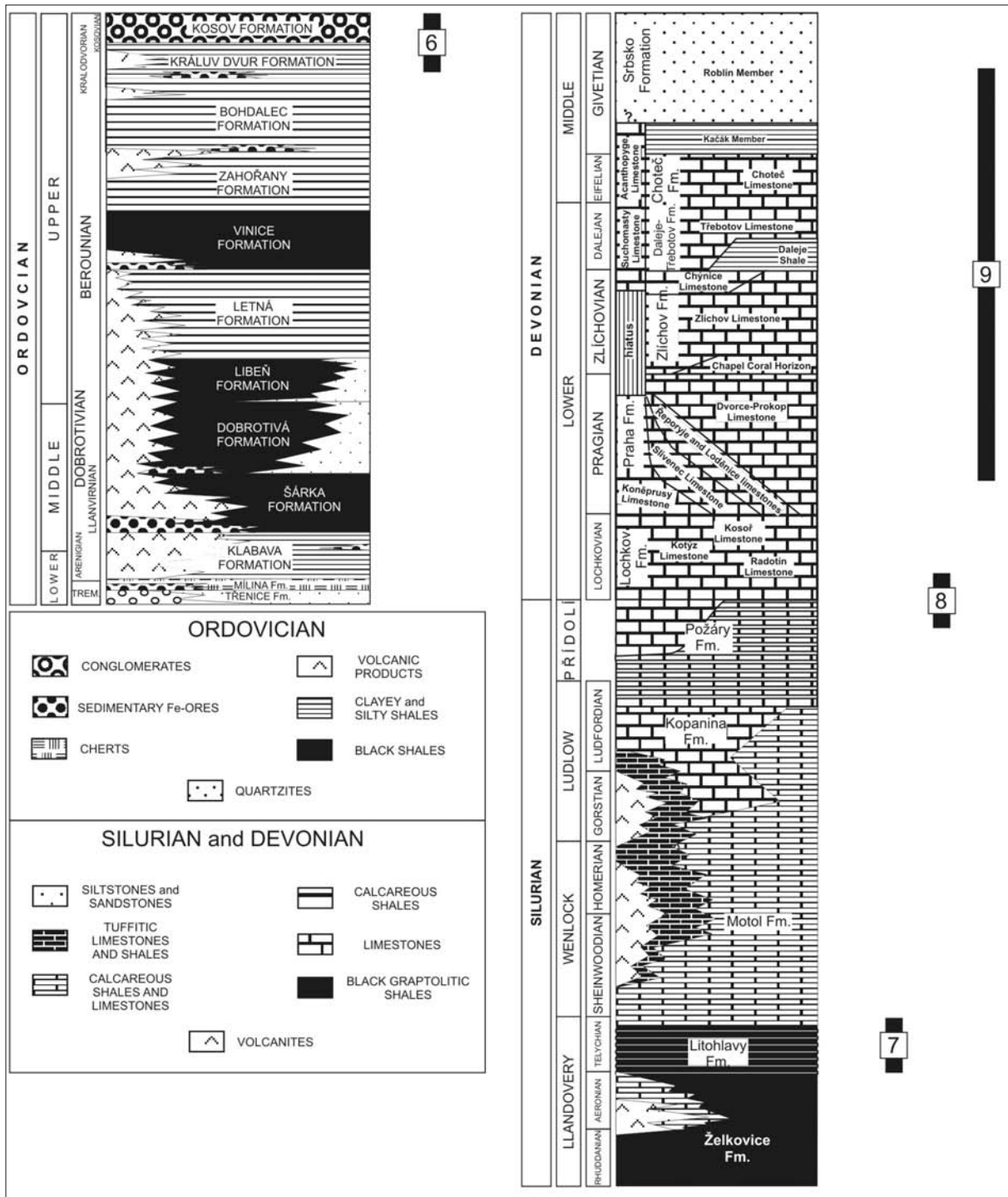


Fig. 7: Stratigraphic schemes of the Ordovician to Devonian in the Barrandian area (Prague Basin).

A – Ordovician, after HAVLIČEK (1982); B – Silurian, after KRÍŽ (1975, 1992); C – Devonian, after CHLUPÁČ et al. (1998).

ichnofossils *Bergaueria* aff. *hemispherica*. The pits are also filled with ooids. The ore is sharply overlain by reworked tuff. This bed is usually more than 10 cm thick and may reach 1 m. Some of the beds in the section contain very abundant fragments of the rhyconelliform brachiopod *Nocturnellia nocturna* and sponge spicules of *Pyritonema feistmanteli*. Conodonts (*Cornulodus leavis* and *Panderodus gracilis*) are more rare (DŽIK 1983, ZUSKOVÁ 1993). The top of reworked tuff is gradually replaced by tuffitic shale

with a lower content of volcanic material. Planar ichnofossils occasionally occur in the uppermost portion. On the top of the cycle, pits of *Bergaueria* are filled with ooids of the overlying cycle. Each cycle can be interpreted as initiated by an eruption and a related earthquake. The transport of local clastic material and ooids replaced by sedimentation of material coming from the eruption seems to be a fast event followed by a slow sedimentation of shale rich in reworked volcanic material.

In the earliest Llanvirnian, the sedimentation changed but the mechanism remained similar. Thicker beds of oolitic iron ore alternate with thin beds to laminae of reworked, fine-grained tuffs. These rocks belong to the Šárka Formation, the base of which is marked by the first thick bed of iron ore. Such character of sedimentation continued until the late Llanvirnian at this locality because of the position below the cliff. This explains the extraordinary fact that the whole thickness of the Šárka Formation at this site is built by iron ores.

The uppermost Klabava Formation and lower portion of the Šárka Formation document a peak of volcanic activity in the Ordovician of the Prague Basin. This activity took place during the late Arenigian to early Llanvirnian reflecting the maximum extension of this area during an early spreading of the Rheic Ocean.

The sedimentation of low quality ores (which were mined here) was replaced by alteration of dark micaceous siltstones and sandstones in the earliest Dobrotivian (upper Darriwilian). These rhythmic sediments are well exposed in the eastern part of the southern bank of the lake and they are nearly unfossiliferous. Later, still in early Dobrotivian, the sedimentation passed into fine grained rocks represented by dark grey to black shales.

The fauna of dark grey to black shales belongs to cyclopygid biofacies. It is dominated by representatives of pelagic cyclopygid trilobites such as *Cyclopyge umbonata bohémica*, *Pricyclopyge longicephala* (both are quite common) and *Degamella princeps* (less common). Relatively abundant occurrence of the index graptolite species *Hustedograptus teretiusculus* is typical for this locality. Fragments of carapaces of phyllocarid crustaceans belonging the genus *Caryocaris*, small valves of brachiopods and fragments of crinoids can be also found.

Day 2 (September, 29th, 2009)

Stop 6: Levín – highwaycut

Author: PETR ŠTORCH **Leader:** PETR KRAFT

Geographical position: Highway road cutting between Beroun and Zdice, S of Levín. *Section protected by State Law.*

Geology:

- **Age:** Late Ordovician (Ashgillian, Rawtheyan-Hirnantian boundary strata).
- **Litostratigraphy:** Králův Dvůr and Kosov formations.
- **Lithology:** shales, storm sandstones, glaciomarine diamictites, muddy limestone.

Pronounced palaeoenvironmental changes related to the Late Ordovician glaciation of Southern Hemispha-

ere are well recognizable in Králův Dvůr and Kosov formations of the Prague Basin (ŠTORCH 1990). Rapid cooling and glacioeustatic fall of sea-level are clearly manifested in both sedimentary and fossil record across the boundary interval of the two litostratigraphic units.

The present stratigraphical section reflects changes at the beginning of the late Ordovician ice-age, including cooling, glacio-eustatic regression and faunal turnover and extinction.

Western part of the outcrop is composed of large Silurian doleritic basalt sill bounded with contact-metamorphosed graptolitic shales of Llandovery age, clayey shales of the Králův Dvůr Formation and shales and sandstones of the Kosov Formation. Eastern part of the outcrop shows important stratigraphic sequence of Králův Dvůr and Kosov formations. It is separated from tectonically complex western segment by a big transverse fault.

The present section starts with lower Ashgill clayey shales and mudstones with more or less common, irregularly distributed muddy limestone nodules. This level of the Králův Dvůr Formation is best exposed by several test-pits in which varied trilobite-dominated deep-shelf fauna has been collected. Along with trilobites, minute brachiopods, bivalves, gastropods, hyolithids, ostracods and nautiloids are present.

Slightly higher up the sequence, but still downslope in the present exposure, clayey shales with mid-Ashgill graptolites and minute brachiopods referred to *Foliomena* fauna were found. Some beds are spotted by *Chondrites* burrows. Grey and greenish shales are overlain by a 15 cm-thick muddy limestone called the „Pernik Bed“ (after its gingerbread appearance when weathered). The limestone contains rich, high-diversity benthic *Proboscisambon* Community which is well comparable to other deeper-water mid-Ashgillian (c. Rawtheyan) faunas of Poland, Sweden, and the British Isles (ŠTORCH & MERGL 1989). Both the faunal assemblages and lithology of the Králův Dvůr Formation suggest temporary incursion of temperate water masses bringing many Baltic elements into the Prague Basin. That time various types of so called cystoid limestones and similar carbonate sediments spread over the whole peri-Gondwanan Europe.

The Pernik Bed is overlain by c. 1 m thick grey shale with much impoverished trilobite-dominated *Mucronaspis* Community. This level is tentatively assigned in a basal part of the late Ashgillian (Hirnantian) since the similar faunal assemblages are considered a deeper-water equivalent of *Hirnantia* Fauna outside the Bohemian Massif. Entire disappearance of the calcareous sediments, gradual onset of sandy intercalations and faunal impoverishment may reflect lowering

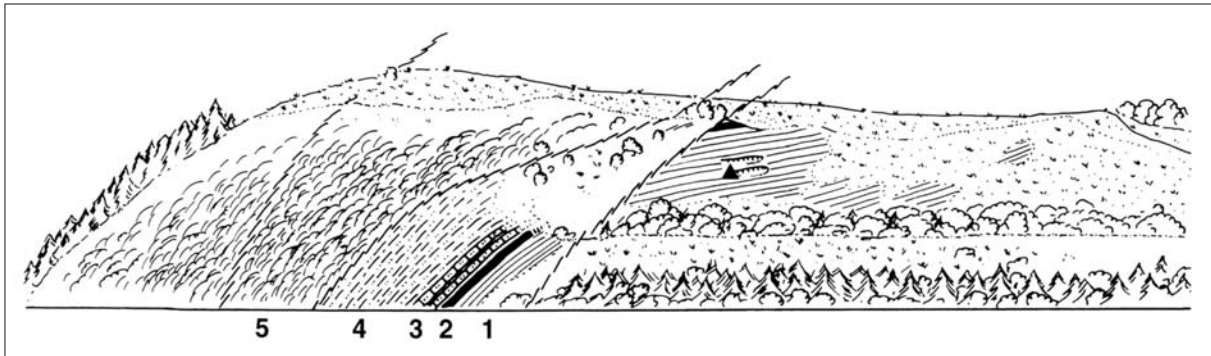


Fig. 8: The outcrop at Levín near Beroun. 1-2 – Králův Dvůr Formation, 1 – green to greenish grey clayey shales with muddy limestone nodules, 2 – marlstone bed (= “Peník bed”), 3-4 – Kosov Formation, 3 – glaciomarine diamictites, 4 – shales alternating with siltstones and sandstones, 5 – Silurian doleritic basalt and graptolitic shales (after MERGL & VOHRADSKÝ 2000).

of temperature and regression related to incipient glaciation of Gondwana.

The *Mucronaspis* bearing shale is immediately succeeded by a 16cm-thick horizon of laminated sandy diamictite. The first diamictite horizon, which has been recorded in all coeval sections in the Prague basin and inditates the base of the Kosov Formation, is overlain by a 3.5 m thick shale. Then a major, 2.7 m thick diamictite horizon follows, again developed across the whole Prague Basin. The diamictites have been described in detail by BRECHLEY & ŠTORCH (1989). All are laminated and yield common pebbles and genuine dropstones (HLADIL 1991), often faceted. The clasts are mostly derived from the nearby Ordovician and Neoproterozoic rocks, although scarce exotic pebbles, including granitoids of unknown provenience, also occur (BRECHLEY & ŠTORCH 1989).

The two diamictite horizons at and near the base of the Kosov Formation show that at an early stage of the late Ordovician ice-age seasonal floating ice extended seaward over the Prague Basin.

A few metres of thinly micaceous shales above the upper diamictite are overlain by several tens of meters of alternating shales and quartzose sandstones - a typical lithology of the Kosov Formation. Rippled and hummocky cross-stratified sandstones indicate further glacio-eustatic regression and bottom raised above the storm-wave base.

Acritarchs and cryptospores were described by VAVRDOVÁ (summary in 1989) and DUFKA (1990), acritarchs and chitinozoans of the Králův Dvůr and Kosov formations were studied by DUFKA & FATKA (1993). VAVRDOVÁ (1989) documented redeposition of Precambrian, Cambrian, Lower and Middle Ordovician acritarchs from several horizons of the Kosov Formation at Hlásná Třebáň.

In the Kosov Formation, the well diversified acritarchs (e.g. *Ammonidium* sp., *Diexallophasis denticu-*

lata (STOCKMANS & WILLIERE 1963) LOEBLICH 1970, *Gorgonisphaeridium* cf. *antiquum* LOEBLICH & TAPPAN 1978, *Leiosphaeridia ketchenata* TURNER 1984, *Multiplicisphaeridium* sp., *Ordoviciidium* sp., *Orthosphaeridium-Baltisphaeridium* group, *Palaiosphaeridium* sp., *Veryhachium* spp., *Villosacapsulla* spp.) are associated with poor chitinozoans (*Conochitina* sp. A, *Conochitina* sp. B and *Lagenochitina* sp.) (after DUFKA & FATKA 1993).

Stop 7: Locality Litohlavý Reservoir

Author: JIŘÍ KRÍŽ

Leader: PETR KRAFT

Geographical position: Hill slope above the railroad west of Litohlavý Reservoir, close to the road from Králův Dvůr to Suchomasty. *Section protected by State Law.*

Geology:

- **Age:** Early Silurian (Llandovery Series).
- **Lithostratigraphy:** Litohlavý Formation (Unit stratotype).
- **Lithology:** mudstones, black clayey and green calcareous bioturbated shales.

The lowermost part of the section comprises an intrusive upper Wenlock doleritic sill which caused contact metamorphism of the overlying rocks. Above the sill are up to 330 cm of greenish carbonate mudstone, which forms the base of the Litohlavý Formation. This basal unit is developed through all the type area (Silurian Western Segment of the Prague Basin) with a thickness of 30 to 410 cm. Above this unit is a sequence of black clayey shale with green calcareous bioturbated shale intercalations. In the lower 5 to 6 m of this sequence the intercalations are more numerous than in higher levels.

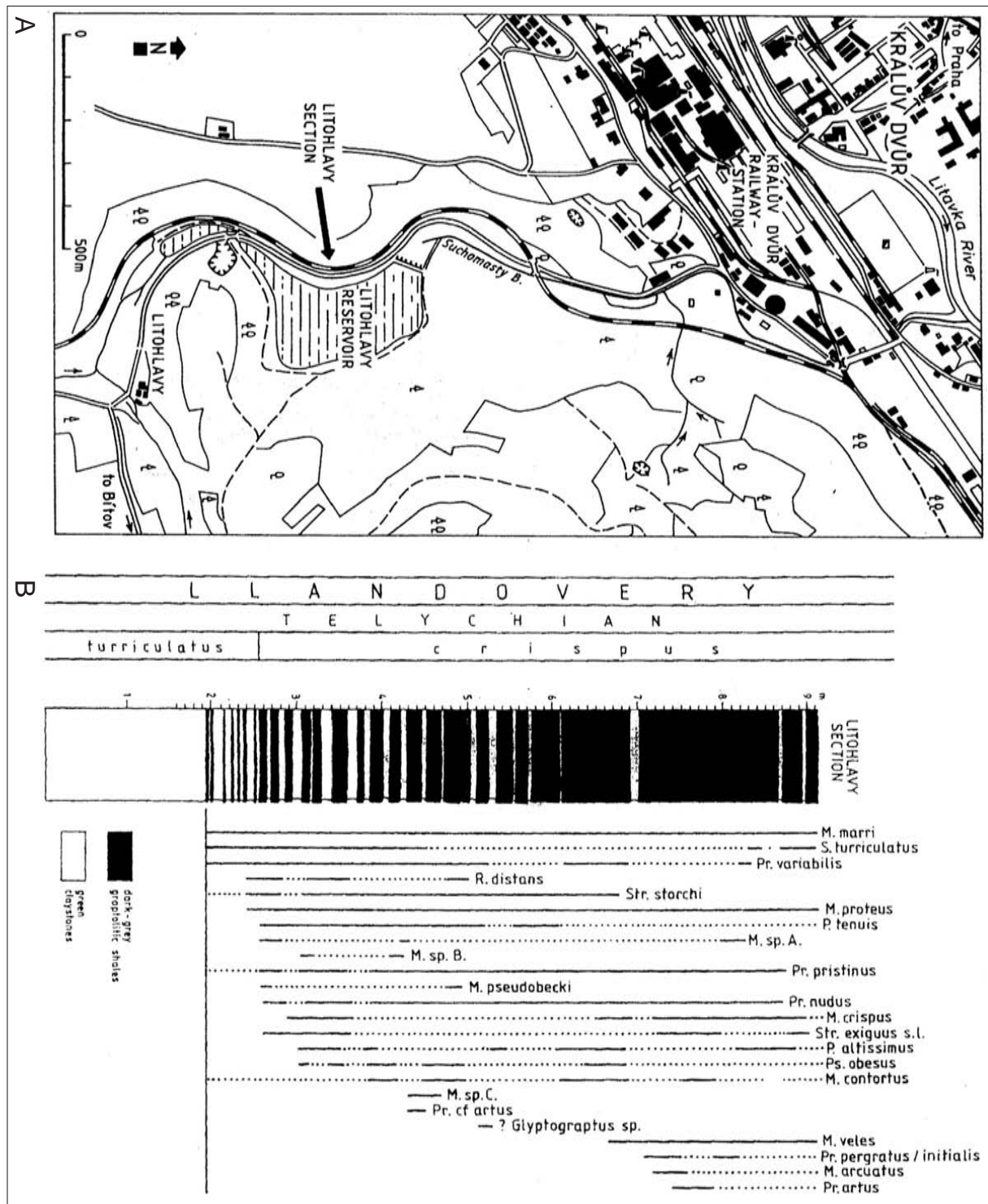


Fig. 9: A. Geographical situation near Litohlavy. B. The late Llandovery interval in the Litohlavy section.

The alternation of black and green shale reflects periodical changes in sedimentary conditions. Green calcareous shale represents chemically more mature sediment than black clayey shale. The bottom environment was generally more favourable for habitation by benthic organisms in comparison with that of the older Želkovice Formation. Bioturbation in green shale documents the presence of burrowing invertebrates and deposit feeders. Other fossils are absent because of this infaunal activity,

the slow sedimentation rate, chemical conditions (oxidation), and later diagenesis.

On the other hand the black shale contains a rich graptolite fauna.

The locality has been known since the last century as a classic locality for the graptolite *Spirograptus turriculatus*. The best preserved specimens of this species occur in the lower layers, just above the basal greenish carbonate mudstone.

Stop 8: Locality Suchomasty, Silurian - Devonian boundary global stratotype - monument

Author: Jiří Kříž, Oldřich Fatka & Rainer Brocke

Leaders: Oldřich Fatka & Rainer Brocke

Written permission to visit this site must be obtained in advance from the Protected Landscape of Bohemian Karst Area Agency, Karlštejn 85, 267 18. Access to the section is restricted to research workers.

Geographical position: Natural outcrop on the steep right bank of Suchomasty Brook - Klonk, north of Suchomasty, near Králův Dvůr. *Section protected by State Law.*

Geology:

- **Age:** Silurian (Llandovery Series).
- **Lithostratigraphy:** Upper Požáry Formation, Přídolí Series, Silurian and lower Lochkov Formation, Lochkovian Stage, Lower Devonian. Silurian - Devonian boundary global stratotype.
- **Lithology:** calcareous and tuffaceous shales with limestone intercalations; dark fine-grained bituminous limestones alternating with dark calcareous shale; fine-grained laminated bituminous limestones alternating with dark calcareous mudstones.

Klonk has a great significance in the history of the geological sciences. The problem of the Silurian-Devonian boundary arose already in the fifties of the 19th Century and became internationally debated after 1877 when E. Kayser clearly formulated the view that the youngest “étages” of Barrande’s “Silurian System” in Bohemia corresponded to the Devonian System in the Harz and other regions. Many outstanding geologists and palaeontologists of the 19th Century were concerned in the subsequent rapidly evolving dispute renowned in the literature as the “Hercynian Question”. A general consensus was that the extinction of graptolites - characteristic Silurian fossils - delimits the Silurian-Devonian boundary in marine sections.

A new impulse for reopening the boundary question was given by finds of “Silurian” graptolites together with “Devonian” fossils in the Barrandian by B. Bouček and later in Podolia, North Africa, Arctic Canada and other regions. Owing to recommendations of two international conferences (Prague 1958 and Bonn-Bruxelles 1960) the International Committee on the Silurian-Devonian Boundary was created. The Committee, after several international meetings and inspections of the most important world sections closed its work with a new definition of the Silurian-Devonian boundary by selecting the global boundary stratotype at Klonk, which was officially accepted at the 24th International Geological Congress in Montreal 1972.

The Barrandian was also approved as the type area of the boundary and the Budňany Rock at Karlštejn as the auxiliary type section. The Klonk Section thus proved the correctness of modern stratigraphical principles contained for example in the International Stratigraphic Guide, and the whole procedure of boundary investigation and discussion became an example for resolving the international stratigraphic problems.

The monument below Klonk commemorating this event was erected in 1977 below the section in Suchomasty. It is the work of the Czech sculptor Jiří Novotný and is made of the Bohemian Devonian “Zbuzany Marble” (Pragian, Dvorce-Prokop Limestone). The Silurian-Devonian boundary is marked by a white bar on the section.

The upper Požáry Formation is developed as a sequence of alternating dark micritic limestone and dark calcareous shale, sometimes with intercalations of pale grey, bioclastic, crinoidal limestone. In the dark limestone there are almost monospecific *Bivalvia* dominated communities with high population densities. The most characteristic is the *Pterinopecten (P.) cybele cybele* Community and the *Joachimia falcata* Community which occur in several beds. Besides bivalves, there are also cephalopods, phyllocarids and gastropod *Orthonychia elegans*. In the pale grey limestone detrital fragments, isolated plates and occasional complete calices of

Scyphocrinites elegans occur. Light coloured bioclastic limestone in the upper parts of the sequence contains the small brachiopod *Dayia bohémica*, fragments of the trilobite *Otarion (Conoparia) novaki* and the ostracodes *Boucia ornatissima*, *Mirochilina jonesiana*, *Craspedobolbina? bohémica*, *Clintiella cf. hirsiana* and “*Hippa*” *rediviva*.

In almost all the calcareous shale the graptolite *Monograptus transgrediens* is common, up as far as the shale layer between beds no. 13 and 14. In beds no. 19 to 24 no diagnostic graptolites have been found except *Linograptus posthumus* with *Monograptus nanus* occurring in the shale between beds no. 18 and no. 19. In bed no. 19 there are abundant leiospherids and the vascular plant *Cooksonia* sp.

Within the dark micritic limestone of bed no. 20 the graptolite *M. uniformis uniformis* first occurs, indicating the base of the Devonian. It occurs on the same bedding plane as *M. uniformis angustidens* and the rarer *M. microdon*. Above this bed *M. uniformis uniformis* occurs in most shale intercalations between beds no. 22 to no. 53. Between beds no. 20 and no. 21 only *M. uniformis angustidens* occurs and in beds no. 21 and no. 23 it occurs together with *M. uniformis uniformis*.

The Lochkovian index trilobite *Warburgella (W.) rugosa* occurs in the light-grey fine-detrital limestone of bed no. 21, 45 cm to 55 cm above the base of bed no. 20. Its next occurrence is in beds no. 120 and no. 123, more than 30 metres above the base of the Devonian. The basal 11 m of the Lochkovian (beds no. 20 to no. 53) are developed as alternating dark micritic limestone with dark calcareous shale. The crinoid *Scypho-*

crinites forms more or less continuous intercalations of coarsely detrital crinoidal limestone (e.g. in beds no. 27, 29, 35, 37 etc.). The other fauna includes phyllocarid *Ceratiocaris corwallisnesis damesi*, cephalopod “*Orthoceras*” *deletum*, bivalves *Panenka* sp., *Leptodesma carens*, brachiopods *Leptaena relictata*, *Orbiculoidea* sp., *Lingula nigricans*, *Plectodonta mimica* and conulariid *Plectoconularia proteica*. Den-



Fig. 10:
A. Geographical situation near Suchomasty. **B.** The Silurian–Devonian boundary interval in the stratotype at Klonek near Suchomasty. 1 – dark micritic and biomicritic limestones, 2 – lighter and fine-grained bioclastic limestones, 3 – coarser bioclastic layers, 4 – dark calcareous shales (mudstones). (after ČHLUPÁČ et al. 1998).
C. The Silurian–Devonian boundary interval in the GSSP at Klonek near Suchomasty with distribution of analyzed samples and distribution of microfossils (after BROCKE et al. 2006).

droids, found also at nearby Lejškov Hill, include *Co-remagraptus corniculatus*, *Paleodictiota undulatum* and *Thallograptus* sp. Light-coloured beds are rich in ostracodes of the *Acanthoscapha bohémica* horizon and sporadic trilobites *Otarion (Conoparia) novaki* and *Ceratocephala lochkoviana*. Cephalopod shells are relatively common. Land plants have been found between beds no. 29 and no. 30 and between beds no. 50 and no. 51.

At Klonek, similar facies continue up to 30 m above the base of the Lochkovian. Bed no. 124 is the highest level exposed in the outcrop. It is a 60 cm bed of light-grey, very fine-grained limestone. In the shale below this bed the graptolite *Monograptus aequabilis* occurs.

Organic Walled Microfossils. The chitinozoans show the onset of *Angochitina chlupaci* close above the Silurian-Devonian boundary; conodonts of the lowest Lochkovian belong to the *Icriodus woschmidti woschmidti* Zone stretching from the uppermost Přídolí. Plant remains are represented by *Cooksonia* and spores concentrated in some shale beds.

The broader Silurian-Devonian boundary interval at Klonek was subjected to a detailed “bed by bed” study and 123 limestone beds with their shale interbeds were distinguished here.

Chitinozoans from the GSSP at Klonek were studied by PARIS et al. (1981), while acritarchs, prasinophytes and mazeloids have been studied by several authors. DEUNFF (1980) shortly discussed the stratigraphic distribution of 10 taxa of OWM in six samples from the GSSP. PARIS (1981) reports a dominance of *Leiosphaeridia* and chitinozoans while acritarchs and spores were very rare or absent. Acritarchs were also mentioned by RICHARDSON et al. (1981), who reported the occurrence of “long-ranging palynomorphs such as *Leiosphaeres* and *Micrhystridia*”. LE HÉRISSE (2002) discussed the presence of the genus *Cymbosphaeridium* in the stratotype section of Klonek within the oceanic “Bohemian Magnafacies” of RICHARDSON (1984).

Recent results were summarized by BROCKE et al. (2006).

Most of the observed OWM are sphaeroids without processes and are usually assigned to prasinophytes. However, distinct genera are represented in very different proportions. *Leiosphaeridia* dominates in all of the studied samples, whereas ? *Pleurozonaria* occurs only in some levels, and *Pterospermella* is present in few samples only. True *Tasmanites* has not been found. The following acritarch taxa were established: cf. *Buedingisphaeridium* sp., *Cymbosphaeridium* morphotype 1, *Cymbosphaeridium* morphotype 2, cf. *Diexallophasis* sp., *Multiplicisphaeridium* sp., *Onondagaella* aff. *assymetrica* (DEUNFF 1954 ex DEUNFF 1961) CRAMER 1966, *Onondagaella* sp. and *Oppilatala* sp.

In addition to acritarchs and prasinophytes, mazeloids have been found in four levels. In samples KLONK 19 and KLONK 20, broken pieces and/or whole long processes are common in comparison to much more rarely observed complete specimens. In samples KLONK 23-24, KLONK 24 and KLONK 26, only few complete specimens of varieties with short processes have been noted.

Stop 9:

Zlatý kůň Hill near Koněprusy

Author and leader: František Vacek

Geographical position: Zlatý kůň Hill, 500 m S of village Koněprusy (5 km S of Beroun). *Section protected by State Law.*

Geology:

- **Age:** Lower and Middle Devonian (Pragian to Givetian).
- **Litostratigraphy:** Praha Formation (Koněprusy Limestones), Zlíchov and Daleje-Třebotov formations (Suchomasty Limestones), Choteč Formation (Acanthopyge Limestones) and Srbsko Formation (Roblín Member).
- **Litology:** limestones, siltstones.

The Devonian of the Koněprusy area is world-known for its richness of fossil content. Its shallow-water facies markedly differ from surrounding areas of the Prague Basin. The Pragian Koněprusy Limestone with associated facies form a typical reef complex reaching a thickness of up to 200 m. The Lower and Middle Devonian formations form an asymmetrical syncline; its extent to the north is limited by a Variscan thrust fault (Očkov Fault). Devonian limestones have been quarried there since the 19th century. Several abandoned and active quarries give good access to numerous instructive sections.

The Houbův Quarry on the southern slope of Zlatý kůň Hill exposes the upper part of the Koněprusy Limestone (Pragian) and the overlying Suchomasty Limestone (Dalejan, Upper Emsian).

The Koněprusy Limestone is developed as two main rock types: biolithitic limestones consisting of the remains of sessile organisms (stromatoporoids, corals, crinoids, stromatolites) which built the reef-core, and coarse-grained bioclastic, mostly crinoidal limestones representing the talus in the reef flanks. Both rock types interfinger horizontally on the quarry face (reef core limestones are replaced by bioclastic ones southwards). The Koněprusy Limestone is extremely rich in various fossil groups; more than 500 species have been described so far.

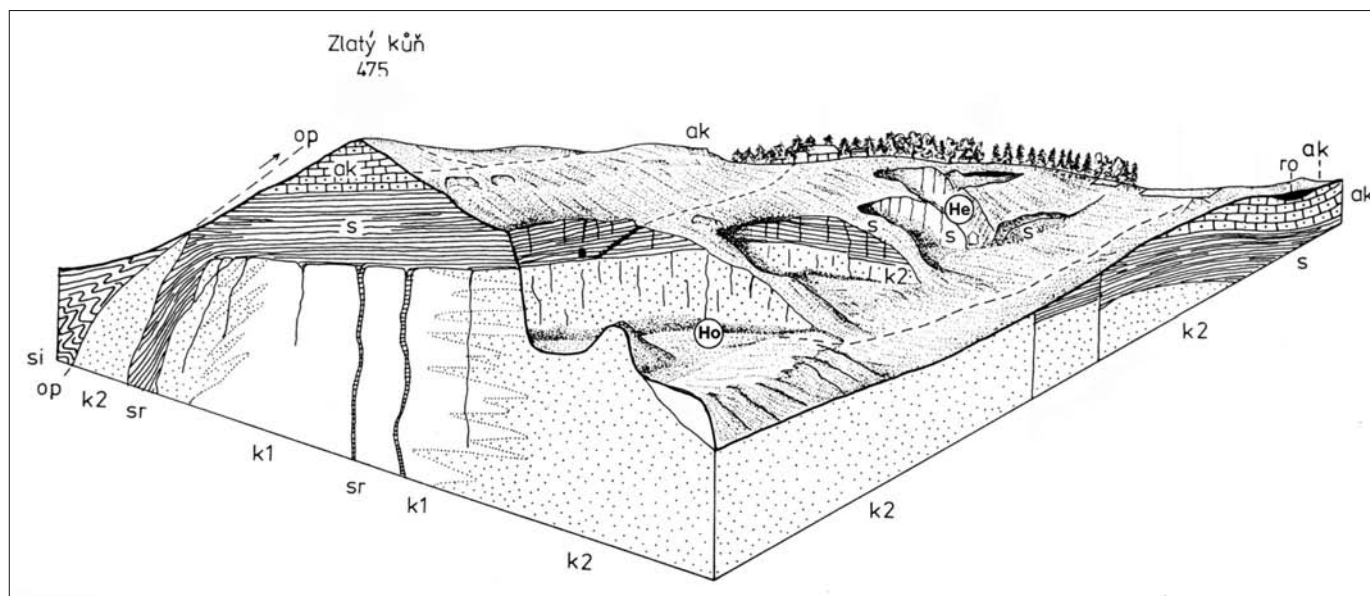


Fig. 11: Sketch of the Zlatý kůň Hill near Koněprusy, view from the SW (after CHLUPÁČ 1993, 1995, 1996).

k1 – Koněprusy Limestone (Pragian) – reef core, k2 – Koněprusy Limestone – reef flank, s – Suchomasty Limestone (U. Emsian/Eifelian), sr – Suchomasty Limestone in fillings of larger neptunian dykes, ak – Acanthopyge Limestone (Eifelian), ro – Roblín Member of the Srbsko Formation (Givetian), si – Silurian Kopanina and Přídolí formations thrust over the Devonian rocks along the Očkov Overthrust (op), Ho – Houbův Quarry, He – Hergetův Quarry.

The overlying Suchomasty Limestone is developed as well-bedded, grey and reddish bioclastic and biomicritic limestones, without any reefal features. The lower boundary is markedly sharp. Its erosional character is a result of break and partial erosion of underlying reef complex during the Zlíchovian (Lower Emsian). Eroded surface was flooded again during the Upper Emsian transgression (Daleje Event).

The top of Zlatý kůň Hill is formed by the Acanthopyge Limestone (grey or reddish bioclastic and biomicritic limestones; Eifelian).

The youngest Devonian unit in this area – the Roblín Member of the Srbsko Formation (Givetian) is exposed in the upper floor of the Hergetův Quarry near the parking place. It is represented by calcareous sandstones and siltstones with fragments of terrestrial plants. These beds sharply and disconformably overlie the locally eroded surface of the Suchomasty Limestone (the Acanthopyge Limestone is missing due to break and erosion).

Neptunian (sedimentary) dykes are interesting feature of the Devonian in the Koněprusy area. They were formed in several successive generations. The oldest dykes cut across the Lochkovian strata and were filled during the deposition of the Koněprusy Limestone (Pragian). The younger dykes were filled during the deposition of the Suchomasty Limestone (Upper Emsian – Dalejan) and the last generation corresponds to the Acanthopyge Limestone (Eifelian) and the Srbsko

Formation (Givetian). The depth of dykes may exceed 150 m.

The origin of dykes is explained by a syndimentary tectonics and karstification during the Lower and Middle Devonian. Rich fauna contained in filling allow a fairly exact dating of these processes. The dykes are best exposed in the active Čertovy schody Quarry which is not accessible, however.

In classical Devonian facies scheme of I. CHLUPÁČ (for summary see CHLUPÁČ et al. 1998) the shallow-water facies of the Koněprusy area gradually pass into deeper-marine deposits (to the NE and SE). However, MELICHAR (2004), who proposed complicated tectonic model of the Prague Basin, presume significant convergence of facies representing more extensive sedimentary system.

References

- BRENCHLEY, P.J. & ŠTORCH, P. (1989): Environmental changes in the Hirnantian (Upper Ordovician) of the Prague Basin, Czechoslovakia. – *Geol. J.*, 24: 165-181. Chichester.
- BROCKE, R., FATKA, O. & WILDE, V. (2006): Acritarchs and prasinophytes of the Silurian-Devonian GSSP (Klonk, Barrandian area, Czech Republic). – *Bulletin of Geosciences*, 81(1): 27-41; Praha.
- CHLUPÁČ, I. (1993): *Geology of the Barrandian. – A Field Trip Guide.* Senckenberg-Buch 69, 163 pp.; Frankfurt am Main (Verlag Waldemar Kramer)

- CHLUPÁČ, I. (1995): Ein Riff des Unterdevon bei Koněprusy. – In: WEIDERT, W. K. (ed.): *Klassische Fundstellen der Paläontologie*, III: 27-37; Korb (Goldschneck Verlag).
- CHLUPÁČ, I. (1996): Neptunian dykes in the Koněprusy Devonian: Geological and palaeontological observations. – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 71, 193-208; Praha.
- CHLUPÁČ, I., FATKA, O., PROKOP, R.J. & TUREK, V. (1998): Výzkum klasické paleontologické lokality "Luh" ve skryjském kambriu (Research of the classical paleontological locality "Luh" in the Cambrian of Skryje). – *Journal of the Czech Geological Society* 43 (3): 169-173; Praha.
- CHLUPÁČ, I., HAVLÍČEK, V., KRÍŽ, J., KUKAL, Z. & ŠTORCH, P. (1998): Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian to Devonian). – *Czech Geological Survey*, 183 pp; Praha.
- DEUNFF, J. (1980): Le paléoplancton des Grés de Landévennec (Gedinnien de la Rade de Brest, Finistère) étude biostratigraphique. – *Geobios*, 13: 483-539; Lyon.
- DUFKA, P. (1990): Palynomorphs in the black shale sequence of the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia). – *Čas. Mineral. Geol.*, 35 (1): 15-31; Praha.
- DUFKA, P. & FATKA, O. (1993): Chitinozoans and acritarchs of the Ordovician - Silurian boundary from the Prague Basin (Barrandian area, Czechoslovakia). – *Special Papers in Palaeontology*, 48: 7-16; London.
- DZIK, J. (1983): Early Ordovician conodonts from the Barrandian and Bohemian-Baltic faunal relationships. – *Acta Palaeont. Polonica*, 28 (3-4): 327-368; Warszawa.
- FATKA & SZABAD (in press): Stratigraphy of the Skryje-Týřovice Basin: Historical review (Barrandian area, Czech Republic). – *Bulletin of Geosciences*; Praha.
- HAVLÍČEK, V. (1971): Stratigraphy of the Cambrian of Central Bohemia. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 20: 7-52; Praha.
- HAVLÍČEK, V. (1981): Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague Basin (Ordovician - Middle Devonian; Barrandian area - central Bohemia). – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 35: 7-48; Praha.
- HAVLÍČEK, V. (1982): Ordovician in Bohemia: development of the Prague Basin and its benthic communities. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 37: 103-136; Praha.
- HAVLÍČEK, V. (1992): Ordovik. – In: CHLUPÁČ, I., HAVLÍČEK, V., KRÍŽ, J., KUKAL, Z. & ŠTORCH, P. (Eds.): *Paleozoikum Barrandienu: 56-198*; Vydavatelství Českého geologického ústavu Praha.
- HAVLÍČEK, V. (1998): Ordovician. – In: CHLUPÁČ, I., HAVLÍČEK, V., KRÍŽ, J., KUKAL, Z. & ŠTORCH, P. (Eds.): *Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian to Devonian): 41-79*; Czech Geological Survey Praha.
- HAVLÍČEK, V., VANĚK, J. & FATKA, O. (1994): Perunica microcontinent in the Ordovician (its position within the Mediterranean Province, series division, benthic and pelagic associations). – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 46: 23-56; Praha.
- HLADIL, J. (1991): The Upper Ordovician dropstones of Central Bohemia and their paleogravity significance. – *Věst. Ústř. úst. geol.*, 66: 65-74; Praha.
- LE HÉRISSÉ, A. (2002): Paleogeology, biostratigraphy and biogeography of late Silurian to early Devonian acritarchs and prasinophycean phycomata in well A161, Western Libya, North Africa. – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 118 (1-4): 359-395; Amsterdam.
- KETTNER, R. & SLAVÍK, F. (1928): Nový profil v algonkiu a kambriu tejšovickém. *Rozpravy II. třídy české akademie věd* 38 (10): 1-30; Praha.
- KRÍŽ, J. (1975): Revision of the Lower Silurian stratigraphy in Central Bohemia. – *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 50: 275-282; Praha.
- KRÍŽ, J. (1992): The Silurian Field excursion: Prague Basin (Barrandian) Bohemia. – *National Museum of Wales, Geological Series* 13: 111pp; Cardiff.
- KUKAL, Z. (1959): A petrographical investigation of the Klabava Beds of the Ordovician of the Barrandian. – *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 25(1): 1-79; Praha (in Czech, English summary).
- KUKAL, Z. (1963): Composition and origin of the Ordovician sediments of the Třenice and Mílina Beds. – *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 28: 265-307; Praha (in Czech, English summary).
- KUKAL, Z. (1971): Sedimentology of Cambrian deposits of the Barrandian area (Central Bohemia). – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 20: 53-100; Praha.
- MAŠEK, J. & ZOUBEK, V. (1980): Návrh na vymezení a označování hlavních stratigrafických jednotek barrandienského proterozoika. – *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 55 (2): 121-123; Praha.
- MELICHAR, R. (2004): Tectonics of the Prague Synform: a hundred years of scientific discussion. – *Krystalinikum*, 30: 167-187; Praha.
- MERGL, M. (1983): Rocky-bottom fauna of Ordovician age in Bohemia (Arenigian; Prague Basin, Barrandian area). – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 58 (6): 333-339; Praha.
- MERGL, M. & VOHRADSKÝ, O. (2000): Vycházky za geologickými zajímavostmi Plzně a okolí. – 272 pp; Mariánské lázně (Koura publishing).
- PARIS F. (1981): Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe /Cadre géologique – Étude systématique – Biostratigraphie). – *Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne* 26: 1-412; Rennes.
- PARIS, F., LAUFELD, S. & CHLUPÁČ, I. (1981): Chitinozoa of the Silurian-Devonian boundary stratotypes in Bohemia. – *Sveriges Geologiska Unders.*, Serie C, 4, 51: 1-29; Lund.
- RICHARDSON, J.B., RASUL, M. & AL-AMERI, T. (1981): Acritarchs, miospores and correlation of the Ludlowian-Downtonian and Silurian-Devonian boundaries. – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 34: 209-224; Amsterdam.
- RICHARDSON, J.B. (1984): Mid-Paleozoic palynology, facies and correlation. – *Proc. 27th Int. Geol. Congr.*, 1: 341-365; Calgary.
- ŠTORCH, P. (1990): Upper Ordovician - lower Silurian sequences of the Bohemian Massif, central Europe. – *Geol. Mag.*, 127: 225-239; Cambridge.
- ŠTORCH, P. & MERGL, M. (1989): Králodvor/Kosov boundary and the late Ordovician environmental changes in the Prague Basin (Barrandian, Bohemia). – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 44: 117-153; Praha.
- VAVRDOVÁ, M. (1989): New acritarchs and miospores from the Late Ordovician of Hlásná Třebň, Czechoslovakia. – *Čas. Mineral. Geol.*, 34 (4): 403-419; Praha.
- ZUSKOVÁ, J. (1993): Co mdo its of the Klabava Formation (Early Ordovician, Prague Basin). – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 68(1): 31-42; Praha.

KUNZMANN, L., SCHNEIDER, W., STANDKE, G., DOLEZYCH, M. & EBERLEIN, M. (2009): Geologie und Phytostratigrafie im Paläogen und Neogen Mittel- und Ostdeutschlands Geology and phyto-stratigraphy in the Palaeogene and Neogene in Central and East Germany. – In: LANGE, J.-M., LINNEMANN, U. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): GeoDresden2009. Geologie der Böhmisches Masse – Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas, 161. Jahrestagung Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, 30.09.-02.10.2009 in Dresden. Exkursionsführer. – Exkurs.f. und Veröffentl. DGG, 241: S. 47 - 115, 45 Abb., 6 Tab.; Hannover.

Geologie und Phytostratigrafie im Paläogen und Neogen Mittel- und Ostdeutschlands [Geology and phyto-stratigraphy in the Palaeogene and Neogene in Central and East Germany]

LUTZ KUNZMANN¹, WILFRID SCHNEIDER², GERDA STANDKE³, MARTINA DOLEZYCH¹, MAREIKE EBERLEIN¹

¹ Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Königsbrücker Landstraße 159, D-01109 Dresden, lutz.kunzmann@senckenberg.de, martiniss@t-online.de

² Alte Berliner Straße 13d, D-02977 Hoyerswerda, drwi.schneider@arcor.de

³ Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Referat 101 Deckgebirgskartierung/Kartographie, PF 54 01 37, D-01311 Dresden, gerda.standke@smul.sachsen.de

Kurzfassung: Das Paläogen und Neogen im mittel- und ostdeutschen Raum werden seit mehr als 150 Jahren geologisch, stratigrafisch und paläobotanisch untersucht. Der Ablagerungsraum liegt am Südrand des Nordwesteuropäischen ('Tertiär'-)Beckens und ist durch eine intensive Verzahnung terrestrisch-fluvialer, ästuariner, brackischer und vollmariner Abfolgen gekennzeichnet. Volkswirtschaftlich wichtigste Schichtglieder sind die heute in Großtagebauen gewonnenen Braunkohlen, welche aus in Küstenmooren und Subrosionssenken gebildeten Torfen entstanden sind. Die fazielle Interpretation dieser Abfolgen und die Möglichkeiten ihrer stratigrafischen Gliederung auf der Grundlage von Paläobotanik, Paläoökologie und Paläoklima werden vorgestellt.

Abstract: The Palaeogene and Neogene in Central and East Germany have been investigated geologically, stratigraphically and palaeobotanically for more than 150 years. The deposition area is situated at the southern margin of the Northwest European ('Tertiary') basin. It is characterized by interlocking of terrestrial-fluvial, estuarine, brackish and fully marine sediments. Lignite seams developed from bog swamps in the coastal plains and subrosive depressions are outstanding members of the deposits. The lignite is mined commercially in huge open-cast mines today and represents an important economic factor in this region. The interpretation of facies types in the profiles and approaches in stratigraphy based on palaeobotanical, palaeoecological and palaeoclimatic results are presented during the field trip.

Schlüsselwörter: Paläogen und Neogen, Mittel- und Ostdeutschland, Stratigrafie, Makroflorenkomplexe, Pollen/Sporenzonen, Braunkohlefazies

Keywords: Palaeogene and Neogene, Central and East Germany, stratigraphy, megafloreal complexes, spore-morph zones, lignite facies.

Inhalt:

1. Einführung

- 1.1. Exkursionsanliegen und Zeitplan (*Ku*)
- 1.2. Geologie und Stratigrafie im mittel- und ostdeutschen Raum (*St*)
- 1.3. Phytostratigrafische Konzepte und Methoden (*Ku, Sch*)

2. Das Paläogen im Mibrag-Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“

- 2.1. Einführung (*Ku*)
- 2.2. Paläogene Schichtenfolge und Sedimentologie (*St*)
- 2.3. Obereozäne Makrofloren des Zeitzer Florenkomplexes (*Ku*)
- 2.4. Unteroligozäne Makrofloren des Haselbacher Florenkomplexes (*Ku*)

3. Das Neogen im Vattenfall-Tagebau „Welzow-Süd“

- 3.1. Einführung (*Sch*)
- 3.2. Neogene Schichtenfolge und Sedimentologie (*St*)
- 3.3. Paläobotanik in den miozänen Flözen der Niederlausitz (*Sch*)
 - 3.3.1. Einführung
 - 3.3.2. Der 1. Miozäne Flözkomplex im Tagebau „Welzow-Süd“
 - 3.3.3. Der 2. Miozäne Flözkomplex im Tagebau „Welzow-Süd“
- 3.4. Xylotomie in den Lausitzer Braunkohlen (*Do*)

Literatur

1. Einführung

1.1. Exkursionsanliegen und Zeitplan

Die Organisatoren der Exkursion möchten ihre aktuellen Ergebnisse geologisch-sedimentologischer, stratigrafischer und paläobotanischer/palynologischer Forschungen im Paläogen und Neogen Mittel- und Ostdeutschlands an hervorragend aufgeschlossenen Profilen und Fossilfundstellen präsentieren. Für das Paläogen wurde der Braunkohlentagebau „Vereinigtes Schleenhain“ im Bornaer Revier südlich von Leipzig als Exkursionspunkt (Abb. 1) und für das Neogen der Braunkohlentagebau „Welzow-Süd“ im Lausitzer Revier ausgewählt (Abb. 2). Mit der Stratigrafischen Tabelle Deutschland (Deutsche Stratigrafische Kommission 2002), deren Erläuterungen (STANDKE et al. 2005), der neuen Monografie zur Geologie von Sachsen (STANDKE 2008a) ist für beide Gebiete in ein einheit-

liches Normalprofil mit Formationsbegriffen vorgeschlagen. Das Profil ist durch eine innige Verzahnung mariner und terrestrischer Einheiten am Südrand der Paläo-Nordsee gekennzeichnet. Durch das charakteristische Fehlen von kalkschaligen Invertebraten sowie der Vertebraten in den terrestrisch geprägten Abfolgen ergeben sich erhebliche Probleme für die stratigrafische Korrelation der Schichtglieder und deren Anbindung an die marinen Sequenzen. Für das bergbaulich intensiv genutzte Gebiet wurden seit den 1960 Jahren mehrere phytostatigrafische Konzepte zur Gliederung der Abfolgen entwickelt, die sich in unterschiedlicher Art und Weise bewährt haben. Dazu zählen die Methodik der Makroflorenkomplexe, die Pollen-/Sporen-Zonierung und die paläobotanisch-palynologische Faziesgliederung von Kohleflözen (KUNZMANN 2008). Seit gut 15 Jahren finden zunehmend Gedanken der Sequenz- und Zyklostatigrafie Eingang in die Forschungen. Diese Konzepte sollen dargestellt und diskutiert werden.

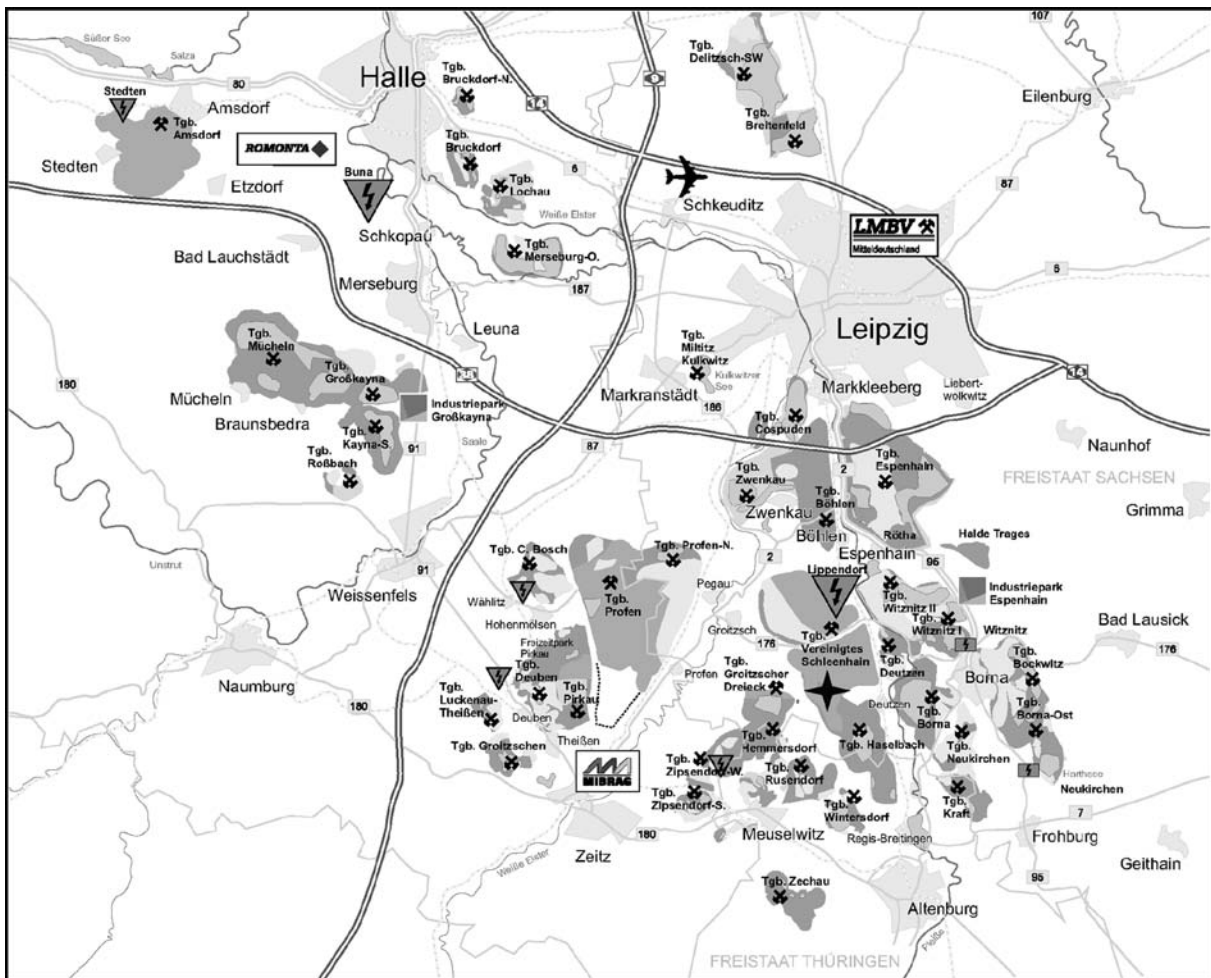


Abb. 1: Bergbaugebiet in Mitteldeutschland mit aktiven Tagebauen der Mibrag mbH und Rekultivierungsflächen der LMBV, Stern: Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“ (Quelle: LMBV website; Signaturerläuterungen siehe Abb. 2).

Fig. 1: Lignite mining area in Central Germany, with active opencast mines of the Mibrag mbH company and opencast mines under recultivation (LMBV company), asterix: opencast mine “Vereinigtes Schleenhain” (from LMBV website; for caption see fig

Danksagung

Für die gewährte Unterstützung, die Möglichkeit der Befahrung der Braunkohlentagebaue sowie die Möglichkeit von Probenahmen sind wir den Bergbauunternehmen und ihren Geschäftsführungen Mitteldeutsche Braunkohlen GmbH, Theißen und Vattenfall Mining Europe AG, Cottbus sehr zu Dank verpflichtet. Wir danken insbesondere den Betriebsgeologen Rudolf Bönisch (Vattenfall) und Thomas Fischkandl (Mibrag), die uns fachkundig durch die Tagebaue führten und begleiteten.

Zeitplan:

28. September 2009 (1. Tag): Mibrag-Braunkohlentagebau „Vereinigtes Schleenhain“ (NW-Sachsen).

Führung: LUTZ KUNZMANN (SNSD), GERDA STANDKE (LULG), THOMAS FISCHKANDL (Mibrag GmbH)

8:00: Start vom Hotel in Dresden mit Bus

08:00 - 10:00: Fahrt ins Braunkohlenbergbaurevier Weißelster-Becken, Halt am Info- und Aussichtspunkt des Tagebaus

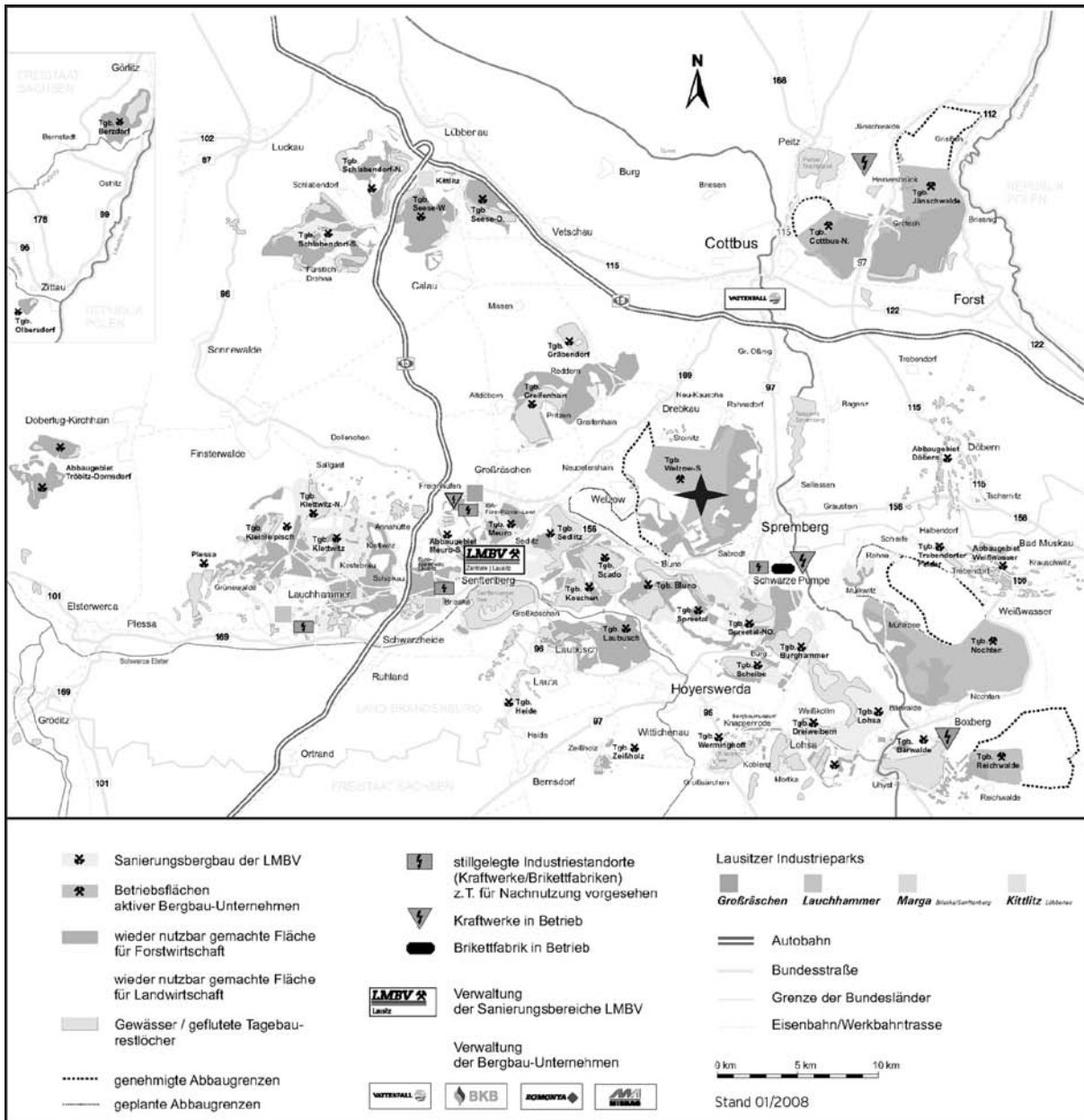


Abb. 2: Bergbaugbiet in Ostdeutschland (Lausitz) mit aktiven Tagebauen der Vattenfall Europe Mining AG und Rekultivierungsflächen der LMBV, Stern: Tagebau „Welzow-Süd“ (Quelle: LMBV website).

Fig. 2: Lignite mining area in East Germany (Lausitz), with active open-pit mines of the Vattenfall Europe Mining company and open-pit mines under reclamation (LMBV company), asterisk: open-pit mine “Welzow-Süd” (from LMBV website).

10:00 - 12:00: Befahrung Braunkohlentagebau „Vereinigtes Schleenhain“, Teil 1: Geologie/Sedimentologie

12:00 - 13:00: Mittagspause mit Lunchpaket im Tagebau, Aussichtspunkt, Erläuterung Tagebautechnologie

13:00 - 15:00: Befahrung Braunkohlentagebau „Vereinigtes Schleenhain“, Teil 2: Paläobotanik

15:30 - 18:00: Rückfahrt nach Dresden

29. September 2009 (2. Tag): Vattenfall-Braunkohlentagebau „Welzow-Süd“ (Lausitz).

Führer: WILFRID SCHNEIDER, GERDA STANKE (LULG), MARTINA DOLEZYCH (SNSD), RUDOLF BÖNISCH (Vattenfall)

8:00: Start vom Hotel in Dresden mit Bus

08:00 - 10:00: Fahrt ins Lausitzer Braunkohlenrevier

10:00 - 12:30: Befahrung des Braunkohlentagebaus „Welzow-Süd“, Teil 1: Geologie/Sedimentologie

12.30 - 14.30: Mittagspause (Kantine)

14:30 - 17:00: Befahrung des Braunkohlentagebaus „Welzow-Süd“, Teil 2: Paläobotanik/Palynologie/Xylotomie

17:00 - 18.30: Rückfahrt nach Dresden

1.2. Geologie und Stratigrafie im mittel- und ostdeutschen Raum

In kaum einer anderen Region sind geologische Entwicklungsgeschichte, anthropogene Landschaftsnutzung und aktueller Strukturwandel so eng verflochten wie in den Braunkohlengebieten des mittel- und ostdeutschen Raumes, insbesondere südlich von Leipzig und in der Lausitz. Die Exkursion führt im Focus von mehreren Jahrzehnten geologischer Tagebaukartierung und paläophytologischer Aufnahmen neue Ergebnisse zu Sedimentologie, Fazies und Stratigrafie vor. Tausende von Bohrungen, zahllose geophysikalische Bohrlochmessungen, Ergebnisberichte und biostratigrafische Untersuchungen lieferten die Grundlagen für detaillierte stratigrafische Gliederungen der paläogenen und neogenen Abfolgen. Davon ausgehend sind Verbreitungskarten der stratigrafischen Horizonte entwickelt worden (z. B. RASCHER et al. 2005). Diese Kartenwerke liefern fundierte Grundlagen für paläogeografische Karten der entsprechenden Zeitschnitte für Mittel- und Ostdeutschland. Der derzeitige Kenntnisstand sowie die Nomenklatur der Formationen und Schichten sind von STANDKE (2008a) zusammenfassend publiziert worden. Durch die Vereinheitlichung der Nomenklatur werden die genetischen Zusammenhänge zwischen dem mitteldeutschen und dem Lausitzer Sedimentationsraum fassbar gemacht (Abb. 3).

Im Exkursionsgebiet bildet die heutige Tertiärverbreitung – ausgehend von der flächenhaften Verbreitung

nördlich des Exkursionsgebietes – buchtartig nach Süden reichende Ausläufer der Norddeutschen Tertiärarsenke (VINCKEN 1988), wobei das südlich von Leipzig gelegene Gebiet als „Weißelster-Becken“ (MEYER 1950) bezeichnet wurde. Hier wird aus unterschiedlichen Erwägungen heraus der Begriff Weißelster-Gebiet verwendet (siehe Kapitel 2).

Die paläogenen und neogenen Abfolgen zeichnen sich durch eine intensive Verzahnung terrestrisch-fluvialer, ästuariner, brackischer und mariner Sedimente aus. Die von Süden kommenden Flüsse haben in die Paläo-Nordsee entwässert, die ihrerseits auf vorgezeichneten Bahnen intervallartig nach Süden drang. Höhepunkt war die Rupeltransgression, welche den Süden der heutigen Leipziger Tieflandsbucht erreichte (Abb. 4). Diese Flussmündungen, welche in den Profilen durch mächtige „Flusssandzonen“ charakterisiert sind, werden seit längerem schon (z. B. LOTSCH et al. 1969) als Ästuar aufgefasst. Allen Ablagerungen sind laterale und vertikale Fazieswechsel gemeinsam, die auf eine reich gegliederte Küstenlandschaft und mehrfache zeitliche Verlagerungen der Küstenlinien hinweisen. Während diese Erscheinungen früher hauptsächlich auf epirogene Prozesse zurückgeführt wurden, geht man heute mehr von globalen und klimatisch bedingten Meeresspiegelschwankungen aus, die zu Zyklen unterschiedlicher Ordnung führen. Diese werden in den Sedimenten im Randbereich des Meeres besonders deutlich. Ihre Veränderlichkeit konnte in den zahlreichen Braunkohlentagebauen systematisch kartiert und die paläogeografische Entwicklung in Zeitschnitten dargestellt werden (RASCHER et al. 2005, STANDKE 2008b).

In diesem Wechselspiel kam es in den durch den prätertiären Untergrund geprägten Küstenlandschaften zu weitflächigen zyklischen Vermoorungen, aus denen mehrere, abbauwürdige Braunkohlenflöze hervorgegangen sind.

In Ermangelung biostratigrafischer Marker in den überwiegend marinen Abfolgen wurde im letzten Jahrzehnt verstärkt auf die Anwendung phytostratigrafischer und sequenzstratigrafischer Methoden gesetzt.

Die sequenzstratigrafische Interpretationen lithostratigrafischer Gliederungen und Log-Korrelationen führen zu Sequenzzyklen 3. Ordnung sowie zur Ableitung zahlreicher Parazyklen (Zyklen 4. bis 6. Ordnung). Die exakte stratigrafische Zuordnung in die überregionalen Sequenzkurven (HARDENBOL et al. 1998) ist allerdings nicht immer gesichert.

Das stratigrafische Konzept für die überwiegend terrestrischen Anteile am mittel- und ostdeutschen Paläogen und Neogen muss die Verbindung phytostratigrafischer und sequenzstratigrafischer Methoden beinhalten.

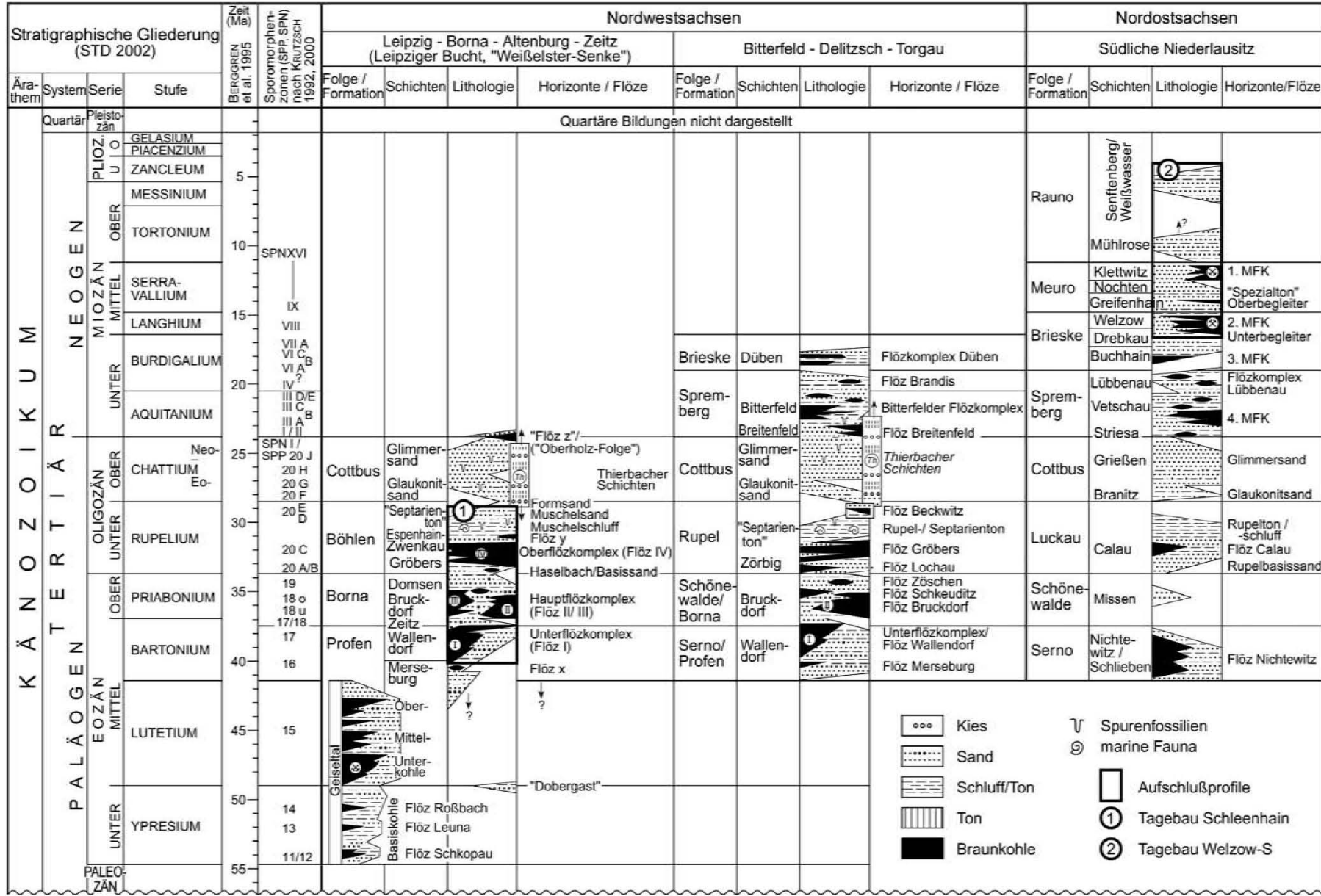


Abb. 3: Stratigraphische Einstufung und lithostratigraphische Gliederungen im Exkursionsgebiet (nach STANDKE 1998a).
 Fig. 3: Stratigraphic chart and lithostratigraphic subdivisions in the field trip area (after STANDKE 1998a).

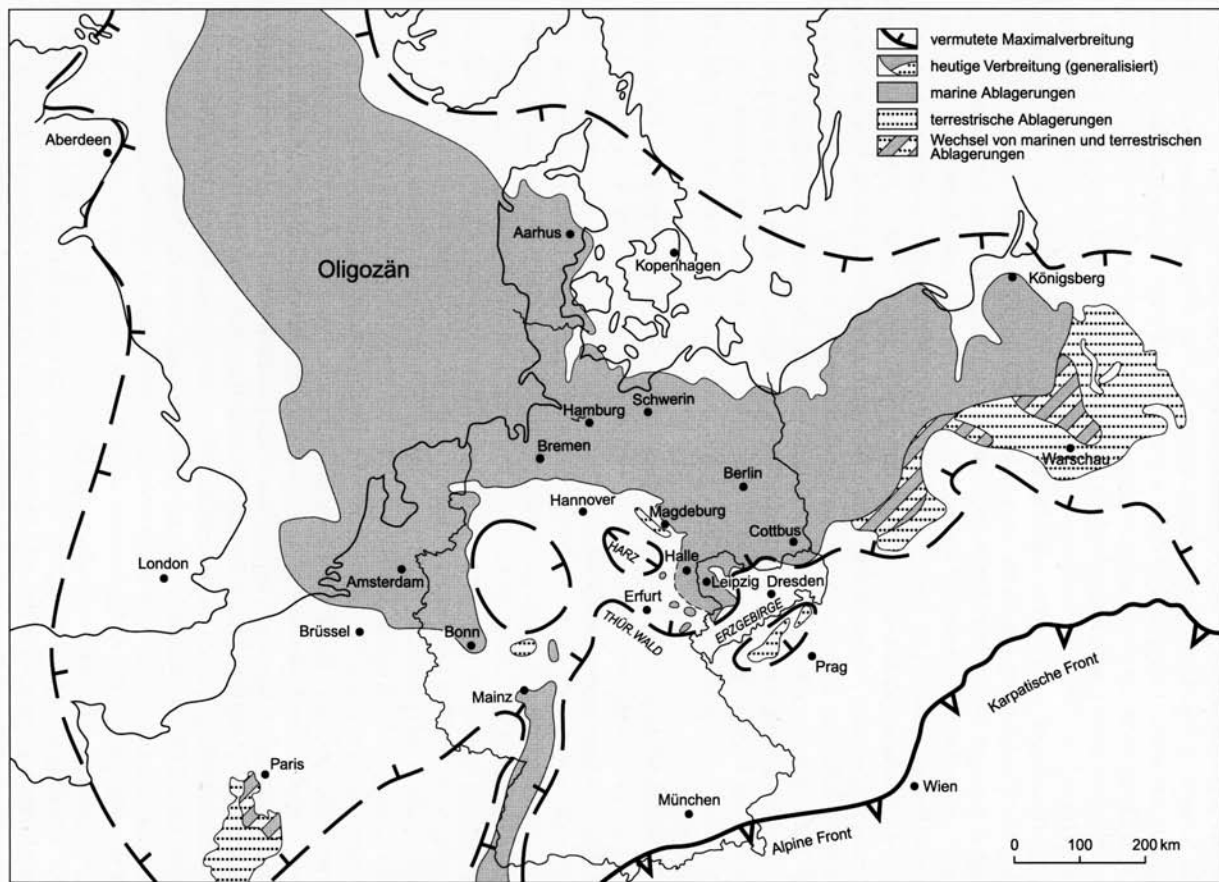


Abb. 4: Paläogeographische Karte des Nordwesteuropäischen Beckens im Oligozän (aus STANDKE 2008a).

Fig. 4: Palaeogeographic map of the Northwest European Basin during the Oligocene (from STANDKE 2008a).

1.3. Phytostratigrafische Konzepte und Methoden

(Dieses Kapitel ist mit wenigen Änderungen aus KUNZMANN 2008 übernommen, dort in englischer Sprache publiziert.)

Paläobotanische Forschung: Das Exkursionsgebiet gehört zu den bedeutendsten Braunkohlelagerstätten in Deutschland und Zentraleuropa (Abb. 1, 2). Braunkohle wurde seit mehr als 175 Jahren abgebaut. In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurde die Braunkohle in der damaligen DDR zur Hauptenergiequelle schlechthin, wodurch die DDR in den 1980er Jahren zum weltweit führenden Braunkohleproduzenten avancierte. Gruben, Bergwerke und schließlich die Großtagebaue boten über eineinhalb Jahrhunderte exzellente Bedingungen für die paläobotanische und palynologische Forschung in dem Gebiet. Die ersten Pflanzenfossilien aus paläogenen und neogenen Ablagerungen der Region wurden übrigens bereits Ende des 18. Jahrhunderts gefunden (WALTHER & KUNZMANN 2008).

Weisselester-Gebiet: Intensive paläobotanisch-palynologische Forschungen im mitteldeutschen Raum konzentrierten sich in den letzten 50 Jahren u. a. auf die

Region südlich von Leipzig. Paläobotanische Untersuchungen begannen hier bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts mit Publikationen zu unteroligozänen Floren vom Südrand des Weisselester-Gebietes (ZENKER 1833, GEINITZ 1842, HARTIG 1848). Neue Pflanzenfossilfunde (Blätter, Früchte und Samen, Holz) wurden dann in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts durch bekannte und führende Paläobotaniker dieser Zeit, wie HEER (1861), ENGELHARDT (1870), BECK (1882), FRIEDRICH (1883), und SCHLECHTENDAL (1897), untersucht. Die ersten Studien fossiler Blattkutikulen des ‘Tertiärs’ durch SCHENK (1869, 1890) basierten auf Material aus dem Weisselester-Gebiet. Die modernen Untersuchungen von Blattfossilien und ihrer Kutikulen begann aber erst zu Beginn des 20. Jahrhunderts mit den Publikationen von HOFMANN (1930) und HUNGER (1938, 1939). Die palynologische Forschung wurde durch die Arbeiten von R. POTONIÉ (1934) und HUNGER (1939) initialisiert und durch KRUTZSCH und Kollegen kontinuierlich fortgesetzt (z.B. KRUTZSCH 1967, KRUTZSCH et al. 1992).

Die Forschungen in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts standen unter dem Vorzeichen der systematischen Untersuchung aller bekannten Makrofloren (MAI & WALTHER 1978, 1985, 1991, 2000; Abb. 5) und,



Abb. 5: Makrofloren der Leipziger Bucht oder des Weißelster-Gebietes sowie angrenzender Gebiete, Kreise = paläogene Fundstellen, Dreiecke = neogene Fundstellen (aus MAI & WALTHER 1983).

Fig. 5: Megafloras of the Leipzig (sub-) basin or Weissester area with peripheral areas, circles = Palaeogene sites, triangles = Neogene sites (from MAI & WALTHER 1983).

daraus abgeleitet, der Etablierung mehrerer Makroflorenkomplexe zur Gliederung der Entwicklung der Vegetation des Gebietes. Diese Periode endete nach der politischen Wende in Deutschland mit der Schließung zahlreicher Großtagebaue. Zurzeit stehen taphonomische, paläoökologische und paläosoziologische Untersuchungen zu einigen der bekannten Fundstellen im Mittelpunkt des Interesses (GASTALDO et al. 1996, 1998, BURK et al. 2005, KUNZMANN & WALTHER 2007). Natürlich wird auch die systematisch-taxonomische

Untersuchung der Fossilflora weiterverfolgt (z. B. KUNZMANN & WALTHER 2002, GLINKA & WALTHER 2003, REUSCHEL & WALTHER 2006, KRAUSE 2009, KUNZMANN et al. 2009).

Lausitz: Die paläobotanische Erforschung der ‚Tertiär‘-Ablagerungen der Niederlausitz kann als beispielhaft gelten für die erkenntnisfördernden Wirkungen des Bergbaues für die Geowissenschaften einschließlich der Paläobotanik als Teildisziplin der Paläontologie. So fallen auch die ersten Mitteilungen über Pflanzen-

fossilien aus dem Niederlausitzer Braunkohlentertiär, insbesondere durch GLOCKER (1857), mit dem ersten großen Aufschwung der Braunkohlenförderung in der Niederlausitz in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts zusammen. Den Anfängen wissenschaftlicher Sammeltätigkeit und den darauf aufbauenden botanischen Bestimmung der Fossilien (GOEPPERT 1862, ENGELHARDT 1894, v. GELLHORN 1893, EBERDT 1894) folgten die Arbeiten von MENZEL (1906) und GOTHAN (1906b) als Beginn langfristiger Forschungsarbeiten, die allerdings durch Kriegs- und Nachkriegswirkungen Verzögerungen erlitten. Das zunehmende Angebot an großflächigen Aufschlüssen förderte die bewusste Hinwendung zu einer organbezogenen Spezialisierung. So sind grundlegende Bearbeitungen zur Xylotomie (GOTHAN 1906b, KRÄUSEL 1920a, TEUMER 1922), Karpologie (KIRCHHEIMER 1933, MAI 2000a), Kutikular- (JÄHNICHEN 1954, LITKE 1966, SCHNEIDER 1969a u.a.) und Pollenanalyse (THIERGART 1937, HUNGER 1953a u.a., SONTAG 1966, KRUTZSCH 1962-1971 u.a.) gerade auch an Fossilmaterial aus Niederlausitzer Flözen erfolgt. Diese als Pendant zu den auf Lokalitäten bezogenen „Floren“-Bearbeitungen entstandene geowissenschaftliche Orientierung ermöglichte in den Jahrzehnten nach dem 2. Weltkrieg die Nutzung paläobotanischer Merkmale und Merkmalskomplexe zur Indikation stofflicher Eigenschaften von Braunkohlen (z. B. SONTAG 1966, SCHNEIDER 1969b, 1989). Sie ist der Gesamtentwicklung der Paläobotanik förderlich und, wie die neuere Entwicklung erkennen lässt, weiterhin erfolgverheißend. Für weitere Informationen siehe auch MAI (1995b).

Phytostratigrafische Methoden: Wie in anderen terrestrischen bis randmarinen Systemen so sind auch im Exkursionsgebiet fast keine tierischen Fossilien für biostratigrafische Zwecke vorhanden. Sie fehlen fast vollständig, da die biogeochemischen Bedingungen in kohleführenden Sequenzen zur Auflösung der meisten tierischen Hartteile führen. Nur die marinen Ablagerungen der Rupeltransgression ermöglichen eine allgemeine orthostratigrafische Gliederung der entsprechenden Sedimente. Die Palyno-Stratigrafie hat sich daher als ein nützliches Werkzeug zur Korrelation der marinen mit den terrestrischen Einheiten erwiesen. Speziell Proben aus brackischen und ästuarinen Faziesbereichen enthalten oft sowohl die kritischen Pollentaxa als auch marines Plankton für Aussagen zur stratigrafischen Position der betreffenden Schichten. Im terrestrischen Bereich stehen dagegen ausschließlich Pflanzenfossilien für biostratigrafische Zwecke zur Verfügung.

Das mittel- bis ostdeutsche ‘Tertiär’ ist bekannt für paläobotanische und palynologische Methoden in der Biostratigrafie, die von deutschen Wissenschaftlern eingeführt worden sind, um terrestrische Ablagerungen zu gliedern. Paläofloristische und paläoklimatische Wechsel können an Hand der reichen Makro- und Mikrofloren der küstennahen Tiefländer und auch der vulkanisch geprägten Hinterländer erkannt werden. Auf diesem Wechsel basiert eine heute weitestgehend anerkannte und vielfach genutzte klimastratigrafische Zonierung des Paläogens und des Neogens in der Borealen Provinz Mitteleuropas. Für diese Gliederung werden sowohl Palynofloren (Sporen-Pollen-Zonen, KRUTZSCH 1967; Abb. 6) als auch Makrofloren (“Florenkomplexe“, MAI & WALTHER 1983, MAI 1995a, Abb. 7) genutzt. Beide eröffnen unterschiedliche Herangehensweisen zur Erfassung und Charakterisierung der jeweils betrachteten lokalen und regionalen Flora (GASTALDO et al. 1998).

In Mittel- und Ostdeutschland werden im Paläogen 20 (Haupt-)Sporomorphenzonen (Sporen-Pollen-Paläogen-Zonen = SPP; KRUTZSCH 1967) unterschieden. Das Neogen wird in 13 (I – XIII) Zonen gegliedert (KRUTZSCH & MAJEWSKI 1967). Im Gegensatz dazu wurden Makroflorenkomplexe bisher nur für solche Abschnitte definiert, die aussagefähige Makrofloren lieferten (MAI & WALTHER 1983, 1995a). Deshalb ist der Makrofloren-Rekord nach wie vor lückenhaft, und neue Florenkomplexe werden definiert, sofern dies erforderlich scheint (z.B. Florenkomplex Seiffenhensdorf-Kundratice, KVAČEK & WALTHER 1998). Während aber die Methode der Sporomorphen-Zonierung sensu KRUTZSCH & MAJEWSKI (1967) stets ein Werkzeug für die regionale Stratigrafie in Deutschland blieb, wurde durch MAI (1995a, Abb. 7) die Methodik der Makroflorenkomplexe auf ganz Europa ausgedehnt, um die Entwicklung der paläogenen und neogenen Vegetation generell zu charakterisieren.

Die meisten fossilen Floren aus lakustrinen Sedimenten vulkaniklastischer Serien („Vulkanische Floren“ nach KVAČEK & WALTHER 1998) konnten mit radiometrischen Methoden altersdatiert werden (z. B. BELLON et al. 1998). Deshalb ist die stratigrafische Stellung solcher Florenkomplexe, die sich sowohl auf Floren der küstennahen Tiefländer als auch auf „Vulkanische Floren“ der Hinterländer gründen, gut abgesichert.

Den gegenwärtigen Kenntnisstand zur Korrelation der lithostratigrafischen Einheiten mit den Palynomorphenzonen und den Makroflorenkomplexen dokumentiert A.

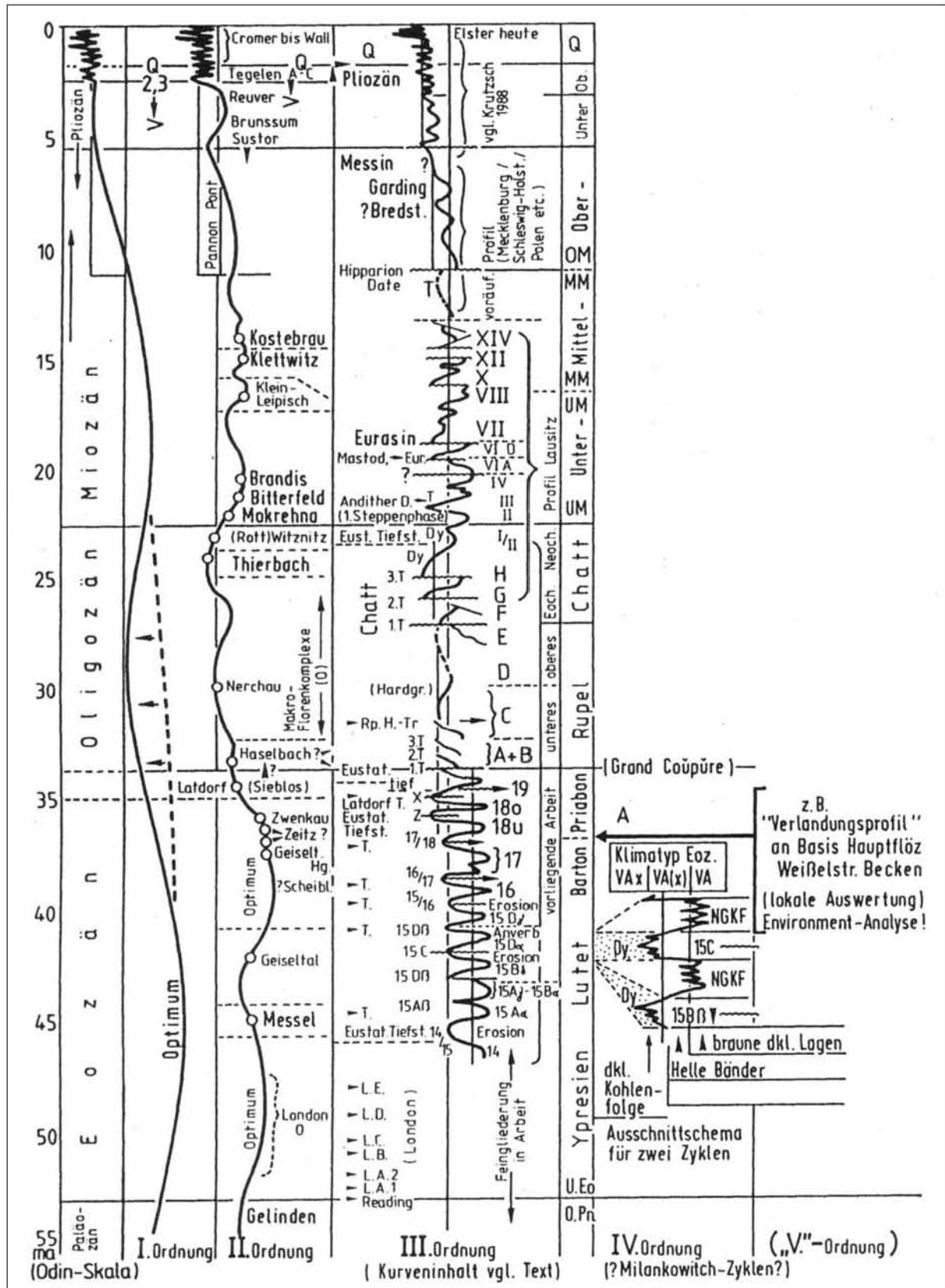


Abb. 6: Klimazyklen in Känozoikum von Mittel- und Ostdeutschland, lokale Makroflorenkomplexe kennzeichnen Zyklen 2. Ordnung, Sporomorphenzonen kennzeichnen Zyklen 4. Ordnung (aus KRUTZSCH et al. 1992).

Fig. 6: Climatic cycles in the Cenozoic of Central and East Germany, local megafloreal assemblages are assigned to 2nd order cycles, spore-pollen zones are assigned to 4th order cycles (from KRUTZSCH et al. 1992).

Epoche	Stufe	Säuger-Zone	Westeuropa	Mitteleuropa	Tethys	Zentrale Alp. Vorsenke	Paratethys	Osteuropa	Östliche Paratethys	Kaukasien	Absolutes Alter				
PLIOZÄN	PIACENZIVM	MN-Zone:	17	Tegelen	Rippersroda	Mugello	Il'nica	Dvorec	Meißen	Nurnus	1,6 MA				
			16	Perrier		Val d'Arno					Sadsharo, Gogoreti	3,4 MA			
MIOZÄN	ZANCLEUM		15	Reuver	Wetterau		Baraolt	Cholmeč	Matanov Sad	Mal. Schiraki	5 MA				
			14	Ceyssac	Frankfurt	Lugagnano						7 MA			
	MESSINIUM			13	Brunsum			Grodno	Tabaki	Duab	5,3 MA				
				12	Cheylade	Düren	Vegora			Rószaszentmárton	Kodor	7 MA			
	TORTON			11	Joursac		Aubenham		Odessa	Apscheronsk	Čočhati	10,5 MA			
				10			Likudi	Vösendorf			Katar				
				9											
				8		Konin	Azambuja								
				7	Ponholz	Schipkau		Achldorf			Bánhorvati	Gidigič	Kosov, Kryнка	Bachioti	16,3 MA
				6		Klettwitz	Póvoa	Ohningen			Erdöbénye				
LANGHIUM			Františkove L.	Kleinleipisch	Arjuzanx	Viehhausen	Stare Gliwice								
BURDIGAL			Eichelskopf	Wiesa	Kimi(Aliveri)	Langenau	Wieliczka								
AQUITAN			Bilina	Brandis		Luzern	Leoben								
OLIGOZÄN	CHATT	MP-Zone:	1	Münzenberg	Bitterfeld	Armissan	Höhrhonen	Leoben	Aknista	Starodubka	23±1,0,5 MA				
			30		Mockrehna		Lausanne	Surduc							
	RUPEL (STAMPIUM)	Heimersheim	Coderet	27	Rott	Thierbach						27±2/1 MA			
				24				Aarwangen	Eger						
				23			Nerchau	Vicenza	Hausham	Kiscell					
				22	Flörsheim	Haselbach									
SANNOISIUM		Ronzon	21	Bembridge	Valeč	Marseille		Svetlogorsk	Pasekovo	34±2/1 MA					
OBER-EOZÄN	PRIABONIUM	Montmartre	19	Spechbach		Célas		Baltischer Komplex		Achalziche	53±1 MA				
			18												
MITTEL-EOZÄN	BARTONIUM	Robiac	17	Hordle	Zeitz		Häring		Volhynischer Komplex		39±1,0,5 MA				
			16					Girbou							
UNTER-EOZÄN	LUTETIUM	Rhenan	13	Selsey		Monte Bolca					45±1,0,5 MA				
			11		Messel			Lábatlan							
PALÄOZÄN	CUIS	Culs		Belleu							53±1 MA				
			10	Sheppey											
DANO-MONTIUM	THANET	Cernay	6	Vervins							59±2/1 MA				
			5	Reading	Roda										
			5	Gelinden	Eisleben						65±1,0,5 MA				
				Ménat			Rusca Montană								

Abb. 7: Makrofloralkomplexe im europäischen Tertiär und ihre Korrelation zu den Säuger-Zonen (aus Mai 1995a).
 Fig. 7: Megafloral assemblages ("Floralkomplexe") of the European 'Tertiary' and the correlation to the mammal zones (from Mai 1995a).

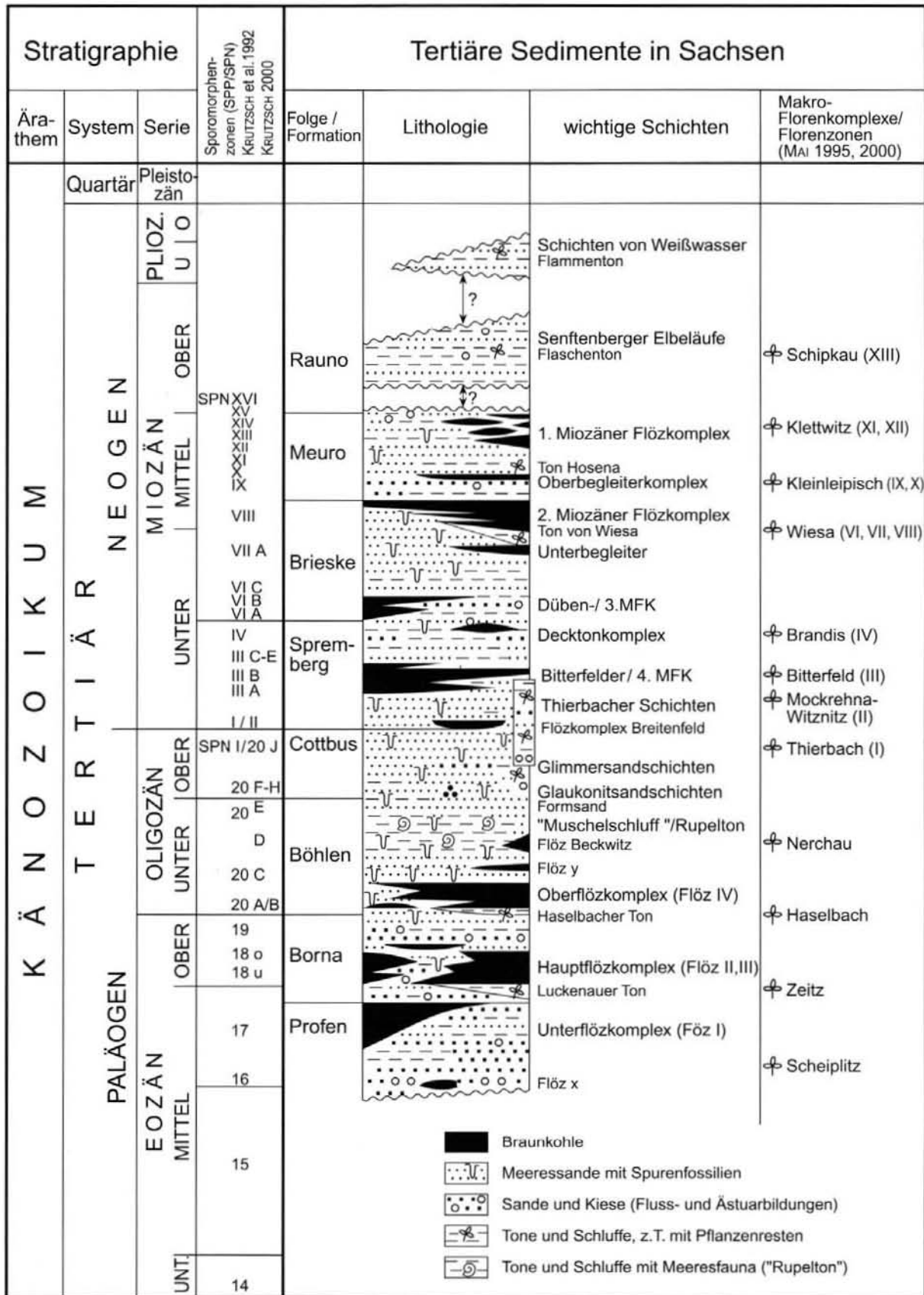


Abb. 8: Stratigraphie, Lithologie und Korrelation mit Sporen-Pollen-Zonen und Makroflorenkomplexen im Paläogen und Neogene von Mittel- und Ostdeutschland (aus Standke 2008a).

Fig. 8: Stratigraphy, lithology and correlation with spore-pollen zones and megafloreal assemblages („Florenkomplexe“) of the Palaeogene and Neogene in Central and East Germany (from Standke 2008a).

2. Das Paläogen im Mibrag-Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“

2.1. Einführung

Der Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“ liegt südlich von Leipzig und westlich von Borna in der Leipziger Tieflandsbucht. Er erschließt die zentralen Teile einer Braunkohlenlagerstätte, für die MEYER (1950) den Begriff Weißelster-Becken geprägt hat. Obwohl dieser Terminus aus heutiger Sicht problembehaftet ist, fand er nachfolgend in der geologischen und paläobotanischen Literatur Verwendung. Das Weißelster-Becken sollte gegenüber anderen mitteldeutschen Lagerstätten wie Halle-Merseburg, Geiseltal und Bitterfeld durch das stratigrafische Alter, der scheinbaren Dominanz terrestrischer Abfolgen und dem starken Einfluss subrosiver Vorgänge bei der Genese abgegrenzt werden. Die Dominanz subrosiver Vorgänge gegenüber der Beeinflussung durch Meeresspiegelschwankungen bleibt aber auf die basalen Teile (Profen-Formation und Teile der Borna-Formation) beschränkt. Geologisch stellt das Gebiet kein Becken dar, sondern bildet nur den terrestrisch geprägten Anteil der Leipziger Bucht oder des mitteldeutschen Ästuars (STANDKE 2008a). Um die Zuordnung der klassischen paläobotanischen Literatur zu gewährleisten, wird hier im Exkursionsführer neutral vom Weißelster-Gebiet im Sinne eine Bergbauregion gesprochen.

Der Tagebau wurde 1953 als Tagebau Schleenhain aufgeföhren. In den Jahren 1995 bis 1999 erfolgte die Umstellung der Transportsysteme von Gleisanlagen zu einer Bandanlage. Seit 1999 gehören die Abbaufelder Grotzsch-Dreieck und Peres zum neu strukturierten Großtagebau „Vereinigtes Schleenhain“, welcher eine geplante Laufzeit bis 2040 hat (Abb. 9, 10). Die Braunkohle des Schleenhainer Tagebaus wird gegenwärtig ausschließlich an das benachbarte Kraftwerk Lippendorf (Vattenfall Europe) geliefert.

Als einer von zwei im Weißelster-Gebiet noch vorhandenen Großtagebauen zeigt er nahezu alle Schichtglieder der paläogenen Abfolge (Profen-, Borna-, Böhlen-Formation) und die darin nachgewiesenen Makroflorenkomplexe. Die bedeutendste Veränderung innerhalb der ‘Tertiär’-Vegetation Mitteleuropas, der Umbruch an der Eozän-/Oligozän-Grenze, kann gegenwärtig am besten im Tagebau “Vereinigtes Schleenhain” studiert werden.

Die großflächigen geologischen Aufnahmen im Tagebau durch das sächsische Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie bildeten eine wichtige Grundlage für die Erstellung der „Lithofazieskarten Tertiär Nordwest-Sachsen“ im Maßstab 1:50 000 (für das Exkursionsgebiet relevant: Blatt Zeitz, ESCHER et al. 1998-2002) und den „Atlas Tertiär NW-Sachsen“ 1:250 000 (RASCHER et al. 2005). Die Kartenwerke markieren einen entscheidenden Qualitätssprung in

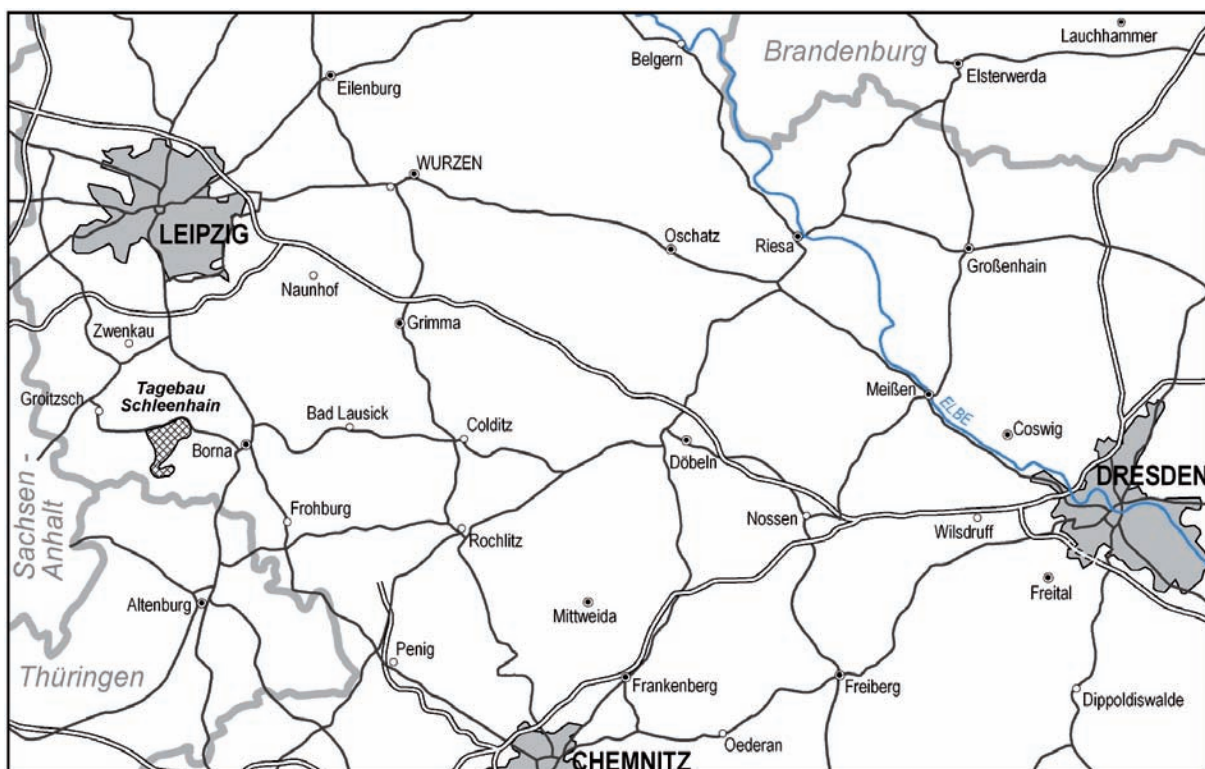


Abb. 9: Exkursionsroute am 28.09.2009.

Fig. 9: Excursion route on September 28, 2009.

der Darstellung der Ergebnisse aus vielen Jahrzehnten Profildokumentation.

Die kontinuierliche Aufsammlung fossiler Pflanzenreste durch das Museum für Mineralogie und Geologie Dresden und das Museum für Naturkunde Berlin begann im Tagebau in den 1970er Jahren. Während in den 1970er bis 1980er Jahren eine überschaubare Anzahl an Belegen gesammelt und publiziert wurde (MAI & WALTHER 1978, 1985) konnten die Forschungen ab den 1990ern beträchtlich intensiviert werden, was auch zur Aufsammlung mehrerer Hundert Fossilbelege führte. Der Aufschluss Schleenhain war das maßgebliche Studienobjekt innerhalb des DFG-Forschungsprojektes “Paläogen Mitteldeutschland” (SCHAARSMIDT & WALTHER 1997) und für mehrere Diplomarbeiten

(FINK-WADSACK 1995, HALFAR et al. 1998, KUNZMANN 1995, KRAUSE 2009). Neuere Ergebnisse zu Pflanzentaphozöosen sind von KUNZMANN (1999), KUNZMANN & WALTHER (1997, 2002, 2007), REUSCHEL & WALTHER (2006), VAN DER BURGH & MEIJER (1996) publiziert worden. Resultate biogeochemischer Untersuchungen veröffentlichten OTTO et al. (1997).

Die Exkursion fährt mehrere Punkte innerhalb und außerhalb des Tagebaus an: externer Aussichtspunkt für Besucher; interner Aussichtspunkt; geologisch-faziell interessante Profilabschnitte; Fundstellen des Makroflorenkomplexes Zeitz im Bereich des Flözes 23; Fundstellen des Makroflorenkomplexes Haselbach im Bereich des Haselbacher Tonkomplexes.

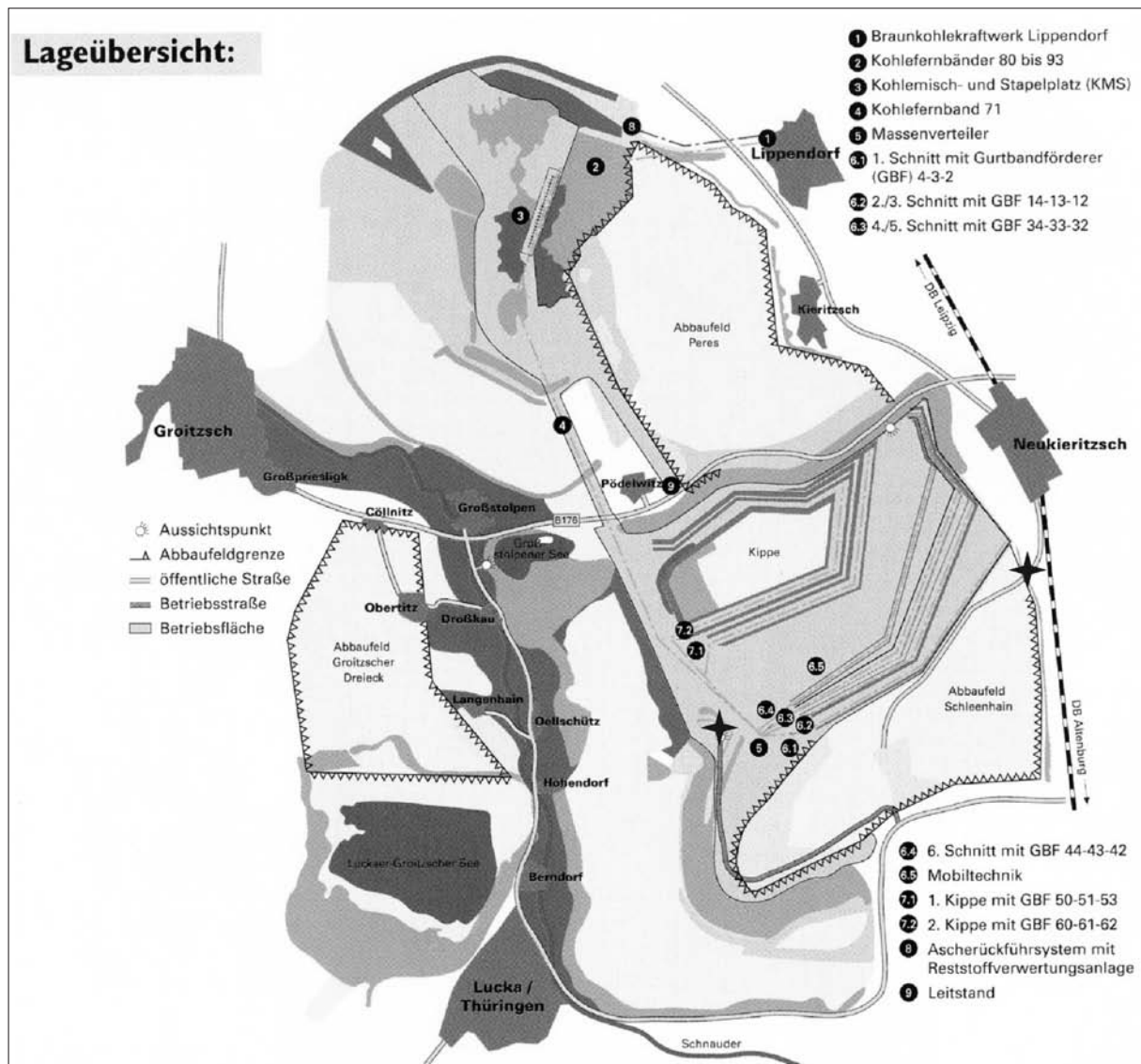


Abb. 10: Tagebaufeld „Vereinigtes Schleenhain“ mit Aussichtspunkten (Sterne; Quelle: Infomaterial der Mibrag mbH).
 Fig. 10: Mining field “Vereinigtes Schleenhain” with outlook points (asterix; from Mibrag mbH).

2.2. Paläogene Schichtenfolge und Sedimentologie

Vom Aussichtspunkt bei Neukieritzsch bietet sich ein hervorragender Blick auf die im Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“ aufgeschlossene eozäne bis oligozäne Abfolge (Abb. 11, 12). Im Tagebau werden der Unterflözkomplex (Sächsisch-Thüringisches Unterflöz, Flöz

1, „I“) und der Hauptflözkomplex (Bornaer Hauptflöz, Flöz 23u, früher Flöz „II“) sowie bei entsprechender Mächtigkeit der Oberflözkomplex (Böhleener Oberflöz, Flöz 4, „IV“) abgebaut. Die Flöze wurden ursprünglich durch MEYER (1950) vom Liegenden zum Hangenden in die Flöze I bis IV gegliedert. Heute werden im Abbaubereich der Mibrag GmbH stattdessen arabische Ziffern (Flöze 1 bis 4) verwendet.



Abb. 11: Blick vom Aussichtspunkt Neukieritzsch in den Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“ (Foto: J. RASCHER 2008).

Fig. 11: View from outlook point Neukieritzsch into the “Vereinigtes Schleenhain” opencast mine (photo: J. RASCHER 2008).

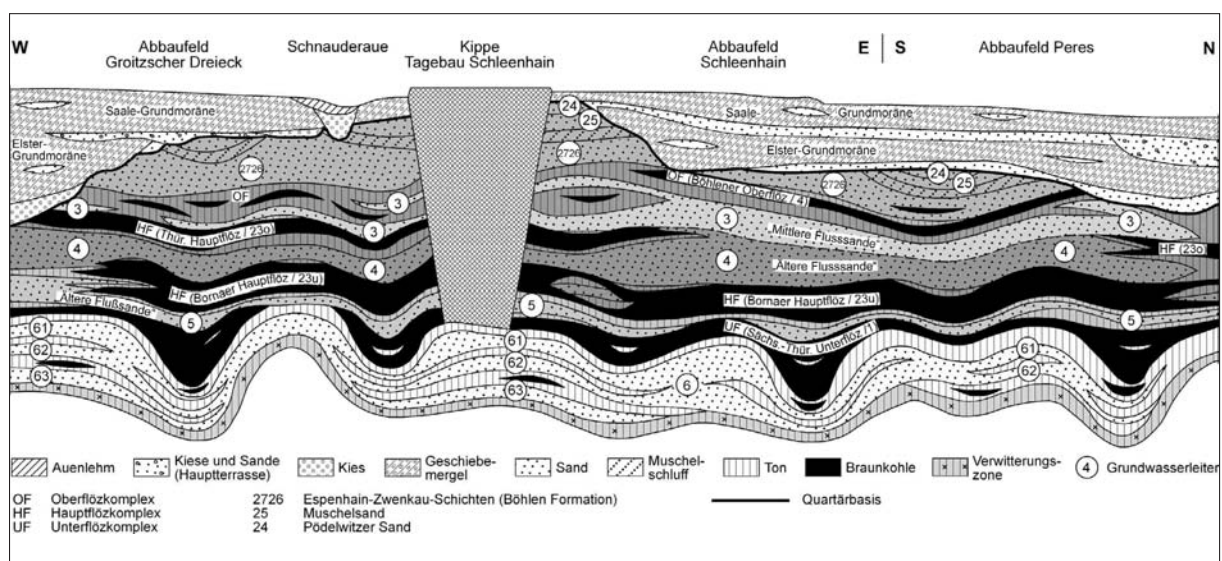


Abb. 12: Schematischer geologischer Schnitt durch den Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“ (nach Mibrag GmbH, Informationsmaterial).

Fig. 12: General geologic section through the “Vereinigtes Schleenhain” opencast mine (after Mibrag GmbH, information material).

Für den Tagebau sind die sog. „Flusssandzonen“ zwischen diesen Flözen charakteristisch. In Abhängigkeit vom stratigrafischen Niveau hält EISSMANN (1970, 1994) obereozäne „Ältere und Mittlere“ sowie unteroligozäne (früher „mitteloligozäne“) „Jüngere Flusssande“ aus. Als „Ältere Flusssande“ werden das Mittel (GWL 5) zwischen Unterflözkomplex (1) und Hauptflöz (23) sowie das Mittel innerhalb des Hauptflözkomplexes (GWL 4) zwischen den Flözen 23u und 23o (früher Flöze II und III, Bornaer und Thüringer Hauptflöz) bezeichnet. Die „Mittleren Flusssande“ (GWL 3) liegen nach EISSMANN (1994) zwischen dem Flöz 23o und dem Oberflözkomplex (Böhleiner Oberflöz, Flöz 4, „IV“; vgl. Abb. 2.1.2). Desweiteren hält EISSMANN „Jüngere Flusssande“ im Niveau des Oberflözes bzw. in dessen Hangendem aus (vgl. Abb. 12). Letztere konnten jedoch in den seit 1994 kontinuierlich kartierten Aufschlüssen bisher nicht festgestellt werden (STANDKE eigene Beobachtungen der Jahre 1996-2004, unveröffentl.). Diese geologisch-lithofazielle Aufschlusskartierung der Braunkohlentagebaue erfolgte im Rahmen der geologischen Landesaufnahme Sachsens und brachte eine Reihe neuer Erkenntnisse vor allem in fazieller und genetischer Hinsicht. Das ermöglichte eine detaillierte Gliederung der sog. „Flusssandzonen“ in unterschiedliche Faziesbereiche, wobei gegenüber älteren Interpretationen nur partiell wirklich fluviatile Anteile enthalten sind (vgl. STANDKE 1997, 1998, 1999, 2001, 2008a). Generell sind zwei Hauptzyklen zu beobachten, die sich wiederholen können. Der basale Teil wird von hochenergetischen fluviatil-ästuarinen Ablagerungen dominiert, während der höhere Teil durch flachmarine und Strandablagerungen geprägt ist, die z. T. von Stillwassersedimenten überlagert werden.

Im Liegenden des braunkohlenführenden Paläogens im Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“ stehen - neben Buntsandstein - vorwiegend Zechsteinsedimente an. Mit letzteren verbundene Subrosionserscheinungen haben hauptsächlich die tieferen Schichten der mitteleozänen **Profen-Formation** (STANDKE 2008a; vgl. Kap. 1.2., Abb. 3) stark beeinflusst. Dies führte zu beachtlichen Mächtigkeitsunterschieden vor allem der „Liegendsedimente“ und im Niveau des Unterflözkomplexes, dessen Kohlenmächtigkeit zwischen 1-2 m und 30 m in sog. Subrosionskesseln variiert. Über dem Prätertiär folgt eine als „Übergangsschichten“ bezeichnete, sandig-tonige Verwitterungszone mit kaolinischem Anteil.

Die ältesten Paläogenablagerungen im Liegenden des Unterflözkomplexes (Merseburg-Schichten; STANDKE 2008a) weisen sehr unregelmäßige Mächtigkeiten auf. Sie bestehen aus durchschnittlich 10 bis 15 m, max. 40 m mächtigen, fluviatil dominierten Sandkomplexen (GWL 6) mit Toneinlagerungen und dem nur lokal

ausgewiesenen Flöz x. Neuerdings konnten auch in dieser Abfolge Gezeitenablagerungen (Mischwatt) nachgewiesen werden. Weiter westlich sind in Subrosionssenkten oft mehr als 100 m mächtige Sedimentserien erhalten geblieben (STANDKE 2008a). Im Tagebaubereich ist meist nur der sog. „Liegendton“ des Unterflözes mit unregelmäßigen Mächtigkeiten (0-20 m) verbreitet. Der 2-30 m mächtige Unterflözkomplex (Flöz 1) ist durch eine Farbbänderung und meist geringmächtige Zwischenmittel charakterisiert, die in der Region vorwiegend tonig ausgebildet sind. Die Abfolge wird als Wallendorf-Schichten bezeichnet und gehört zur Profen-Formation (Abb. 3). Im Tagebau Profen treten im Unterflözkomplex und lokal in schluffigen Partien des Zwischenmittels auffällig häufig fossile Bernsteine (sog. Retinite) auf, die KRUMBIEGEL (frdl. mdl. Mitt. 2008) als Kranzit definiert hat.

Zwischen Unterflöz- und Hauptflözkomplex folgen mittel- bis obereozäne klastische Sedimente der Zeitz-Schichten (**Borna-Formation**, GWL 5), die EISSMANN (1994) als „Ältere Flusssande“ bezeichnet hat. Nach Kartierungsergebnissen (z. B. STANDKE & SUHR 1998, STANDKE et al. 2004) kann die Sedimentfolge in basale sandig-kiesige und schluffig-tonige, fluviatil-ästuarine, sowie in marine und lagunäre Faziesabfolgen im oberen Teil gegliedert werden. Teilweise sind typische Gezeitenablagerungen (Mischwatt, Abb. 13) ausgebildet. Im Top treten häufig tonige Rückstaubildungen mit Floren des Zeitzer Florenkomplexes auf (vgl. Kap. 2.2.). Die Abfolge ist im Aufschlussbereich derzeit stark mächtigkeitsreduziert und in vorwiegend toniger Fazies ausgebildet.

Anschließend folgen die obereozänen Bruckdorf-Schichten der Borna-Formation mit dem Hauptflözkomplex (Flöz 23). Das eigentliche ca. 12 m mächtige ungespaltene Hauptflöz (Bornaer Hauptflöz, Flöz 23u, „Flöz II“) ist durch deutliche Farbbänderung gekennzeichnet, die auf unterschiedliche Moorfazies (besonders Bruchwald-Moore, Kiefern-Waldmoore und ombrothrophe Moore) zurückzuführen ist (RASCHER et al. 2008, RASCHER im Druck). Im Hangenden folgen als „Mittel“ zwischen dem aufgespaltenen Hauptflöz 23u und 23o erneut faziell differenziert aufgebaute Ablagerungen, die EISSMANN (1994) ebenfalls als „Ältere Flusssande“ bezeichnet hat (GWL 4). Sie können bis 21 m Mächtigkeit erreichen. Auch diese Abfolge zeigt im Basisbereich fluviatil-ästuarine und zum Hangenden hin marine Ablagerungen (z. B. Mischwatt), die z. T. zyklisch wechseln. Im oberen Teil schalten sich Tone mit fossiler Pflanzenführung ein. Die Floren werden ebenfalls zum Florenkomplex Zeitz gestellt (vgl. Kap. 2.2.). Das darüber aufgeschlossenen Flöz 23o (Thüringer Hauptflöz, „Flöz III“) bildet einen eigenständigen Flözzyklus. Bei Fehlen des Zwischenmittels liegt es gebietsweise dem Flöz 23u direkt auf (Abb. 14). Es ist



Abb. 13: Wattsedimente (Mischwatt) im höheren Teil des Grundwasserleiters 5 (GWL 5, Foto: G. STANDKE 1998).

Fig. 13: Mixed tidal sediments in the upper part of the water-bearing bed 5 (GWL 5, photo: G. STANDKE 1998).

selten mehr als 2 m mächtig und kann lokal durch ein toniges Zwischenmittel in zwei Bänke gegliedert sein. Teilweise wurde das Flöz durch die im Hangenden folgenden Domsen-Schichten der Borna-Formation (GWL 3) erodiert, so dass sich beide Sandfolgen (GWL 4 und 3) überlagern und mehr als 30 m mächtige Sequenzen bilden.

Die bis 25 m mächtigen obereozänen Domsen-Schichten („Mittlere Flusssande“ nach EISSMANN 1994) zwischen Flöz 23o und dem Oberflözkomplex (Böhleiner Oberflöz, Flöz 4) zeigen im Tagebaubereich eine Sequenz von höher energetischen ästuarinen Sanden über flachmarine und Gezeitenablagerungen zu relativ mächtigen Tonen, die bereits in das Unteroligozän (**Böhlen-Formation**, Gröbers-Schichten) gestellt werden. Zwischen der scheinbar kontinuierlichen „fining upward“-Entwicklung ist jedoch eine zeitliche Lücke im Grenzbereich Eozän-Oligozän zu verzeichnen, die sich auch im Umbruch der Vegetation niederschlägt. Die Tone liefern partienweise eine reiche Makroflora, die als Florenkomplex Haselbach bezeichnet wird (MAI & WALTHER 1978, 1991).

Die folgenden Gröbers-Schichten der Böhlen-Formation mit dem Oberflözkomplex (Flöz 4) sind mit ca.

2–8 m im größten Teil des Tagebaubereiches verbreitet. Das Flöz fehlt im NW und SE teils erosiv durch marine Rupelablagerungen, die EISSMANN (1994) als „Jüngere Flusssande“ bezeichnet, teils keilt es an „Auftragungen“ der Liegendsande (GWL 3) aus. Diese bestehen im Aufschlussbereich aus hellen bioturbaten Feinsanden mit braunen Schluffstraten, die im Flachmeerbereich (Oberer Vorstrand) abgelagert wurden (Abb. 15). Sie entsprechen faziell und stratigrafisch dem höheren, marinen Anteil der „Hainer Sande“ im Tagebau Witznitz (STANDKE 1997).

Über dem Oberflözkomplex folgen mit den Espenhain-Zwenkau-Schichten der Böhlen-Formation typische marine Ablagerungen des Unteroligozäns, die durch starke Bioturbation charakterisiert sind. Gegenüber den bisher beschriebenen älteren flachmarinen Bildungen sind sie fast durchgängig im shore face-Bereich unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert worden (Unterer Vorstrand und Übergangszone zum Schelf). Da die Sedimente durch humussaure Wässer sekundär entkalkt wurden, sind außer im so genannten Muschelschluff kaum kalkschalige Fossilien erhalten geblieben. Die unteroligozänen „Septarientonschichten“ mit Muschelschluff und Muschelsand sind nur

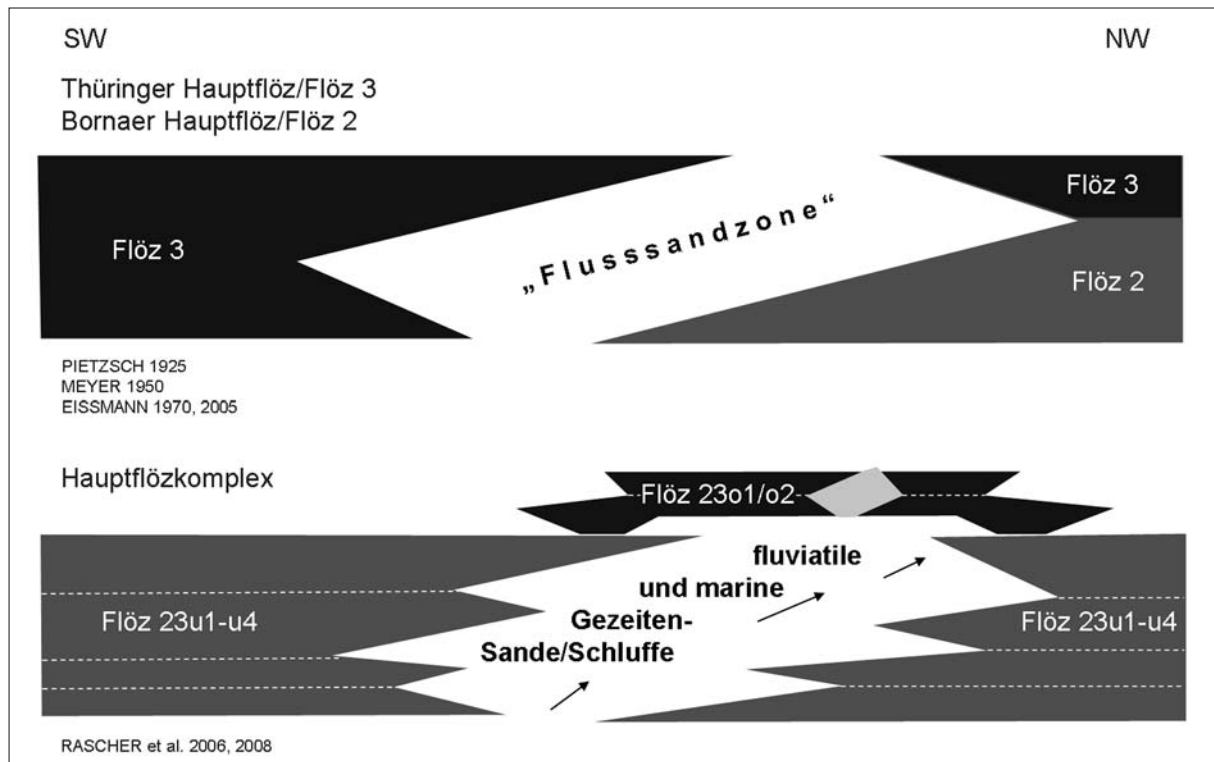


Abb. 14: Schematische Darstellung der feinstratigraphischen Flözlagerung südwestlich und nordöstlich der sog. Flusssandzonen im Hauptflözkomplex (Flöz 23). Oben: ältere Interpretation nach verschiedenen Autoren, unten: neue Interpretation nach RASCHER et al. 2006, 2008.

Fig. 14: General scheme of the detailed stratigraphy of the lignite horizons of the main lignite complex (seam 23) located SW and NE of the zone of fluvial sands. Above: old interpretation of several authorships, below: new interpretation after RASCHER et al. 2006, 2008.

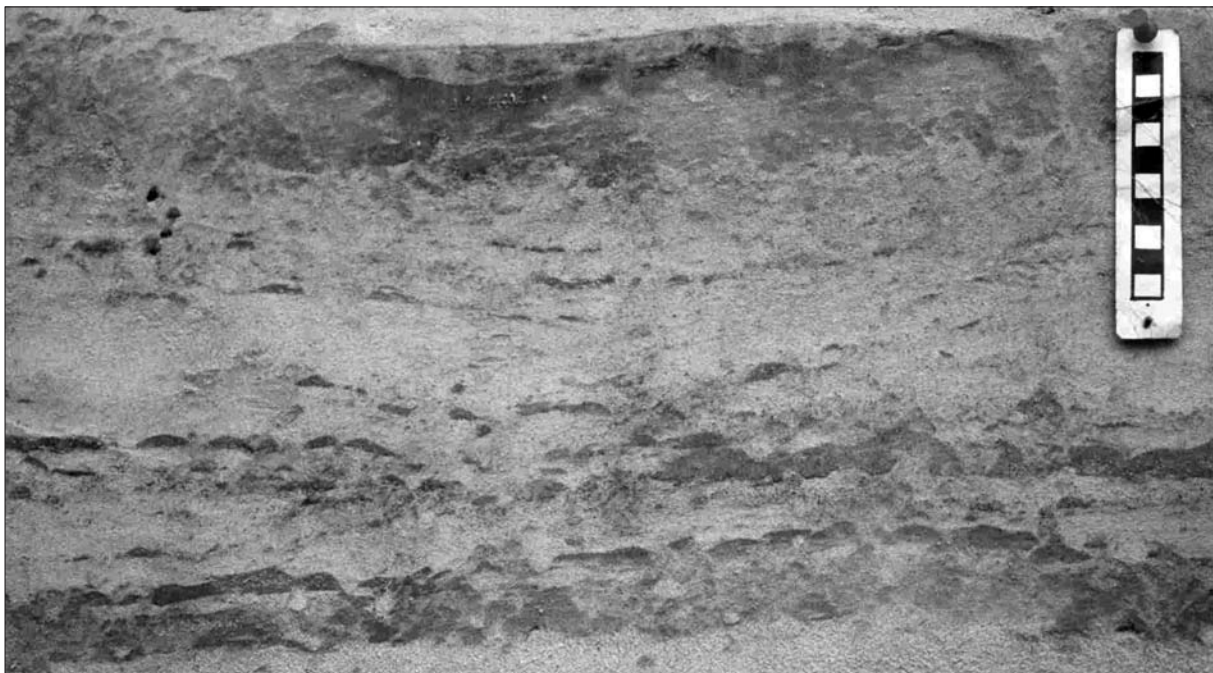


Abb. 15: Flachmarine bioturbate Sande (Oberer Vorstrand) des Grundwasserleiters 3 (GWL 3 (Obereozän), Foto: G. STANDKE 1998).

Fig. 15: Shallow marine sands with bioturbation markers (upper foreshore) of the water-bearing bed 3 (GWL 3 (Upper Eocene), photo: G. STANDKE 1998).

lokal verbreitet. Die ansonsten im Leipziger Raum gut gliederbaren marinen Sedimente des Rupeliums weisen sowohl im NE des Tagebaues („Neukieritzscher Loch“) als auch am Nordrand bei Pödelwitz abweichende Strukturen auf. Hier sind über kondensierten und erosiv beanspruchten marinen Schichtpaketen Sturmflutablagerungen mit aufgearbeitetem „Muschelschluff“ erhalten geblieben. Darüber sind mit deutlicher Grenze helle, gelb- bis grünlichgraue, bankige Feinsande verbreitet, die als Pödelwitzer Sande oder Formsande bezeichnet werden. Bankweise sind sie durch das Spurenfossil *Ophiomorpha* geprägt, das als Indikator für flachmarine Verhältnisse gilt (SUHR 1989) und hier dem Unteren Vorstrand zugeordnet werden. Ihre stratigrafische Position ist nicht eindeutig gesichert, wobei eine Einstufung in das Oberoligozän favorisiert wird. Die Pödelwitzer Sande werden im NW des Tagebaubereiches durch die Pödelwitz Sandwerk GmbH vorwiegend als Formsande für die Gießereindustrie abgebaut. Jüngere ‚Tertiär‘-Sedimente sind der pleistozänen Erosion zum Opfer gefallen.

Die quartären Schichten bestehen im Tagebaubereich aus Sedimenten der Elster- und Saale-Kaltzeit (z. B. Bändertone, Geschiebemergel, Kiese und Sande) sowie Lößablagerungen der Weichsel-Kaltzeit und holozänen Auensedimenten.

2.3. Obereozäne Makrofloren des Zeitzer Florenkomplexes

(Dieses Kapitel ist mit wenigen Änderungen aus KUNZMANN 2008 übernommen, dort in englischer Sprache publiziert.)

Der Makroflorenkomplex Zeitz wurde von MAI & WALTHER (1983) aufgestellt, um die obereozäne Vegetation des Weißelster-Gebietes zu charakterisieren. Der Komplex basiert auf der Auswertung von 49 Einzelfloren (MAI & WALTHER 2000). Innerhalb des lithologisch-stratigrafischen Standardprofils des Weißelster-Gebietes (STANDKE 2008a, Abb. 8) stammen die Floren des Zeitzer Typs aus mehreren Horizonten: dem Zwischenmittel zwischen Flöz 1 und 23 (Zeitz-Schichten, „Ältere Flusssande“, SPP-Zone 17/18), dem Hauptflözkomplex mit dem Flöz 23 und dem Luckenauer Ton (Bruckdorf-Schichten, SPP-Zonen 18u, 18o), und dem Zwischenmittel zwischen den Flözen 23 und 4 (Domsen-Schichten, „Mittlere Flusssande“, SPP-Zone 19?). Mithin können Floren des Makroflorenkomplexes Zeitz über eine Periode von etwa 3,5 Ma (~37,5 – ~34 myr) erkannt werden.

Aus dem Schleenhainer Tagebau wurden bisher aus folgenden Horizonten Floren des Zeitzer Komplexes bearbeitet und publiziert: „Ältere Flusssande“ (MAI

1967, 1970, 1971, JÄHNICHEN 1976, RÜFFLE 1976, RÜFFLE & JÄHNICHEN 1976, MAI & WALTHER 1985, 2000), Hangendbegleiter Flöz 23u (WALTHER 2003), Flöz 2/3o (VAN DER BURGH & MEIJER 1996; MAI & WALTHER 2000), und „Mittlere Flusssande“ (KUNZMANN & WALTHER 2002). Makrofloren aus den Liegendbegleitern der Flöze wurden bis heute noch nicht publiziert. Damit beschäftigt sich zurzeit die paläobotanische Arbeitsgruppe in Dresden. Erste Ergebnisse liegen mit der Diplomarbeit von KRAUSE (2009) vor. Generell lässt sich sagen, dass alle untersuchten Floren das typische Bild des Zeitzer Komplexes zeigen. Wechselnde Anteile von mehreren Pflanzengesellschaften an den betreffenden Floren zeigen die unterschiedliche fazielle Indikation der fossilführenden Schichten an.

Der Makroflorenkomplex Zeitz wird von den in Abbildung 16 dargestellten Blatt-Morphospezies und den nachfolgend aufgeführten karpologischen Morphospezies charakterisiert (MAI & WALTHER 2000): *Eotrigonobalanus andreanszkyi*, *Steinhauera subglubosa*, *Becktonia hantonensis*, *Ficus lucida*, *Sterculia subovoidea*, *Ternstroemia bartonensis*, *Visnea hordwellensis*, *Polyspora truncata*, *Polyspora obovata*, *Gordonia minima*, *Saurauia crassisperma*, *Nyssa oviformis*, *Retinomastixia glandulosa*, *Mastixicarpum crassum* und *Eomastixia bilocularis*.

Einzelfloren werden häufig von *Rhodomyrtophyllum reticulosum*, *Eotrigonobalanus* spp., *Symplocos kirstei*, *Retinomastixia glandulosa*, *Sterculia labrusca*, *Quasisequoia couttsiae*, *Doliosstrobilus taxiformis*, *Epacridicarpum glandulosa* und *Eurya* spp. dominiert (MAI & WALTHER 2000).

Von jüngeren Florenkomplexen kann der Zeitzer Komplex durch das Vorkommen von *Actinodaphne pseudogermari*, *Becktonia hantonensis*, *Eomastixia bilocularis*, *Ficus lucida*, *Gordonia minima*, *Laurophyllum syncarpifolium*, *Laurophyllum hirsutum*, *Mastixicarpum crassum*, *Nyssa oviformis*, *Polyspora saxonica*, *P. obovata*, *P. truncata*, *Saurauia crassisperma*, *Steinhauera subglubosa*, *Sterculia subovoidea*, *St. labrusca* und *Ternstroemia bartonensis* unterschieden werden (MAI & WALTHER 2000).

Dagegen kommen folgende Elemente auch noch in den jüngeren Komplexen vor: *Ampelopsis*, *Carya*, *Cephalanthus*, *Decodon*, *Glyptostrobilus*, *Microdiptera*, *Pentapanax*, *Rubus*, *Sambucus*, *Sassafras*, *Sequoia*, *Taxodium* und *Trigonobalanopsis*. Unter diesen befinden sich auch laubwerfende Formen.

Der Zeitzer Komplex gehört nach MAI (1995a) zu den Älteren Mastixioideenfloren und zeigt eine fortwährende Prädominanz einer immergrünen notophyllen Paläovegetation (Evergreen Broad-leaved Forests) in der Borealen Provinz Mitteleuropas. Von Bedeutung

ist, dass weiterhin Familien mit tropischen Elementen vorkommen, sie haben aber keinen fundamentalen Anteil mehr am Aufbau der Vegetation (MAI 1995a). Die bedeutendsten Assoziationen wie die immergrünen *Eotrigonobalanus*-Eichen-Lauraceae-Gemeinschaft, die *Sterculia-Myrica*-Eichen-Lauraceae-Gemeinschaft und die Koniferen-Lauraceae-Gemeinschaft (MAI & WALTHER 2000) können als subtropische Regenwälder oder Lorbeerwälder charakterisiert werden (MAI 1995a).

Die *Eotrigonobalanus*-Eichen-Lauraceae-Gemeinschaft wird durch die Dominanz von *Eotrigonobalanus* spp. und dem Auftreten vieler Arten der Lauraceae, der Theaceae und von *Rhodomyrtophyllum reticulosum* bestimmt. Diese Gemeinschaft unterscheidet sich deutlich von ihren modernen Analoga durch das Vorkommen von „Riesenkoniferen“ wie *Doliosstrobos taxiformis* und *Quasisequoia couttsiae*, von Mastixiaceae (*Eomastixia*, *Retinomastixia*) und von anderen europäischen Florenelementen wie *Visnea*, *Tetraclinis* und *Steinhauera*.

Die *Sterculia-Myrica*-Eichen-Lauraceae-Gemeinschaft wurde von *Sterculia labrusca*, *Myrica germani*, *Apocynophyllum neriifolium*, *Eotrigonobalanus furcinervis* und *Quercus neriifolia* dominiert.

Die beiden „Riesenkoniferen“ *Quasisequoia* und *Doliosstrobos* sowie mehrere immergrüne Formen wie *Quercus*, *Castanopsis*, *Eotrigonobalanus*, *Magnolia*, *Symplocos*, Lauraceae, Myricaceae, Ericaceae und Sapotaceae gehören zur Koniferen-Lauraceae Assoziation. Sie beinhalten teilweise Moorpflanzenvergesellschaftungen wie die Kiefern-Lauraceae-Gemeinschaften und die Pocosin-Sumpfwälder.

Die Kiefern-Lauraceae-Gemeinschaft ist gewöhnlich durch die Dominanz einer oder mehrerer *Pinus*-Arten und deren Vergesellschaftung mit Palmen und immergrünen Formen von *Quercus*, *Eotrigonobalanus*, Lauraceae, Ericaceae, Cyrillaceae, *Myrica*, *Comptonia*, Olacaceae, Theaceae, Symplocaceae sowie dem Vorkommen seltener taxodioider Cupressaceae, von *Osmunda* und von Loranthaceae gekennzeichnet.

Die Wasserpflanzengesellschaften des Zeitzer Komplexes wurden durch *Aldrovanda*, *Brasenia*, *Sabrenia*, *Nymphaea*, *Limnocarpus*, *Ottelia*, *Salvinia*, *Typha* und *Stratiotes* dominiert.

Als typischste intrazonale Vergesellschaftung findet sich die *Steinhauera subglobosa-Rhodomyrtophyllum reticulosum*-Gemeinschaft gewöhnlich in den fluviali-

len Bereichen (MAI & WALTHER 2000). Wodurch diese auch als Auenwald bezeichnet worden ist. *Platanus neptuni*, *Taxodium dubium*, *Cephalanthus kireevskianus*, *Nyssa oviformis* sind seltene Elemente innerhalb dieser Gemeinschaft (MAI & WALTHER). Für den Zeitzer Komplex kann ein humides und subtropisches Paläoklima mit Jahresmitteltemperaturen von 15-20 °C und mittleren Jahresniederschlagssummen von >2000 mm angenommen werden (MAI 1995a). Saisonal bedingte Unterschiede in der Niederschlagsverteilung können zum Beispiel aus der Heterophyllie der dominierenden Koniferen *Doliosstrobos* und *Quasisequoia* geschlossen werden. MAI & WALTHER (1985) haben eine kürzere, relativ niederschlagsärmere und eine längere, niederschlagsreichere Periode innerhalb eines Jahres postuliert.

KUNZMANN & WALTHER (2002) beschrieben aus Overbank-Sedimenten innerhalb der „Mittleren Flusssande“ eine Blattflora, welche gegenwärtig das stratigraphisch jüngste Vorkommen einer Flora des Zeitzer Typs im gesamten Gebiet darstellt. Die Overbank-Sedimente wurden später von den Wurzeln von Gehölzen durchdrungen, was die Bildung eines Paläobodenhorizontes mit baum- oder strauchartigem Bewuchs anzeigt (Abb. 17). Die Flora beinhaltet folgende Taxa:

- Cupressaceae: *Quasisequoia couttsiae*
- Illiciaceae: „*Illicium*“ *geiseltalensis*
- Lauraceae: *Actinodaphne pseudogermari*
Daphnogene cinnamomifolia
Laurophyllum fischkandelii
Laurophyllum cf. *knauense*
Laurophyllum pseudoprinceps
- Fagaceae: *Eotrigonobalanus furcinervis*
- Theaceae: *Polyspora saxonica*
- Ericaceae: *Vaccinioides* cf. *ovosimilis*
- Rutaceae: *Toddalia hofmannii*
- ?Vitaceae: ?Vitaceae gen. et spec. indet.
- Incertae sedis: *Dicotylophyllum altenburgense*
- ?Palmae: ?Palmae gen. et spec. indet.

Die Pflanzengemeinschaft wurde als zonale mesophytische Fagaceae-Lauraceae-Gemeinschaft (Evergreen Broad-leaved Forest) mit einigen überschwemmungstoleranten Elementen innerhalb einer Alluvialebene interpretiert. Die für den Zeitzer Komplex typische intrazonale *Rhodomyrtophyllum-Steinhauera*-Gemeinschaft fehlt.



Abb. 16: Zusammensetzung der Blattflora des Makroflorenkomplexes Zeitz (aus MAI & WALTHER 1985). 1 *Sterculia labrusca* (Sterculia-Gewächse), 2, 5, 9 *Daphnogene cinnamomea* (Lorbeergewächse), 3 *Viscophyllum weylandii* (Loranthaceae – Riemenblumbewächse), 4 *Eotrigonobalanus furcinervis* (ausgestorbenes Buchengewächs – Fagaceae), 6 *Actinodaphne pseudogermari* (Lorbeergewächse), 7 *Toddalia hofmannii* (Rutaceae – Rautengewächse), 8 *Laurophyllum knauense* (Lorbeergewächse), 10 *Dryophyllum curticellense* (ausgestorbenes Buchengewächs – Fagaceae), 11, 16 *Rhodomyrtophyllum reticulosum* (ausgestorbenes Myrtengewächs), 12 "*Illicium*" *geiseltalense* (Illicaceae – Sternanisgewächse), 13 *Icaciniophyllum artocarpites* (Icacinaceae), 14 *Laurophyllum syncarpifolium* (Lorbeergewächse), 15 *Dryophyllum moseleense* (ausgestorbenes Buchengewächs – Fagaceae), 17 *Carya altenburgensis* (Hickory-Nuss), 18 *Polyspora saxonica* (Theaceae – Teegewächse), 19 *Doliosobus taxiformis* (ausgestorbene Konifere), 20 *Platanus neptuni* f. *Fraxinifolia* (Platane).

Fig. 16: Composition of the leaf flora of the megafloreal assemblage Zeitz (from MAI & WALTHER 1985).

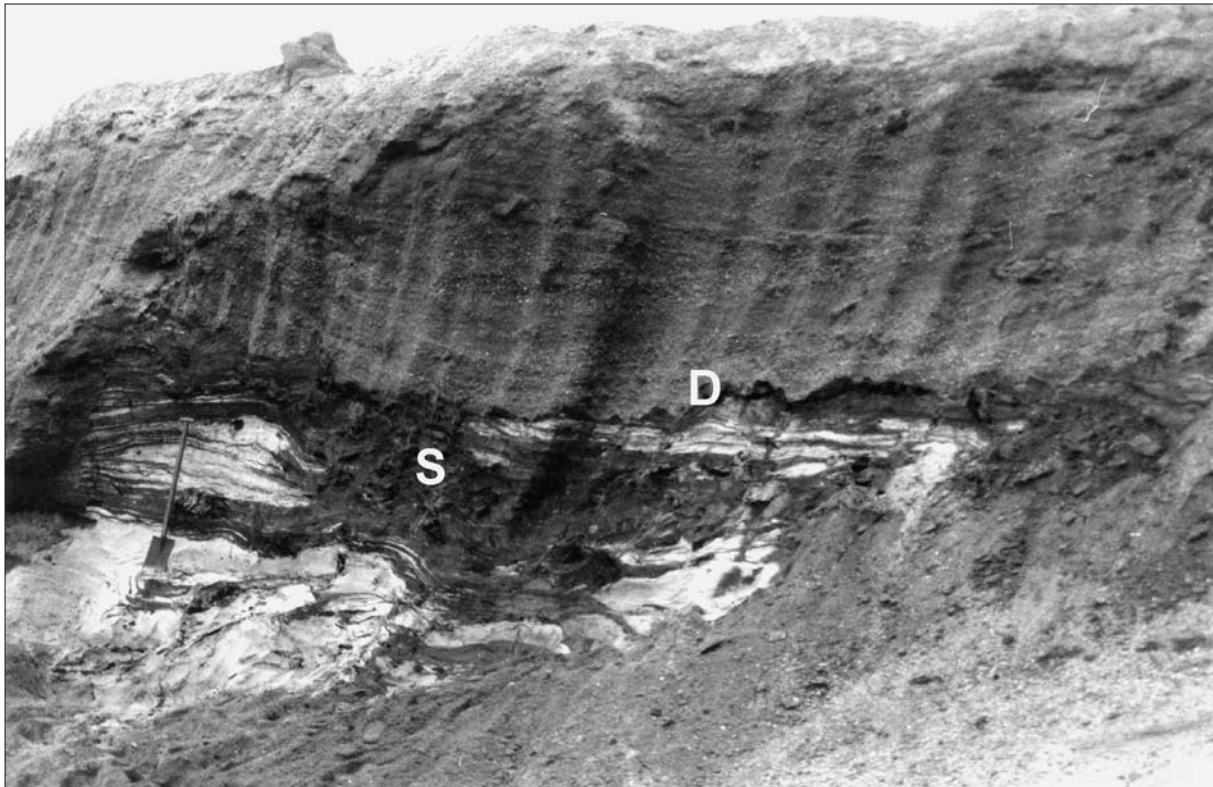


Abb. 17: Diskordanz (D) innerhalb der „Mittleren Flusssande“ im Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“ (aufgeschlossen im September 1993), Liegendes: Paläoboden mit Stubben (S) und obereozäne Blattflora, Hangendes: Kiese (Unteroligozän) (aus KUNZMANN & WALTHER 2002).

Fig. 17: Disconformity (D) within the „Middle fluvial sands“ in the „Vereinigtes Schleenhain“ opencast mine (exposed in September 1993), seat: palaeosoil with a stub (S) and late Eocene leaf flora, roof: gravel (lower Oligocene) (from KUNZMANN & WALTHER 2002).

Tabelle 1:

Zusammensetzung des Makroflorenkomplexes Zeitz, zusammengestellt nach MAI & WALTHER (1985, 2000), KUNZMANN & WALTHER (2002), WALTHER (2003).

Table 1:

Composition of the megafloral assemblage Zeitz compiled from Mai & Walther (1985, 2000), Kunzmann & Walther (2002), Walther (2003).

Art	Blätter	Dia-sporen		
Cupressaceae s. l.				
<i>Quasisequoia couttsiae</i>			x	x
<i>Doliosstrobos taxiformis</i>			x	x
<i>Glyptostrobos borysthenica</i>				x
<i>Chamaecyparites hardtii</i>				x
<i>Sequoia abietina</i>				x
<i>Taxodium dubium</i>			x	x
Cupressaceae s. str.				
<i>Cupressoconus rhenanus</i>				x
<i>Tetraclinis brachyodon</i>			x	
Cephalotaxaceae				
<i>Cephalotaxus saxonica</i>			x	
Magnoliaceae				
<i>Magnolia schaarschmidtii</i>				x
<i>Manglietia hercynica</i>				
Anonaceae				
<i>Asimina germanica</i>				x
Osmundaceae				
<i>Osmunda lignitum</i>	x			
Blechnaceae				
<i>Blechnum dentatum</i>	x			
Azollaceae				
<i>Azolla prisca</i>		x		
Selaginellaceae				
<i>Selaginella germanica</i>		x		
<i>Selaginella saxonica</i>		x		
Pinaceae				
<i>Pinus eophylla</i>				x
<i>Pinus dixonii</i>				x
<i>Pinus cf. hepios</i>	x			
<i>Pinus cf. robustifolia</i>				x
<i>Pinus strobooides</i>	x			x
<i>Pinus thomasiana</i>				x
<i>Pinus sp.</i>				x

Lauraceae				
<i>Actinodaphne pseudogermari</i>				
<i>Cinnamomum crassipedicellatum</i>	x			
<i>Cinnamomum discoideum</i>				
<i>Daphnogene lanceolata</i>			x	
<i>Daphnogene cinnamomea</i>	x		x	
<i>Laurophyllum hypolanatum</i>	x			
<i>Laurophyllum acutimontanum</i>	x			
<i>Laurophyllum fischkandelii</i>	x			
<i>Laurophyllum knauense</i>	x			
<i>Litsea phoenicea</i>	x		x	
<i>Litsea syncarpifolia</i>	x			
cf. <i>Litsea tertiaria</i>				
<i>Persea saxonica</i>			x	
<i>Phoebe boehlenis</i>			x	
<i>Laurocarpum</i> sp. 1			x	
<i>Laurocarpum</i> sp. 2			x	
<i>Laurocarpum</i> sp. 3	x		x	
cf. <i>Sassafras germanicum</i>	x			
cf. <i>Sassafras primigenia</i>				
Saururaceae				x
<i>Saururus bilobatus</i>				x
Illicaceae				
<i>Illicium geiseltalense</i>	x			
Schisandraceae				
<i>Schisandra europaea</i>	x			
Hamamelidaceae				
<i>Corylopsis minima</i>			x	
<i>Corylopsis venablesi</i>			x	
<i>Rhodoleia bellmannii</i>			x	
Altingiaceae				
<i>Steinhauera subglobosa</i>				x
Platanaceae				
<i>Platanus neptuni</i>				x
<i>Platanus neptuni</i> f. <i>fraxinifolia</i>	x			
Ulmaceae				
<i>Gironniera pyriformis</i>				x
Moraceae				
<i>Becktonia hantonensis</i>				x
<i>Broussonetia rugosa</i>				x
<i>Ficus chandleri</i>				x
<i>Ficus lucida</i>				x
<i>Moroidea boveyana</i>				x
Fagaceae				
<i>Dryophyllum altenburgense</i>	x			
<i>Dryophyllum curticellense</i>	x			
<i>Dryophyllum dewalquei</i>	x			
<i>Eotrigonobalanus furcinervis</i>	x			
<i>Dryophyllum knauense</i>	x			
<i>Dryophyllum moselense</i>	x			
<i>Dryophyllum robustum</i>	x			
<i>Quercus neriifolia</i> var. <i>moselensis</i>	x			
<i>Eotrigonobalanus andreanszkyi</i>				x
Myricaceae				
<i>Myrica boveyana</i>				x
Theaceae				
<i>Eurya boveyana</i>				x
<i>Eurya dubia</i>				x
<i>Eurya mudensis</i>				x
<i>Eurya stigmosa</i>				x
<i>Gordonia minima</i>				x
<i>Polyspora truncata</i>				x
<i>Polyspora obovata</i>				x
<i>Polyspora saxonica</i>				
<i>Schima euryoides</i>				x
<i>Ternstroemia bartonensis</i>		x		x
<i>Ternstroemia neglecta</i>				x
<i>Visnea germanica</i>				x
<i>Visnea hordwellensis</i>				x
Saurauiaceae				
<i>Saurauia crassisperma</i>				x
Ericaceae				
<i>Leucothoe narbonensis</i>				
<i>Leucothoe profensis</i>				x
<i>Rigiolepis amethystina</i>				x
<i>Zenobia eocenica</i>				x
<i>Vaccinioides ovosimilis</i>				x
Cyrtaceae				
<i>Cyrtilla globulosa</i>				x
<i>Epacridicarpum colwellense</i>				x
<i>Epacridicarpum headonense</i>				x
<i>Pirocarpella aquisgranensis</i>				x
Styracaceae				
<i>Pterostyrax coronatus</i>				x
Symplocaceae				
<i>Symplocos anglica</i>				x
<i>Symplocos kirstei</i>				x
<i>Symplocos trilocularis</i>				x
Sterculiaceae				
<i>Sterculia subovoidea</i>				
<i>Sterculia labrusca</i>		x		x
Buxaceae				
<i>Pachysandra ascidiiformis</i>				x
Euphorbiaceae				
<i>Acalypha longemontana</i>				x
Aquilariaceae				
<i>Aquilaria bilocularis</i>				x
Thymelaeaceae				
<i>Thymelaeaspermum bournense</i>				x
Rosaceae				
<i>Rubus acutiformis</i>				x
<i>Rubus laticostatus</i>				x
<i>Rubus microspermus</i>				x
Amygdalaceae				
<i>Prunus moselensis</i>				x
Droseraceae				
<i>Aldrovanda ovata</i>				x
Lythraceae				
<i>Decodon gibbosus</i>				x
<i>Microdiptera minor</i>				x
<i>Microdiptera parva</i>				x
Punicaceae				
<i>Punica antiquorum</i>				x
Myrtaceae				
<i>Rhodomyrtophyllum reticulosum</i>		x		

Rutaceae		
<i>Toddalia hofmannii</i>	x	
Staphyleaceae		
<i>Turpinia</i> sp.		x
Sapindaceae		
<i>Sapindospermum lusaticum</i>		x
Linaceae		
<i>Wetherellia</i> sp.		x
Nyssaceae		
<i>Nyssa oviformis</i>		x
Alangiaceae		
<i>Alangium kaynense</i>		x
Mastixiaceae		
<i>Mastixia</i> cf. <i>boveyana</i>		x
<i>Eomastixia bilocularis</i>		x
<i>Mastixicarpum crassum</i>		x
<i>Retinomastixia glandulosa</i>		x
Araliaceae		
<i>Aralia crassa</i>		x
<i>Pentapanax tertiaris</i>		x
<i>Schefflera waltheri</i>		x
Aquifoliaceae		
<i>Ilex costulata</i>		x
Icacinaceae		
<i>Icaciniphyllum nimrodi</i>	x	
Loranthaceae		
<i>Viscophyllum weylandii</i>	x	
<i>Viscophyllum parvifolium</i>	x	
Naucleaceae		
<i>Cephalanthus kireevskianus</i>		x
Scrophulariaceae		
<i>Limosella spuria</i>		x
Hydrocharitaceae		
<i>Ottelia minutissima</i>		x
<i>Hydrilla kaynensis</i>		x
<i>Vallisneria ovalis</i>		x
<i>Vallisneria stylosa</i>		x
Pontederiaceae		
<i>Monochoria striatella</i>		x
<i>Eichhornia eocenica</i>	x	
Zingiberaceae		
<i>Alpinia arnensis</i>		x
<i>Spiromatospermum wetzleri</i>		x
Cyperaceae		
<i>Caricoidea arnei</i>		x
<i>Caricoidea jugata</i>		x
<i>Caricoidea nitens</i>		x
<i>Cladiocarya europea</i>		x
<i>Cladiocarya trebovensis</i>		x
<i>Scirpus petiolaris</i>		x
<i>Dulchium hartzianum</i>		x
Araceae		
<i>Epipremnum ornatum</i>		x
<i>Epipremnum</i> cf. <i>visimense</i>		x
Areaceae (Palmae)		
<i>Phoenicites borealis</i>	x	
<i>Sabal major</i>	x	
<i>Calamus daemonorops</i>		x
Sparganiaceae		
<i>Sparganium hauffei</i>		x

Incertae sedis		
<i>Carpolithus carpinoideus</i>		x
<i>Carpolithus heerii</i>		x
<i>Carpolithus nitidus</i>		x
<i>Carpolithus ornatus</i>		x
Dicotyledonae inc. fam.		
<i>Dicotylophyllum altenburgense</i>	x	

2.4. Unteroligozäne Makrofloren des Haselbacher Florenkomplexes

(Dieses Kapitel ist mit wenigen Änderungen aus KUNZMANN 2008 übernommen, dort in englischer Sprache publiziert.)

Phytostratigraphie: MAI (1995a) definierte den Makroflorenkomplex Bembridge-Spechbach zwischen den Komplexen Hordle-Zeit und Haselbach innerhalb der (Atlantisch-) Borealen Provinz Mitteleuropas. Sein stratigrafisches Alter ist oberes Obereozän. Dieser Komplex wurde bis jetzt noch nicht im Weißelster-Gebiet wie auch im gesamten mitteldeutschen Raum nachgewiesen. Die Entwicklung der Paläovegetation im untersten Oligozän begann mit den Floren des Haselbach-Typs. Diese zeigen uns den bedeutendsten Umbruch in der Zusammensetzung der paläogenen Vegetation in Mitteleuropa an. Der Umbruch resultiert aus der ersten wesentlichen Invasion moderner (neo-) arкто-tertiärer Elemente in die mitteleuropäische Paläovegetation. Der Haselbach-Komplex wurde von MAI & WALTHER (1978) aufgestellt, um die unteroligozäne Vegetation des Weißelster-Gebietes zu charakterisieren. Er basiert auf der Analyse von 29 Einzelfloren. Innerhalb des generellen lithologisch-stratigrafischen Profils des Weißelster-Gebietes (STANDKE 2008a; Abb. 3, Abb. 8) wurden Floren des Haselbach-Typs aus zwei Horizonten geborgen: dem Haselbacher Tonkomplex und dem Böhlener Oberflözkomplex = Flöz 4 (Gröbers-Schichten, SPP-Zonen 20A-C). Demnach persistierten Floren des Haselbach-Typs im Weißelster-Gebiet etwa 2 Ma (~34 – ~32 myr).

Geologie: Aus dem Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“ wurden solche Floren bisher aus der „Haselbacher Serie“ (MAI & WALTHER 1978), den „Mittleren Flusssanden“ (KUNZMANN 1995) und aus dem unteren und oberen Haselbacher Tonkomplex beschrieben (KUNZMANN 1995, KUNZMANN & WALTHER 1997, 2007). Lithostratigrafisch beinhaltet die alte „Haselbacher Serie“ den unteren und oberen Haselbacher Tonkomplex sowie die zwischengeschalteten Abfolgen. Diese Schichten werden palynostratigrafisch in die Zone 20A/B eingegliedert (KRUTZSCH et al. 1992). Die Alterstellung der oberen Anteile der „Mittleren Flusssande“ im Liegenden des Haselbacher Tonkomplexes

ist palynostratigrafisch noch nicht abgesichert. In jedem Falle enthalten sie Makrofloras des Haselbacher Typs (KUNZMANN 1995).

Der eigentliche Typushorizont der Haselbacher Flora ist der Basalteil des Haselbacher Tonkomplexes. Ursprünglich war dieser im Tagebau Haselbach aufgeschlossen; heute ist er im Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“ zugänglich. Der Haselbacher Tonkomplex wird aus den Ablagerungen eines relativ stabilen Systems aus größeren anastomierenden und kleineren mäandrierenden Flüssen in einer heterogenen Überflutungsebene (floodplain) gebildet (KUNZMANN & WALTHER 1997). Es war Teil des Zwickau-Altenburg Flusssystemes (Abb. 18). Im Haselbacher Tonkomplex können Sedimente von Altwasserrinnen, Dämmen, Dammbüchen und der Überflutungsebene nachgewiesen werden. Im Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“ zerfällt das sonst einheitliche Schichtglied Haselbacher Ton in eine Unter- und Oberbank. Die Exkursion wird pflanzenführende Sedimente einer Altwasserrinne der Unterbank erkunden. Derartige Ablagerungen sind für ihre reiche parautochthone und teilweise autochthone Megaflora bekannt (KUNZMANN 1995), welche von mehreren Pflanzengesellschaften her stammt. Die Taphozönose im Haselbacher Ton in Schleenhain repräsentiert hauptsächlich flussbegleitende Auenwälder, einen *Taxodium*-Sumpfwald und Elemente eines

mesophytischen Waldes (Mixed Mesophytic Forest, MAI & WALTHER 1978, KUNZMANN & WALTHER 1997, Abb. 19). Die Ablagerungen von Altwasserarmen oder kleineren temporären Seen in der Überflutungsebene sind durch fining-upward Sequenzen gekennzeichnet.

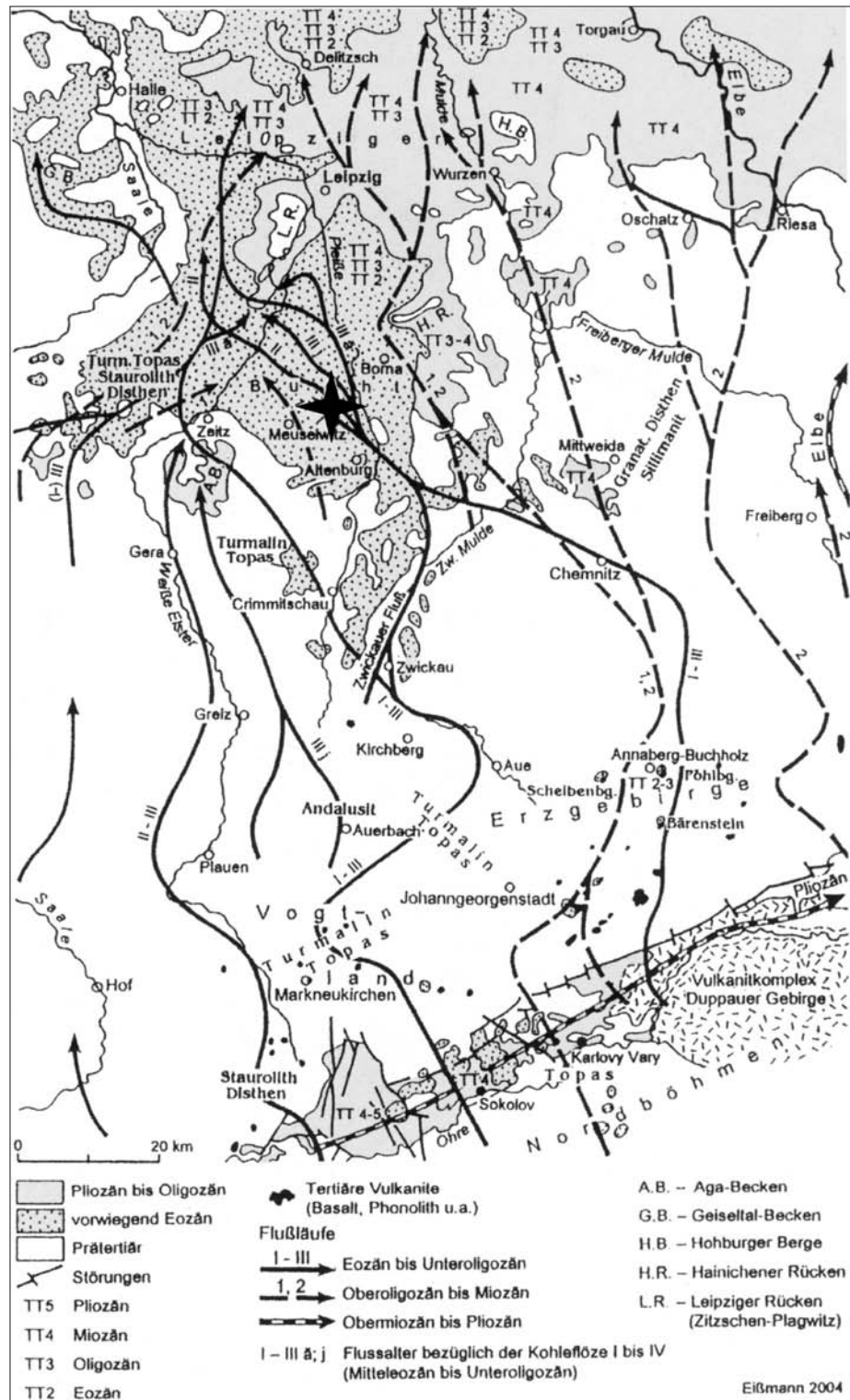


Abb. 18: Entwicklung von Flusssystemen am Südrand der Leipziger Bucht, Stern zeigt die Position der Fundpunkte im Haselbacher Ton (aus EISSMANN 2005).

Fig. 18: Development of river systems at the Southern margin of the Leipzig (sub-)basin, asterisk indicates position of the Haselbach clay localities (from EISSMANN 2005).

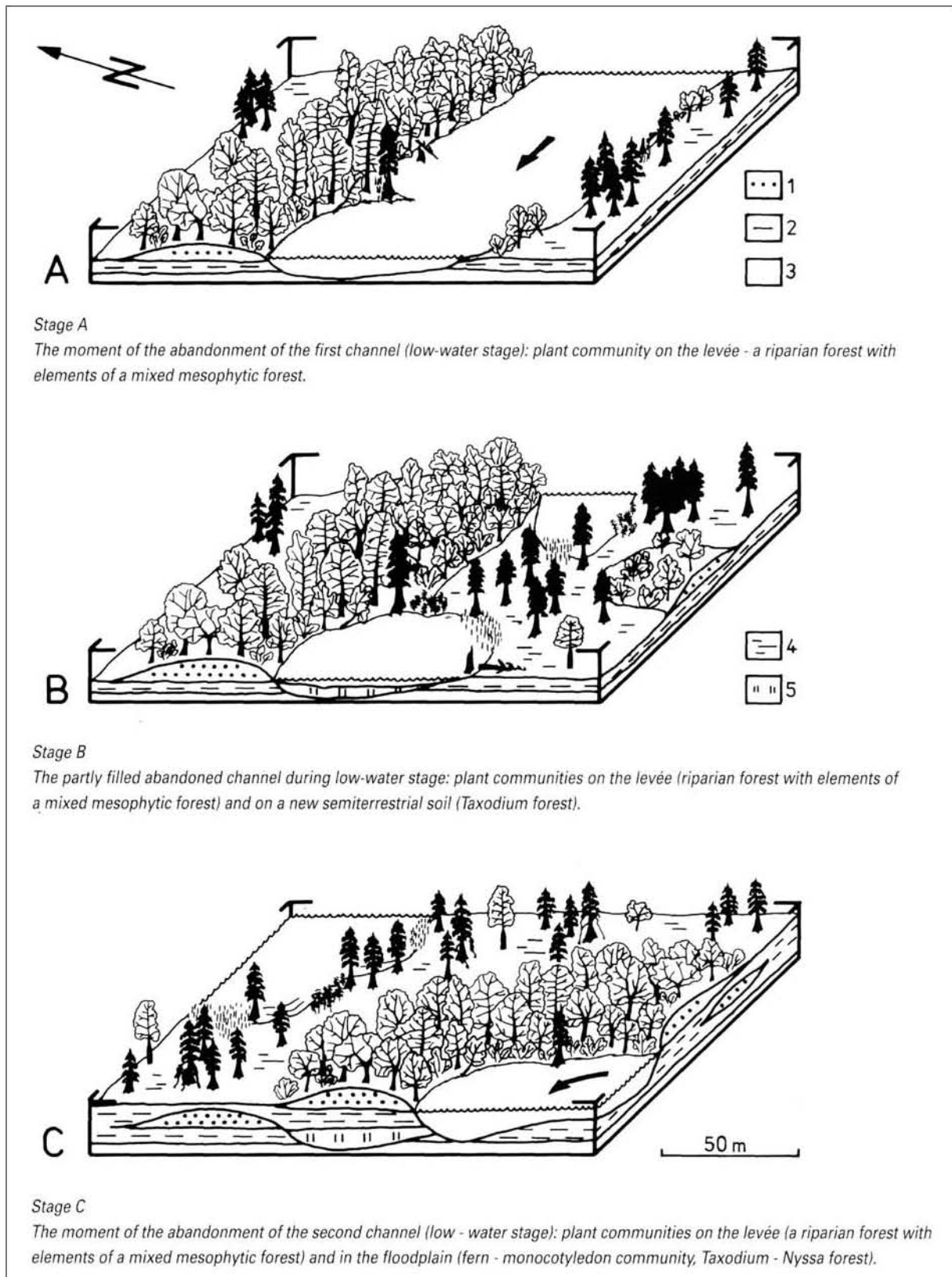


Abb. 19: Rekonstruktion einer Flusslandschaft, Unteroligozän, Haselbacher Tonkomplex, Tagebau "Vereinigtes Schleenhain", Sedimentsignaturen: 1 – Damm, Dammbuch, 2 – Überflutungsebene, 3 – Flusssande, 4 – Marschland, 5 – Altwasserrinne (aus KUNZMANN & WALTHER 1997).

Fig. 19: Reconstruction of a riparian environment, early Oligocene, Haselbach clay complex, "Vereinigtes Schleenhain" opencast mine, signs: 1 – levee, crevasse splay, 2 – floodplain mud, 3 – fluvial sands, 4 – marshy ground, 5 – abandoned channel (from KUNZMANN & WALTHER 1997).

Sie bestehen aus planar oder trogförmig geschichteten, fein laminierten Feinsanden oder Silten in Wechsellaagerung mit phytoklastreichen siltischen Tonen.

Paläobotanik: Der Makroflorenkomplex Haselbach wird durch eine neue intrazonale Vegetation charakterisiert, welche eine aquatische *Salvinia*-Assoziation, einen *Nyssa-Taxodium*-Sumpfwald und einen flussbegleitenden Auenwald mit laubwerfenden breitlaubigen Elementen wie *Salix*, *Populus*, *Alnus*, *Ulmus*, *Carpinus* und *Acer* beinhaltet. Diese Vergesellschaftungen entwickeln sich bis ins Neogen weiter (KVAČEK & WALTHER 2001). Die zonale Vegetation des Haselbacher Komplexes ist an der Immigration von Elementen eines Mixed Mesophytic Forest zu erkennen. Dies sind z. B. karpologische Morphospezies der Gattungen *Carya*, *Engelhardia*, *Eomastixia*, *Eurya*, *Manglietia* und *Mastixicarpum* und Blattmorphospezies der Gattungen *Engelhardia*, *Myrica*, *Pyracantha*, *Rosa*, *Eotrigonobalanus* und *Tetraclinis* (Abb. 23). MAI & WALTHER (1978) und WALTHER (1990) haben eine Reihe von Waldformationen und Pflanzenvergesellschaftungen

innerhalb des Makroflorenkomplexes Haselbach rekonstruiert, die auf solchen Fossilgemeinschaften basieren (Abb. 24).

Wasserpflanzen-Gesellschaft: Die Pflanzengesellschaft in stehenden Gewässern umfasst *Azolla prisca*, *Salvinia reusii*, *S. turgaica*, *Lemna tertiaria*, *Eichhornia tertiaria*, *Hydrocharis magna*, *Ottelia minutissima*, *Stratiotes neglectus*, *S. zinnendorfii*, *Aldrovanda intermedia*, *Ceratophyllum lusaticum*, *Ludwigia kräuselii*, *Potamogeton tenuicarpus*, *Vallisneria ovalis*. Diese Pflanzen zeigen offene, eutrophe Gewässer und frostfreie Winter an (*Eichhornia*).

Farn-Monokotylen-Gesellschaft: (Abb. 20) Diese Pflanzengesellschaft zeigt die Verlandung stehender Gewässer an. Sie wird gebildet aus *Caricoidea jugata*, *C. nitens*, *Cladiocarya europaea*, *C. trebovensis*, *Dulchium hartzianum*, *Decodon gibbosus*, *Microdiptera parva*, *Apocynophyllum neriifolium*, *Osmunda lignitum*, *Pronephrum stiriacum*, *Saururus bilobatus*, *Scirpus miocaenicus*, *Sparganium pusilloides*, *Spirmatospermum wetzleri*.

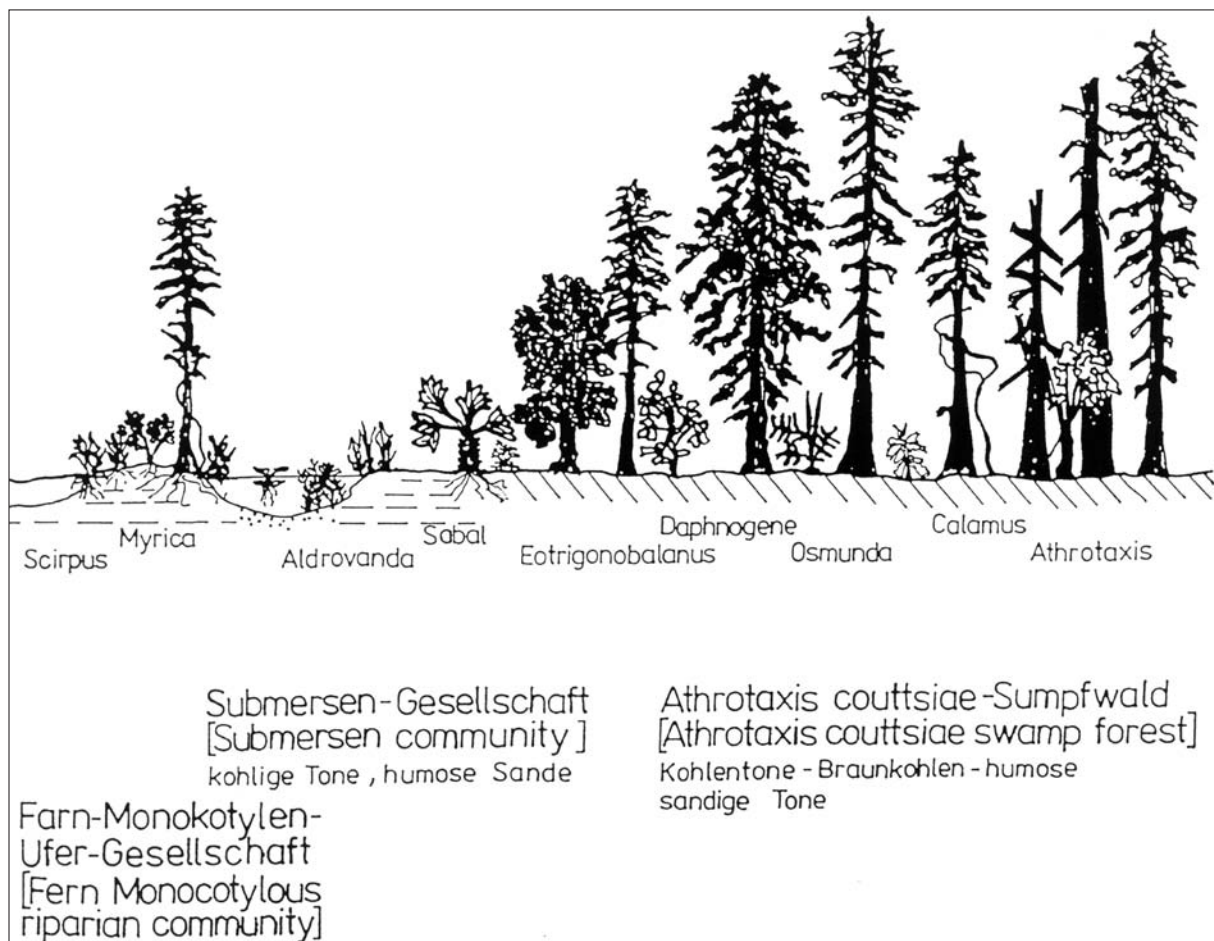


Abb. 20: Vegetationsprofil aus der untereroligozänen Haselbachflora: Farn-Monokotylen-Gesellschaft, Submersen-Gesellschaft, Sumpfwald (aus WALTHER 1990).

Fig. 20: Vegetational profile from the early Oligocene Haselbach assemblage: fern-monocots association, submersed plants community, swamp forest (from WALTHER 1990).

Sumpfwälder (Abb. 20) werden oft von einer einzigen Koniferenart dominiert, z. B. von *Quasisequoia couttsiae*. Zu solchen Pflanzengesellschaften gehören weiterhin *Calamus daemnorops*, *Epacridicarpum* spp., *Myrica* spp., *Symplocos* spp., Lauraceae und immergrüne Eichen.

Ein Taxodium-Sumpfwald mit Wasserpflanzen in kleineren stehenden Gewässern konnte kürzlich von KUNZMANN & WALTHER (2007) rekonstruiert werden. Er ist Teil der Vegetation der Überflutungsebene und setzt sich aus *Taxodium dubium*, *Eotrigonobalanus furcinervis*, Lauraceae, Palmen und *Apocynophyllum neriifolium* zusammen.

Der Taxodium-Nyssa-Sumpfwald (Abb. 21) ist eine sehr charakteristische Pflanzengesellschaft innerhalb der intrazonalen Vegetation in den küstennahen Tiefländern. *Taxodium dubium*, *Nyssa boveyana*, *N. ornithobroma*, *N. altenburgensis*, *Myrica* spp. und *Proserpinaca brevicarpa* gehören u. a. dazu.

Der flussbegleitende Auenwald (Abb. 22) setzt sich aus *Liquidambar europaea*, *Populus germanica*, *Populus zaddachii*, *Ulmus fischeri*, *Carya quadrangula*, *Taxodium dubium*, *Acer haselbachense*, *Cynoxylon carolii*, *Alnus* spp., *Salix varians*, *Cephalanthus kireevskianus*,

Sambucus colwellensis, *Rubus microspermus*, *Pyracantha acuticarpa*, *Lygodium caulifusii*, *Myrosurus heterostylus*, *Laportea germanica* zusammen.

Gesellschaften auf (sandigen) Flussbänken (Abb. 23) werden von *Pinus* spp., *Comptonia* spp., *Engelhardia macroptera*, *Liquidambar europaea*, *Pyracantha* spp., *Sambucus colwellensis* und *Punica natans* gebildet.

Die zonale Vegetation des küstennahen Tieflandes ist durch einen Mixed Mesophytic Forest repräsentiert (Abb. 23). Dieser wird von immergrünen Arten dominiert. Im Allgemeinen kommen *Acer haselbachense*, *Carpinus grandis*, *C. medimontana*, *Daphnogene cinnamomifolia*, *Engelhardia orsbergensis*, *Eomastixia rugosa*, *Mastixia meyeri*, *Mastixicarpum cacaooides*, *Symplocos kirstei*, *Eotrigonobalanus furcinervis*, *E. andreanszkyi* vor. Untergeordnete Elemente dieser Gesellschaft sind *Pinus palaeostrobis*, *Tsuga plicata*, *Acer hercynicum*, *Aquilaria bilocularis*, *Aralia haselbachensis*, *Carpinus cordataeformis*, *Disanthus bavaricus*, *Distylium fergusonii*, *Eurya stigmosa*, *Eyodia nitida*, *Ficus potentilliodes*, *Fortunearia altenburgensis*, *Ilex zenkeri*, *Laurophyllum acutimontanum*, *L. pseudo-princeps*, *Litsea phoenica*, *Magnolia burseracea*, *Manglietia zinkeisenii*, *Matudaea menzelii*, *Meliosma*

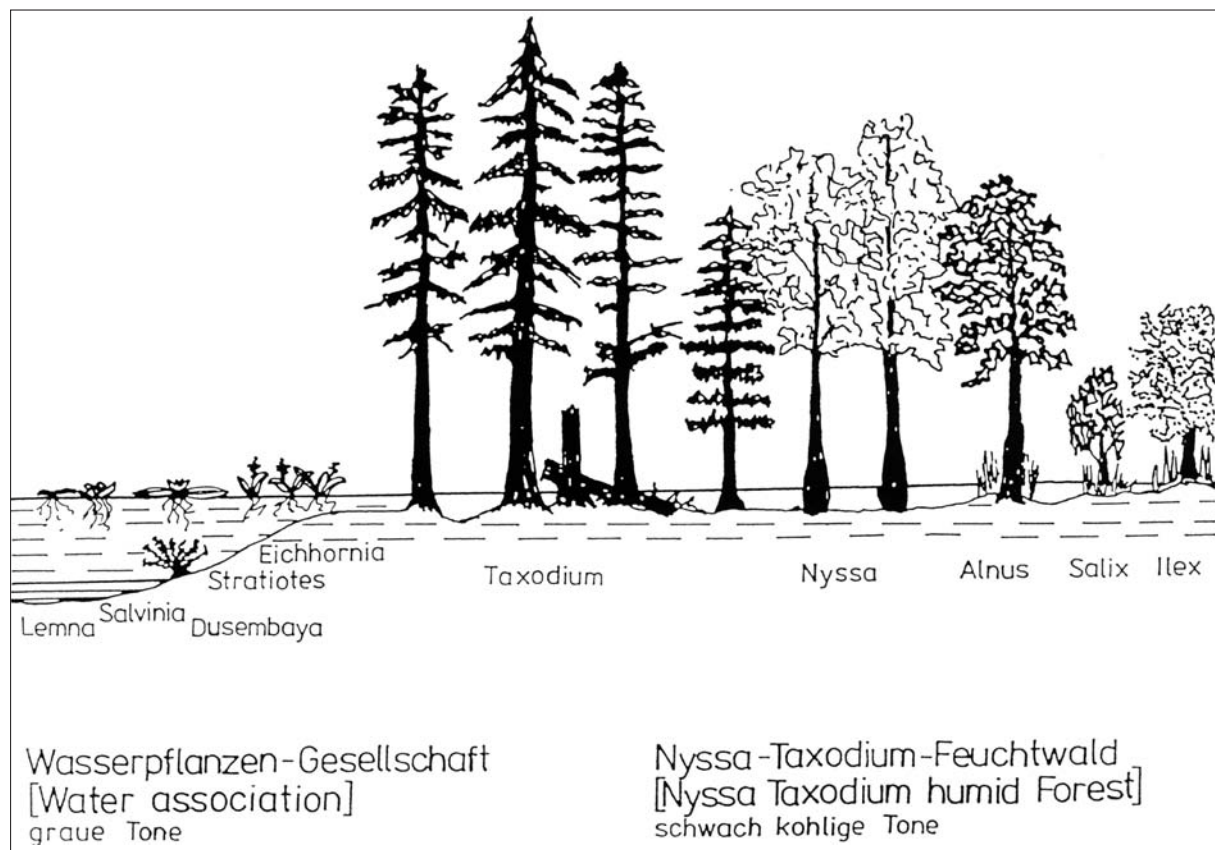


Abb. 21: Vegetationsprofil aus der unteroligozänen Haselbachflora: Wasserpflanzen-Gesellschaft, *Taxodium-Nyssa*-Sumpfwald (aus WALTHER 1990).

Fig. 21: Vegetational profile from the early Oligocene Haselbach assemblage: water plant association, *Taxodium-Nyssa* swamp forest (from WALTHER 1990).

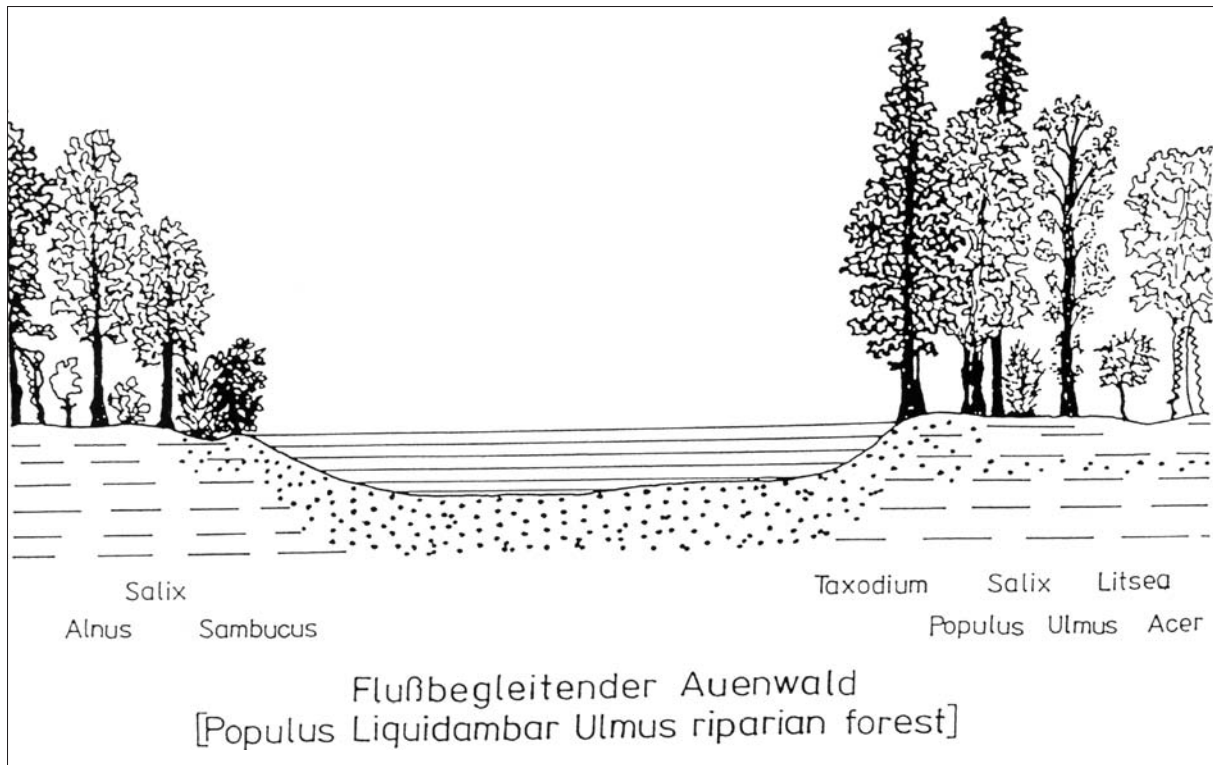


Abb. 22: Vegetationsprofil aus der unteroligozänen Haselbachflora: flussbegleitender Auenwald (aus WALTHER 1990).

Fig. 22: Vegetational profile from the early Oligocene Haselbach assemblage: riparian forest (from WALTHER 1990).

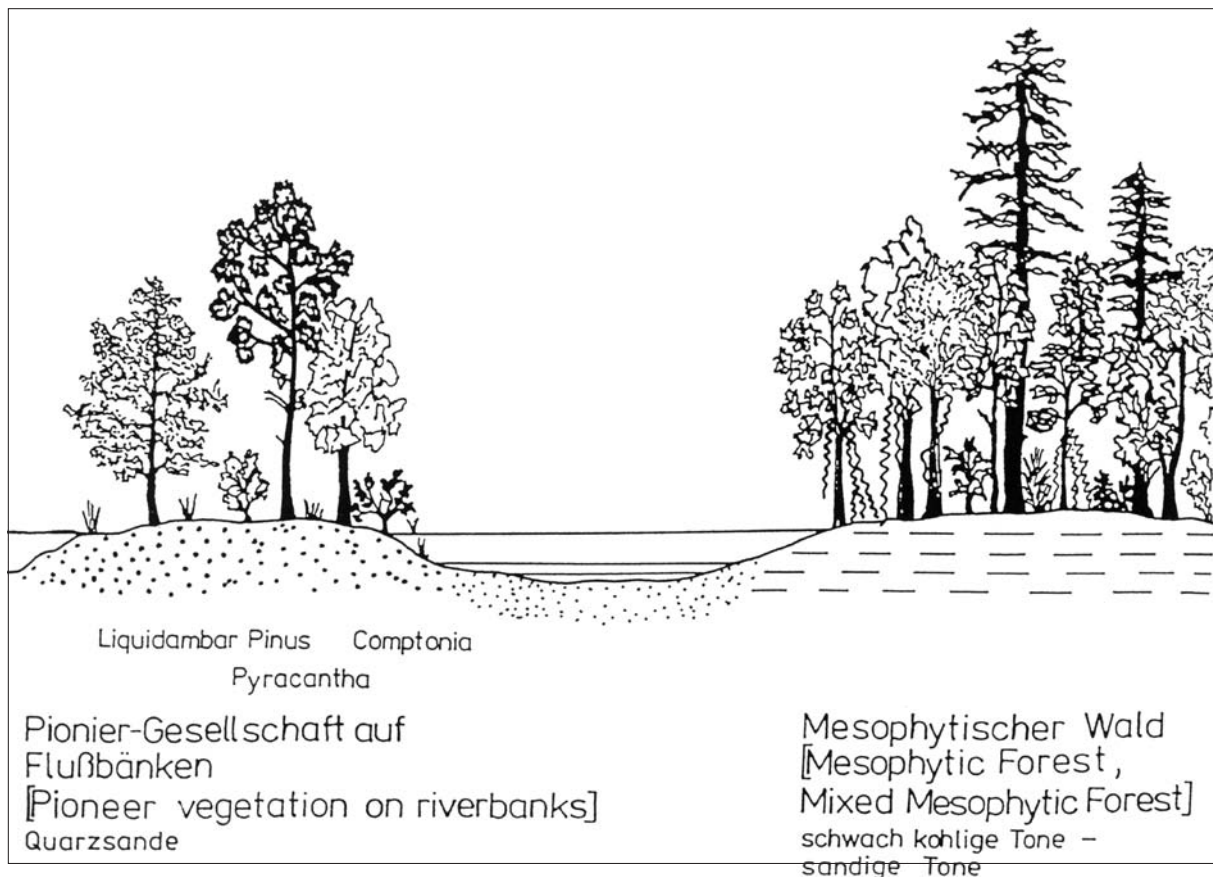


Abb. 23: Vegetationsprofil aus der unteroligozänen Haselbachflora: Pioniergesellschaften auf Flußbänken, Mixed Mesophytic Forest (aus WALTHER 1990).

Fig. 23: Vegetational profile from the early Oligocene Haselbach assemblage: pioneer vegetation on riverbanks, Mixed Mesophytic Forest (from WALTHER 1990).

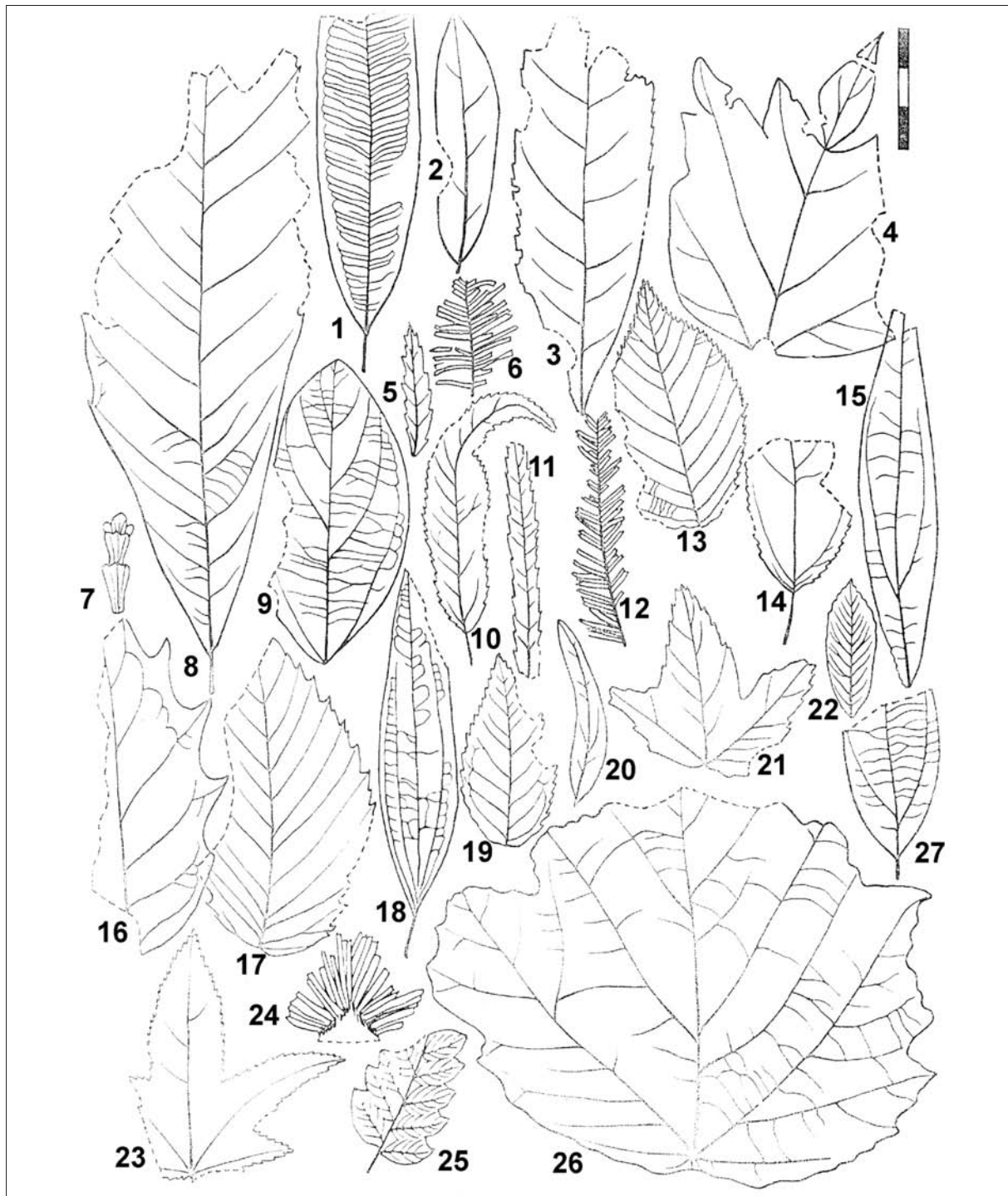


Abb. 24: Zusammensetzung der Blätterflora des Makroflorenkomplexes Haselbach (aus MAI & WALTHER 1978).

1 *Apocynophyllum neriifolium* (Lythraceae – Weiderichgewächse), 2 *Laurophyllum acutimontanum* (Lauraceae – Lorbeergewächs), 3 *Platanus neptuni* (Platane, Platanaceae), 4 *Ampelopsis hibschii* (Vitaceae – Rebengewächse), 5 *Engelhardia orsbergensis* (Juglandaceae – Nussbaumgewächse), 6 *Sequoia abietina* (Mammutbaum, Cupressaceae), 7 *Tetraclinis salicornioides* (Gliederzypresse, Cupressaceae), 8 *Eotrigonobalanus furcinervis* (ausgestorbenes Buchengewächs – Fagaceae), 9 *Matudaea menzelii* (Hamamelidaceae – Zaubernussgewächse), 10 *Salix varians* (Weide, Salicaceae), 11 *Myrica longifolia* (Gagelstrauch, Myricaceae), 12 *Taxodium dubium* (Sumpfzypresse, Cupressaceae), 13 *Carpinus grandis* (Hainbuche, Betulaceae), 14 *Populus zaddachii* (Großblattpappel, Salicaceae), 15 *Daphnogene cinnamomifolia* f. *lanceolata* (Lauraceae – Lorbeergewächs), 16 *Nyssa altenburgensis* (Tupelobaum, Nyssaceae), 17 *Ulmus fischeri* (Ulme, Ulmaceae), 18 *Smilax petiolatum* (Stechwinde, Smilacaceae), 19 *Rosa lignitum* (Rosaceae – Rosengewächse), 20 *Laurophyllum pseudoprinceps* (Lauraceae – Lorbeergewächs), 21 *Acer haselbachense* (Ahorn, Sapindaceae), 22 *Pyracantha kräuselii* (Feuerdorn, Rosaceae), 23 *Liquidambar europaea* (Amberbaum, Hamamelidaceae), 24 *Sabal raphifolia* (Fächerpalme), 25 *Osmunda lignitum* (Königsfarn, Osmundaceae), 26 *Populus germanica* (Pappel, Salicaceae), 27 *Daphnogene cinnamomifolia* f. *cinnamomifolia* (Lauraceae – Lorbeergewächs)

Fig. 24: Composition of the leaf flora of the megafloral assemblage Haselbach (from MAI & WALTHER 1978).

reticulata, *Myrica altenburgensis*, *Nyssa disseminata*, *Persea fluviatilis*, *Phoebe thuringiaca*, *Platanus neptuni*, *Rosa lignitum*, *Stewartia tertiaria*, *Symplocos lignitarum*, *S. schereri*, *Ternstroemia boveyana*, *T. neglecta*, *Zanthoxylon hordwellense*, *Ulmus fischeri*, *Illicium* sp. Mit *Quasisequoia couttsiae*, *Sequoia abietina* und *Cephalotaxus* sp. waren auch Koniferen vorhanden. Folgende Sträucher und Lianen sind nachgewiesen: *Ampelopsis rotundata*, *Calamus daemnorops*, *Hosiaea bilinica*, *Lygodium kaulfussii*, *Rubus microspermus*, *Toddalia excavata*, *Smilax petiolatum*.

Für die Zeit des Makroflorenkomplexes Haselbach rekonstruierte MAI (1995a) ein Cfa-Klima mit 10-15,5 °C Jahresmitteltemperatur und 1000-3000 mm mittlerem Jahresniederschlag. Damit kann von einem warmtemperaten und humiden Klima, möglicherweise mit gelegentlichen Winterfrösten ausgegangen werden.

Tabelle 2:

Zusammensetzung des Makroflorenkomplexes Haselbach, zusammengestellt nach MAI & WALTHER (1978), KUNZMANN (1998), KUNZMANN & WALTHER (2007).

Table 2:

Composition of the megafloreal assemblage Haselbach compiled from MAI & WALTHER (1978), KUNZMANN (1998), KUNZMANN & WALTHER (2007).

Art	Blätter	Dia-sporen
Osmundaceae		
<i>Osmunda lignitum</i>	x	
Thelypteridaceae		
<i>Pronephrium stiriaticum</i>	x	x
Schizaeaceae		
<i>Lygodium kaulfussii</i>	x	
Salviniaceae		
<i>Salvinia turgaica</i>		x
<i>Salvinia</i> cf. <i>reussii</i>	x	
Azollaceae		
<i>Azolla prisca</i>		x
Marsileaceae		
<i>Regnellidium turgaicum</i>		x
Selaginellaceae		
<i>Selaginella saxonica</i>		x
Pinaceae		
<i>Tsuga plicata</i>		
<i>Pinus ornata</i>		x
<i>Pinus eophylla</i>	x	x
<i>Pinus</i> cf. <i>robustifolia</i>	x	
<i>Pinus</i> cf. <i>palaeostrobis</i>	x	
Cupressaceae s. l.		
<i>Sequoia abietina</i>	x	x
<i>Taxodium dubium</i>	x	x
<i>Glyptostrobus europaeus</i>	x	
<i>Quasisequoia couttsiae</i>	x	x
<i>Tetraclinis salicornioides</i>	x	x

Cephalotaxaceae		
<i>Cephalotaxus</i> ex gr. <i>harringtonia</i>	x	
Magnoliaceae		
<i>Magnolia</i> cf. <i>burseracea</i>		x
<i>Manglietia zinkeisenii</i>		x
Lauraceae		
<i>Persea fluviatilis</i>		
<i>Phoebe thuringiaca</i>		
<i>Litsea phoenicea</i>		
<i>Laurocarpum</i> sp.		x
<i>Laurophyllum acutimontanum</i>	x	x
<i>Laurophyllum pseudoprinceps</i>	x	x
<i>Laurophyllum</i> sp.	x	x
<i>Daphnogene lanceolata</i>	x	
<i>Daphnogene cinnamomifolia</i>	x	
Saururaceae		
<i>Saururus bilobatus</i>		x
Cabombaceae		
<i>Dusembaya turgaica</i>		x
Ceratophyllaceae		
<i>Ceratophyllum lusaticum</i>		x
Illiciaceae		
<i>Illicium</i> sp.	x	
Ranunculaceae		
<i>Myosurus heterostylus</i>		x
Hamamelidaceae		
<i>Fortunearia altenburgensis</i>		x
<i>Matudaea menzelii</i>	x	
<i>Distylium</i> cf. <i>fergusonii</i>	x	
<i>Disanthus bavaricus</i>		x
Altingiaceae		
<i>Liquidambar europaea</i>	x	x
Platanaceae		
<i>Platanus neptuni</i>	x	
Ulmaceae		
<i>Ulmus fischeri</i>	x	
Moraceae		
<i>Ficus</i> cf. <i>potentilloides</i>		x
<i>Moroidea boveyana</i>		x
Urticaceae		
<i>Laportea germanica</i>		x
Fagaceae		
<i>Trigonobalanopsis andreanszkyi</i>		
<i>Trigonobalanopsis rhamnoides</i>	X	x
<i>Eotrigonobalanus furcinervis</i>	x	
Betulaceae		
<i>Alnus kefersteinii</i>		
<i>Alnus</i> sp.	X	x
Betulaceae aff. <i>Alnus</i> sp.	x	
Corylaceae		
<i>Carpinus cordataeformis</i>		
<i>Carpinus boveyanus</i>	x	
<i>Carpinus mediomontana</i>	x	
<i>Carpinus grandis</i>	x	x
Myricaceae		
<i>Myrica altenburgensis</i>		
<i>Myrica boveyana</i>		x
<i>Myrica longifolia</i>	x	x
<i>Comptonia goniocarpa</i>		
cf. <i>Comptonia acutiloba</i>	x	x

Juglandaceae			
<i>Engelhardia macroptera</i>			x
<i>Engelhardia orsbergensis</i>			
<i>Carya quadrangula</i>	x		x
Theaceae			
<i>Eurya boveyana</i>			x
<i>Eurya stigmosa</i>			x
<i>Ternstroemia boveyana</i>			x
<i>Stewartia tertiaria</i>			x
Hypericaceae			
<i>Hypericum bornense</i>			x
Salicaceae			
<i>Salix varians</i>	x		
<i>Salix breunsdorfensis</i>	x		
<i>Populus zaddachii</i>	x		
<i>Populus germanica</i>	x		
Cyrillaceae			
<i>Epacridicarpum mudense</i>			x
Symplocaceae			
<i>Symplocos kirstei</i>			x
<i>Symplocos cf. lignitarum</i>			x
<i>Symplocos schereri</i>			x
Thymelaeaceae			
<i>Aquilaria bilocularis</i>			x
Rosaceae			
<i>Pyracantha acuticarpa</i>			x
<i>Pyracantha kräuselii</i>	x		
<i>Rubus microspermus</i>			x
<i>Rubus tunganensis</i>			x
<i>Rosa lignitum</i>	x		
Droseraceae			
<i>Aldrovanda intermedia</i>			x
Lythraceae			
<i>Decodon gibbosus</i>			x
<i>Microdiptera parva</i>			x
<i>Apocynophyllum neriifolium</i>	x		
Punicaceae			
<i>Punica natans</i>			x
Onagraceae			
<i>Ludwigia kräuselii</i>			x
Haloragaceae			
<i>Proserpinaca brevicarpa</i>			x
Rutaceae			
<i>Evodia nitida</i>			x
<i>Zanthoxylon hordwellense</i>			x
<i>Toddalia excavata</i>			x
Aceraceae			
<i>Acer haselbachense</i>			
<i>Acer hercynicum</i>	x		x
Sabiaceae			
<i>Meliosma reticulata</i>			x
Cornaceae			
<i>Cynoxylon carolii</i>			x
Nyssaceae			
<i>Nyssa altenburgensis</i>			
<i>Nyssa boveyana</i>			x
<i>Nyssa ornithobroma</i>	x		x
<i>Nyssa disseminata</i>			x
Mastixiaceae			
<i>Mastixia meyeri</i>			x
<i>Mastixicarpum cacaoides</i>			x
<i>Eomastixia rugosa</i>			x
Araliaceae			
<i>Aralia haselbachensis</i>			x
Aquifoliaceae			
<i>Ilex tenuicostata</i>			x
<i>Ilex zenkeri</i>			x
Icacinaceae			
<i>Hosiea bilinica</i>			x
Vitaceae			
<i>Ampelopsis rotundata</i>			x
<i>Ampelopsis sp.</i>		x	
Rubiaceae			
<i>Cephalanthus kireevskianus</i>			x
Sambucaceae			
<i>Sambucus colwellensis</i>			x
Hydrocharitaceae			
<i>Hydrocharis magna</i>			x
<i>Stratiotes neglectus</i>			x
<i>Stratiotes zindorfii</i>			x
<i>Ottelia minutissima</i>			x
<i>Vallisneria ovalis</i>			x
Potamogetonaceae			
<i>Potamogeton tenuicarpus</i>			x
Pontederiaceae			
<i>Eichhornia tertiaria</i>			x
Smilacaceae			
<i>Smilax petiolatum</i>		x	
Zingiberaceae			
<i>Spirematospermum wetzleri</i>			x
Cyperaceae			
<i>Caricoidea jugata</i>			x
<i>Caricoidea nitens</i>			x
<i>Cladiocarya europea</i>			x
<i>Cladiocarya trebovensis</i>			x
<i>Dulichium hartzianum</i>			x
<i>Scirpus miocaenicus</i>			x
Arecaceae (Palmae)			
<i>Calamus daemonorops</i>		x	
<i>Sabal major</i>		x	
Lemnaceae			
<i>Lemna tertiaria</i>			x
Sparganiaceae			
<i>Sparganium pusilloides</i>			x
Incertae sedis			
<i>Carpolithus sp.</i>			x
<i>Carpolithus heerii</i>			x
<i>Lemnospermum minimum</i>			x
Dicotyledonae inc. fam.			
cf. <i>Panax longifolium</i>		x	
<i>Dicotylophyllum sp.</i>		x	

3. Das Neogen im Vattenfall-Tagebau „Welzow-Süd“

3.1. Einführung

Das Lausitzer Braunkohlenrevier ist zwischen den Flüssen Elbe und den die deutsche Ostgrenze beschreibenden Läufen von Oder und Neiße gelegen und schließt die südlichen Teile von Brandenburg und das nordöstliche Territorium Sachsens ein. Im Gegensatz zu den paläogenen Ablagerungen im Süden von Leipzig (Weißelster-Gebiet) sind die kohlenführenden Schichten der Lausitz vorwiegend unter- bis mittelmiozänen Alters (Abb. 3).

In der miozänen Schichtenfolge sind vier Miozäne Flözkomplexe (MFK; STANDKE 2006) entwickelt. Die Vorräte des 1. Miozäne Flözkomplexes, früher als Lau-

sitzer Oberflöz bezeichnet, sind nahezu erschöpft. Gegenwärtig ist der 2. Miozäne Flözkomplex, früher Lausitzer Unterflöz, Gegenstand des Abbaues. Die Kohle ist mit einem Rohkohlenwassergehalt von 57-59% als Kohle niederen Ranges (Low rank coal) klassifiziert, ausgezeichnet durch geringe Gehalte an Asche (6-13% wasserfrei) und Schwefel (0,5-1,5% wasserfrei). Der Abbau erfolgt ausschließlich im Tagebau und dient der Versorgung von Großkraftwerken (Boxberg, Schwarze Pumpe, Jänschwalde) und der nach 1990 einzig verbliebenen Brikettfabrik Schwarze Pumpe, die zusätzlich Brennstaub für Kleinkraftwerke herstellt.

Die Exkursion führt in den Tagebau „Welzow Süd“, der im zentralen Niederlausitzer Braunkohlenrevier liegt und zu den fünf aktiven Tagebauen gehört, die durch Vattenfall Europe Mining AG betrieben werden (vgl. Abb. 2, Abb. 25).



Abb. 25: Exkursionsroute am 28.09.2009.

Fig. 25: Excursion route on September 28, 2009.

3.2. Neogene Schichtenfolge und Sedimentologie

Der prätertiäre Untergrund im Tagebau „Welzow-Süd“ wird strukturell durch die Lausitzer Permo-Trias-Platte sowie den Niederlausitzer Antiklinalbereich gebildet. Dazwischen verläuft der NW-SE-streichende Lausitzer Abbruch. Im Tagebaubereich stehen unter känozoischer Bedeckung vorwiegend triassische Sedimente (Muschelkalk) an, in die z. T. grabenbruch-ähnlich Jura- und Kreideschollen eingesenkt sind.

Südwestlich des Lausitzer Abbruchs treten Gesteine der Lausitzer Grauwackeneinheit auf. Während der Lausitzer Abbruch im Lagerstättenbereich nur geringe Auswirkungen auf die ‚Tertiär‘-Ablagerungen nach sich zieht, führen tektonischen Vorgänge an der Wende Neogen/Quartär im Bereich des NW-SE-streichenden Kauscher Grabens zu Absenkungen des 2. MFK um bis zu 30 m.



Abb. 26: 2. Miozäner Flözkomplex und Hangendsedimente im Förderbrückentagebau „Welzow-Süd“ (Foto: G. STANDKE 2009).

Fig. 26: 2nd Miocene Seam Complex and sediments of the roof in the conveying bridge opencast mine “Welzow-Süd” (photo: G. STANDKE 2009).

Die paläogene und neogene Schichtenfolge im Raum Welzow beginnt im Oberoligozän mit 10 – 15 m mächtigen marinen Glimmersanden (Grießen-Schichten) der Cottbus-Formation (STANDKE 2008a; Abb. 3, 27, 28). Sie bestehen aus mehreren sandigen Zyklen, an deren Top häufig Schwermineralanreicherungen als Strandseifen auftreten, die den Verlauf fossiler Küstenlinien markieren. Die Glimmer sind partienweise in den Sanden so stark angereichert, dass sie namensgebend für den gesamten Komplex wurden.

Die darüber folgenden untermiozänen Striesia-Schichten (Spremberg-Formation) leiten eine regressive Entwicklung ein. Sie werden durch meist gröbere marine Sande charakterisiert und sind in diesem Gebiet nur geringmächtig verbreitet. Als Basisbildung des Untermiozäns gilt der so genannte „Grenzschluff“, welcher nicht durchgängig verbreitet ist.

Der mittlere Teil der Spremberg-Formation wird durch die Vetschau-Schichten mit dem 4. Miozänen Flözkomplex (4. MFK) gebildet. Er besteht aus mehreren, nach Norden „wandernden“ Flözbänken, die durch meist marine „Zwischenmittel“ gegliedert werden. An

der Basis der Vetschau-Schichten tritt gebietsweise die Unterbank des 4. MFK alternierend mit terrestrischen Tonen und marin-brackischen Sandhorizonten auf. Die Mittelbänke des 4. MFK bilden einen kompakten Flözkörper mit Mächtigkeiten von 10 bis 15 m. Sie gehören zu dem breiten Vermoorungsgürtel, der am Südrand des zurückweichenden Meeres entstanden ist. Im höheren Teil drangen erste zeitlich versetzte Schüttungen eines Alluvialfächers aus südlicher Richtung in den Flözbildungsraum ein. Die regressive Tendenz der Abfolge (Lübbenau-Schichten) verdeutlicht sich durch mächtige Ablagerungen terrestrischer Tone, in die sich häufig z. T. marine Sandhorizonte und gelegentlich Braunkohlenflöze („Flözgruppe Lübbenau“) einschalten. Diese wechselhaften Sequenzen wurden nach LOTSCH et al. (1969) als „Älterer Lausitzer Schutt-fächer“ bezeichnet.

Nach einer Schichtlücke greifen Ablagerungen der vorwiegend marinen Brieske-Formation auf den Lausitzer Raum über. Der marine Charakter wird durch unterschiedliche, z. T. fazieskritische Spurenfossilien (z. B. SUHR 1989, 1990), sandschalige Foraminiferen

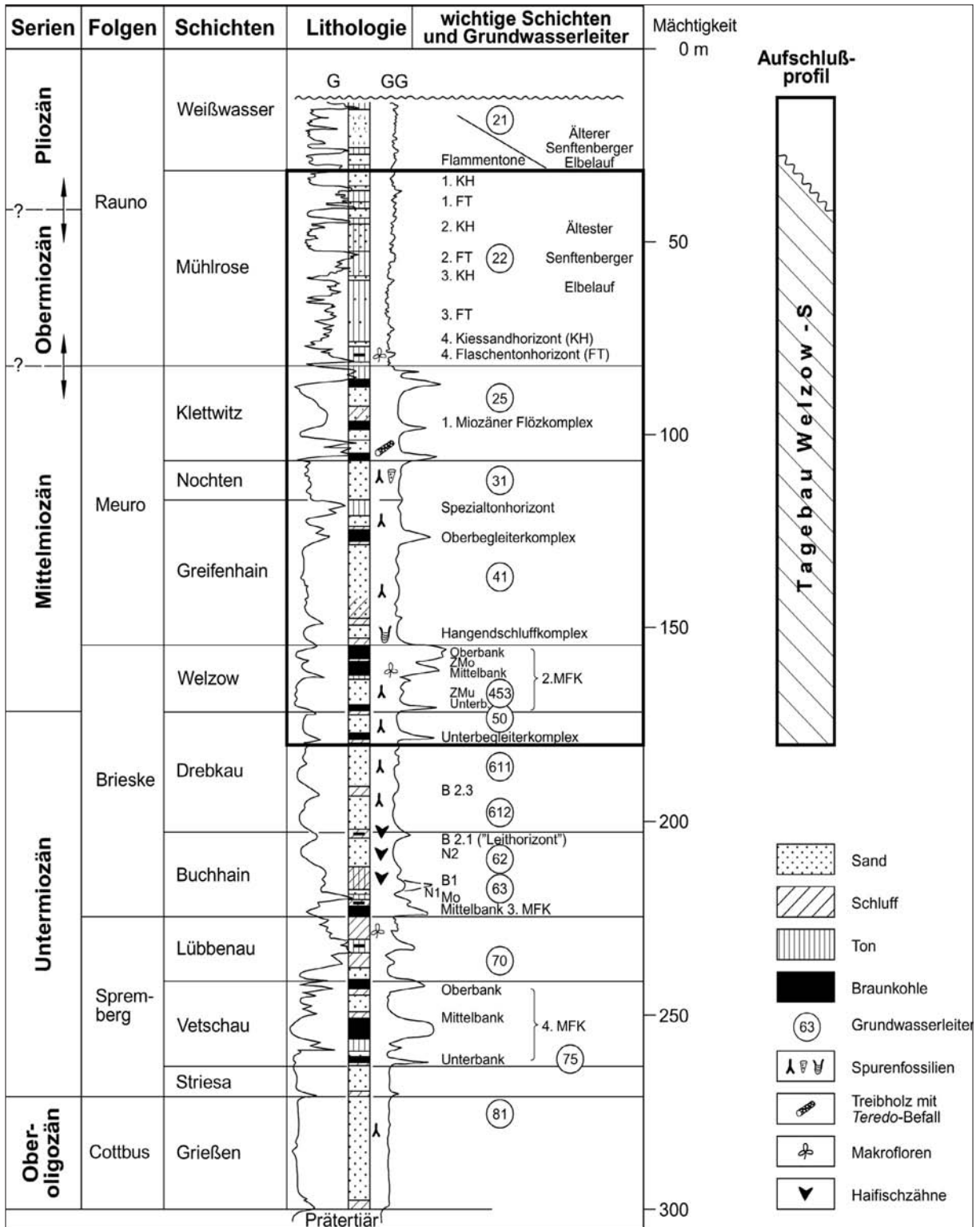


Abb. 27: Lithostratigraphisches und bohrlochgeophysikalisches Normalprofil der Lausitzer Paläogen- und Neogenabfolge (STANDKE 2006, 2008).

Fig. 27: General lithostratigraphic and geophysical section of the Palaeogene and Neogene in the Lausitz (STANDKE 2006, 2008).

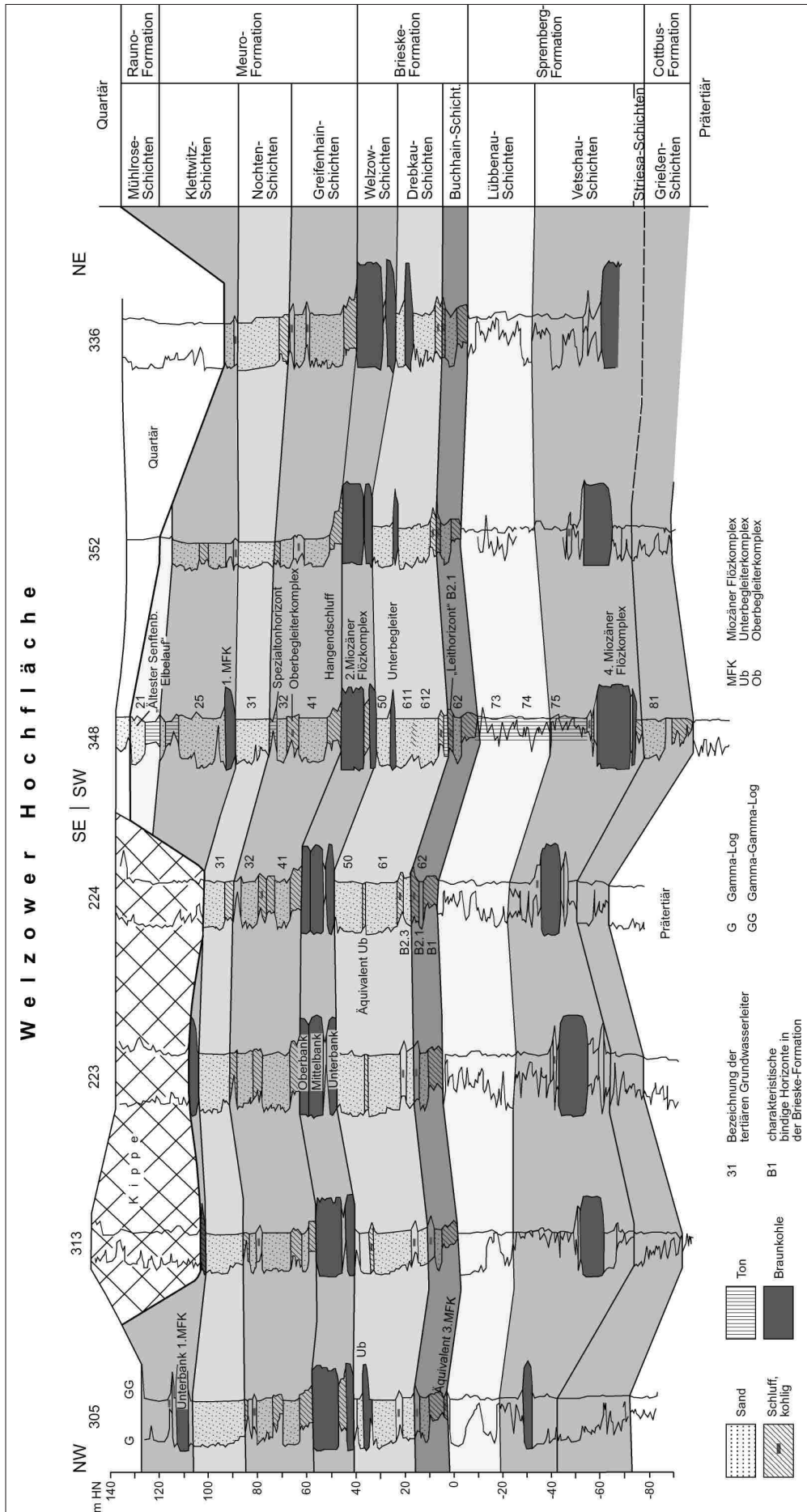


Abb. 28: Lithologisch-bohrlochgeophysikalisches Korrelationsprofil im Raum Welzow.
 Fig. 28: Lithological and geophysical correlation of sections in the Welzow area.

(AHRENS & LOTSCH 1963), Dinozysten (STRAUSS 1991), partielle Glaukonitführung (LOTSCH et al. 1969), Hai-fischzähne und andere Sedimentmerkmale belegt. Mit den basalen Buchhain-Schichten setzt eine transgressive Entwicklung ein, die im Nordwesten zur Entstehung des 3. MFK führte. Mit fortschreitender Transgression „wandern“ die Flöze intervallartig immer weiter nach S bzw. SE in den Lausitzer Raum, wobei die älteren Schichtglieder auskeilen (Abb. 29; STANDKE 2006). Äquivalente des 3. MFK finden sich erst weiter westlich des Tagebaubereiches (Abb. 27, 28). Die Buchhain-Schichten sind im Raum Welzow nur mit den lagunär entstandenen Schluffhorizonten (B1 und B2.1 = Leithorizont) vertreten, die durch marine Sande getrennt sind (GWL 62). Bei Drebkau wurden darin in einem basalen Kieshorizont Haufischzähne (*Lamna*) gefunden.

Die vorwiegend marinen Drebkau-Schichten stellen das Transgressionsmaximum innerhalb der Brieske-Formation dar (GWL 611, 612; Abb. 27). Sie sind durch marine Sande mit dem Spurenfossil *Ophiomorpha* gekennzeichnet. Im Hangenden führen regressiv Tendenzen zur Bildung des Unterbegleiters des 2. MFK. Er ist im Tagebaubereich mit bis zu 3m Mächtigkeit aufgeschlossen (Abb. 26) und wird bei geringer Mächtigkeit des „Zwischenmittels“ in Verbindung mit dem 2. MFK teilweise abgebaut. Mit der nachfolgenden Transgression wurde nahezu der gesamte Moorgürtel des Unterbegleiterkomplexes durch das Meer überflutet. Dabei treten wiederum Sande (GWL 50) mit *Ophiomorpha*, häufiger jedoch Gezeitenablagerungen unterschiedlicher Faziesbereiche (Rinnenfazies, Sandwatt, Mischwatt) mit den Spurenfossilien *Cylindrichnus*, *Skolithos*, *Psilonichnus upsilon* sowie Fluchtspuren von Meeresbewohnern auf, die auf rasche Sedimentationsbedingungen hinweisen (STANDKE 2006). Im Tagebaubereich stehen helle Feinsande mit Spurenfossilien und charakteristische Feinsand-Schluff-Wechselagerungen an, die im Gezeitenbereich abgelagert wurden (Abb. 30).

Mit der Dinozystenassoziation im sog. Liegendenschluff des 2. MFK konnte mittelmiozänes Alter belegt werden und erstmals eine Anbindung an den Nordseeraum erfolgen (STRAUSS 1991). Die zur Brieske-Formation gestellten Welzow-Schichten mit dem 2. MFK wurden damit in das Mittelmiozän datiert (Abb. 27). Heute wird die Mittelmiozängrenze nach Dinozysten etwas höher in das Langhium gelegt (KÖTHE 2003). Der 2. MFK erreicht im Tagebaubereich Mächtigkeiten von 11 – 14 m, wobei ausgeprägte Differenzierungen der moorfaziellen Verhältnisse zur Gliederung in 4 Fazieszyklen und damit zu petrofaziellen und rohstofflichen Unterschieden im Flözaufbau führen, die gewinnungstechnisch umgesetzt werden. Im Tagebau ist das untere Zwischenmittel als charakteristische Gezeitensequenz ausgebildet. Über dem 2. MFK setzen mit scharfer Grenze die marinen Greifenhain-Schichten der Meuro-Formation mit dem sog. Hangenschluff ein. Darüber folgen die marinen Sande des GWL 41, die häufig in Rinnenfazies vorliegen. Ein Meeresrückzug führte zur Verlandung und Vermoorung des Küstenbereiches, wobei das 1 – 2 m mächtige Flöz des Oberbegleiterkomplexes entstand. Teilweise ist in diesem Niveau ein Schluffhorizont ausgebildet. Es folgen marine Sande des GWL 32, die vom sog. Spezialtonhorizont überlagert werden (Abb. 28). Dessen Genese ist nicht eindeutig geklärt, es wird aber eher eine marine Entstehung angenommen. Die Nochten-Schichten sind im Tagebau durch Sande des Unteren Vorstrandes der Küstensandfazies mit *Ophiomorpha*-Dominanz charakterisiert, während im südöstlich gelegenen Tagebau Nochten in diesem Niveau Wattfazies vorherrscht. Die Klettwitz-Schichten (Meuro-Formation) setzen im Tagebau mit der Unterbank des 1. MFK ein, die von marinen Sanden überlagert wird, in denen gelegentlich Treibhölzer mit *Teredo*-Befall (Bohrmuschelgänge) auftreten. In den hangenden Sanden auftretende laminierte Parallelschichtung deutet auf strandnahe Ablagerungsbereiche hin.

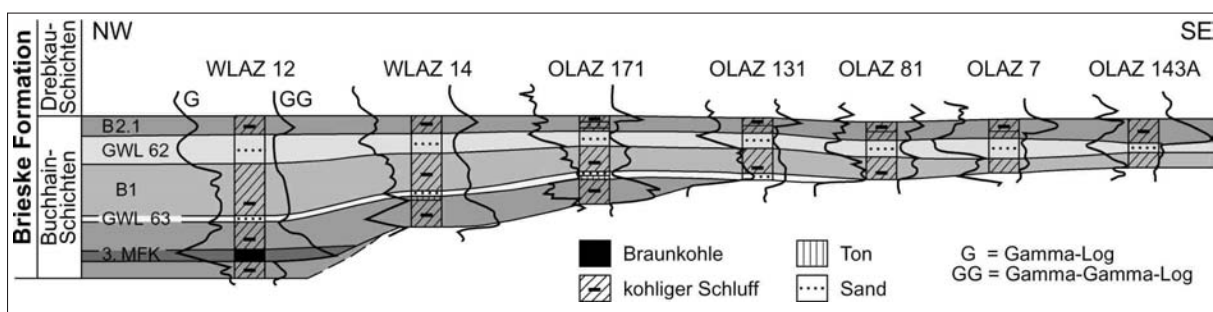


Abb. 29: Lithologisch-bohrlochgeophysikalisches Korrelationsprofil der Buchhain-Schichten von NW nach SE.

Fig. 29: Lithological and geophysical correlation of sections of the Buchhain Member, from NW to SE.



Abb. 30: Bioturbate Feinsande im Liegenden des 2. MFK (GWL50) mit Fluchtspuren von Meeresbewohnern, die auf rasche Sedimentation hinweisen (Foto: G. STANDKE 2009).

Fig. 30: Fine grained sands (GWL50) with bioturbation markers in the underlying bed of the 2nd Miocene Seam Complex, with escape structures of marine organisms, indicating rapid sedimentation process (photo: G. STANDKE 2009).

Die jüngsten Neogenablagerungen im Tagebau sind die in das Obermiozän datierten Mühlrose-Schichten der Rauno-Formation. Sie bestehen aus einem Wechsel von Flaschenton- und Kiessand-Horizonten, die nach WOLF & SCHUBERT (1992) dem Ältesten Senftenberger Elbelauf zugeordnet werden. In den fetten Tonen des 4. Flaschentonhorizontes treten im benachbarten Tagebau Nochten gelegentlich fossile Blätterlagen auf. Dies lässt ähnliche Schlussfolgerungen auf Altwasserarme von Flusssystemen zu wie in den oligozänen Ablagerungen im Leipziger Raum (Thierbacher Schichten) oder in den pliozänen Schottern von Ottendorf-Okrilla. Andererseits sind auch marine Einflüsse durch das Auftreten von Dinozysten belegt (pers. Mitt. STRAUSS, unveröff. Arbeitsmaterial).

Im Quartär wurden die Endmoränenzüge, die vorgelegerten Sanderflächen, die Welzower Tertiärhochfläche, das Lausitzer Urstromtal und letztlich die Weichsel- bis holozzeitlichen Fluss- und Bachniederungen sowie die Dünenfelder südlich und östlich von Welzow („Weiße Berge“) angelegt.

3.3. Paläobotanik in den miozänen Flözen der Niederlausitz

(Dieses Kapitel ist mit wenigen Änderungen aus SCHNEIDER in KUNZMANN 2008 übernommen, dort in englischer Sprache publiziert.)

3.3.1. Einführung

Die miozänen Abfolgen im Profil des Lausitzer Braunkohlenreviers resultieren aus einem Wechsel von kurzzeitigen Transgressionen und längeren evolutionären Phasen, die durch eine stetige Abnahme der Reliefenergie zur Aussüßung und großflächigen Vermoorung und Torfbildung in der Küstenebene führen (SCHNEIDER 1990b, 1992, STANDKE et al. 1993, 2001, siehe Abb. 3). Für die genetische Interpretation derartiger asymmetrischer Zykllotheme werden zunehmend die Prinzipien der Sequenzstratigrafie herangezogen (STANDKE et al. 1993, SUHR 1998, LANGE & SUHR 1999, GÖTHEL & SCHNEIDER 2004, SUHR 2009). Die anstehende Schichtenfolge kann detailliert in Zyklen 3. bis 5. Ordnung gegliedert

werden. Dabei entsprechen die lithostratigraphisch zu Schichten (Subformationen) zusammengefassten Einzelhorizonte den Zyklen 3. Ordnung bzw. den eigentlichen Sequenzzyklen im Sinne der Sequenzstratigraphie. Die am Aufbau dieser Sequenzen beteiligten Einheiten (z. B. Grundwasserleiter, Schluffhorizonte, Flözbanke) bilden Zyklen 4. Ordnung, die die Grundlage für die lithologische Gliederung in den Abbaugebieten liefern. Diese Zyklen bestehen wiederum aus unterschiedlichen Faziesseinheiten, die teilweise in den Gamma-Logs, vor allem aber in Aufschlußprofilen deutlich werden und die die Zyklen 5. Ordnung bilden. Dabei ist zu beachten, dass sich der augenscheinlich beträchtliche terrestrische Anteil (Zeiträume der limnisch-fluviatilen Sedimentation, der Flözbildung und der durch Verwitterungsprodukte zu belegenden Stagnationsintervalle) als subaeric hiatus einer Datierung entzieht.

Eine biostratigraphische Korrelation der miozänen Abfolgen ist vorerst nur in den marinen Schichtgliedern mit Hilfe von Dinoflagellatenzysten möglich (STRAUSS 1991). Die Fossilien sind faziesgebunden und kommen nur in kohligem Schluff vor. In Kohleflözen wurden Ansammlungen von Dinozysten, die auf eine marine Überflutung eines großen Moorgebietes hinweisen könnten, bisher nicht nachgewiesen. Diese Aussage kann bei der gegebenen Untersuchungsdichte durch Pollen- und Kutikularanalysen den Einfluss von Salzwasser auf die Torfbildung klar ausschließen. Mit Dinozysten sind daher nur punktuelle Datierungen möglich.

Die von KRUTZSCH (2000) vorgelegte Zonierung für das mittel- und ostdeutsche Neogen basiert auf klimatischen Indikationen von Sporomorphen-Taphozöosen, die von R. POTONIÉ als Palynokoina bezeichnet wurden. Es ist abzusehen, dass es bei einer zunehmenden Einbeziehung der Sporomorphen in das „Whole plant“-Konzept zu einer Abgleichung zwischen mikro- und makropaläobotanischen Taphozöosen kommt. Für die Verbreitung von *Tsuga*-, oder auch *Carya*- und *Pterocarya*-Pollen wird dabei mit Bezug auf die zuzuordnenden Blatt-, Holz- und karpologische Fossilien zunächst der Standort zu bewerten sein, um danach die paläogeografische Interpretation der Paläo-Areale und Zuordnungen zu Paläo-Klimazonen vornehmen zu können.

Im Bereich der Makrofossilien hat sich die Bedeutung von Whole-Plant-Synthesen bereits klar herausgestellt: blätterführende Taphozöosen, die einer Moorfazies-Abfolge zugeordnet werden können, sind laurophyll und kennzeichnen gleichzeitig eine weitgehend autochthone Phytocönose. Mit gleicher Sicherheit darf bei Einschaltung eines tonigen Zwischenmittels eine Taphozönose aus Blättern und karpologischen Resten überwiegend von sommergrünen Bäumen und Sträuchern erwartet werden. Diese Unterschiede werden vom Verfasser nicht als Anzeichen von kurzphasigen Klimazyklen sondern als standortbedingte Phänomene interpretiert (SCHNEIDER 1973, 2004).

Abb. 31: Miozäne Phytostratigraphie in der Niederlausitz auf der Basis ausgewählter reproduzierbarer Kriterien unter Einschluss kohlenpetrologischer Merkmale. (Zonierung der Kohlenflöze nach ALEXOWSKI & SUHR 1991, STRAUSS 1991, STANDKE et al. 1993, STANDKE 2006). Postlignitische Taphozöosen: **Ro** – Rauno – Ästuar, **No** – erosive Anschnitte im Oberbegleiter können einer mit dem Flözchen „Kostebrau“ verbundenen Oszillation zugeordnet werden, sind aber meist von dem sehr tief eingeschnittenen Raunoer Ästuar erodiert. **Kp/Se** – Geschwemmsellagen im Hangendschluff, Bernstein- und Korallenfunde (Burghammer) und die in ihrer Genese umstrittenen Seeser Sande zeigen marines Übergreifen auf ein die Oberbank des 2. Flözhorizontes als Rest belassendes Relief. **Dm** – Der „Dubrauer Mäander“ erodiert die Mittelbank des 2. Flözhorizontes. Die darin enthaltenen Taphocoenosen sind demnach nicht Liegendfloren, sondern zeitliche Äquivalente der Moorflora des 2. Lausitzer Flözhorizontes. **Hm** – der „Hornoer Mäander“ ist das Pendant zu „Dm“ in der Unterbank. Prälignitische Taphozöosen: **wg** – Blättertton von Wischgrund (U. STRIEGLER 1985, 1990), **rö** – Liegenton des 1. Miozänen Flözhorizontes Kostebrau/Römerkeller (LITKE 1967), **sz** – „Spezialton“ Hohenleipisch (PRIBBERNOW 2001), **ob** – Liegenton des Oberbegleiters, **bh** – Blätterschluff im Liegenden der Mittelbank Bergheide (SCHNEIDER in Vorbereitung), **mo** – Blätterschluff im Liegenden der Unterbank Tagebau Meuro (leg. SCHNEIDER 1967, Slg. Bergakademie Freiberg), **bi** – blätterführendes Tonmittel im 4. Lausitzer Flözhorizont (leg. RASCHER, Slg. LAOP Lautau).

Fig. 31: Miocene phytostratigraphy in Lower Lusatia on the basis of reproductible features including petrographic features of the lignites. (zonation and coal seams after ALEXOWSKI & SUHR 1991, STRAUSS 1991, STANDKE et. al. 1993, STANDKE 2006). Postlignitic taphocoenoses: **Ro** – Rauno-estuary, **No** – erosive cuts in the seam „Oberbegleiter“ possibly document the occurrence of seam „Kostebrau“, which has been softly eroded by Rauno estuary. **Kp/Se** – detritus layers in the silty roof bed; records of amber and corals (Burghammer) and the sands of Sees (genesis unclear) show marine influence on a floodplain that is characterized by the topography of the erosional surface of the upper part of the 2nd Miocene Seam Complex. **Dm** – the „Dubrau“ meander has eroded the medium layer of the 2nd Miocene Seam Complex. Taphocoenoses of the meander sediments are equivalents of the swamp flora of the 2nd Miocene Seam Complex and not equivalent of the flora of its underlying beds. **Hm** – the „Horno“ meander is an equivalent to the „Dm“ in the bottom layer. Prelignitic taphocoenoses: **wg** – leaf litter beds of Wischgrund (U. STRIEGLER 1985, 1990), **rö** – underlying bed of the 1st Miocene Seam Complex Kostebrau/Römerkeller (LITKE 1967), **sz** – „spezial clay“ Hohenleipisch (PRIBBERNOW 2001), **ob** – underlying clay bed of the roof layer, **bh** – leaf litter beds in the underlying bed of the medium layer Bergheide (SCHNEIDER in prep.), **mo** – leaf litter beds in the underlying bed of the bottom layer Tagebau Meuro (leg. SCHNEIDER 1967, coll. Bergakademie Freiberg), **bi** – leaf bearing clay intermediate layer in the 4th Miocene Seam Complex (leg. RASCHER, coll. LAOP Lautau).

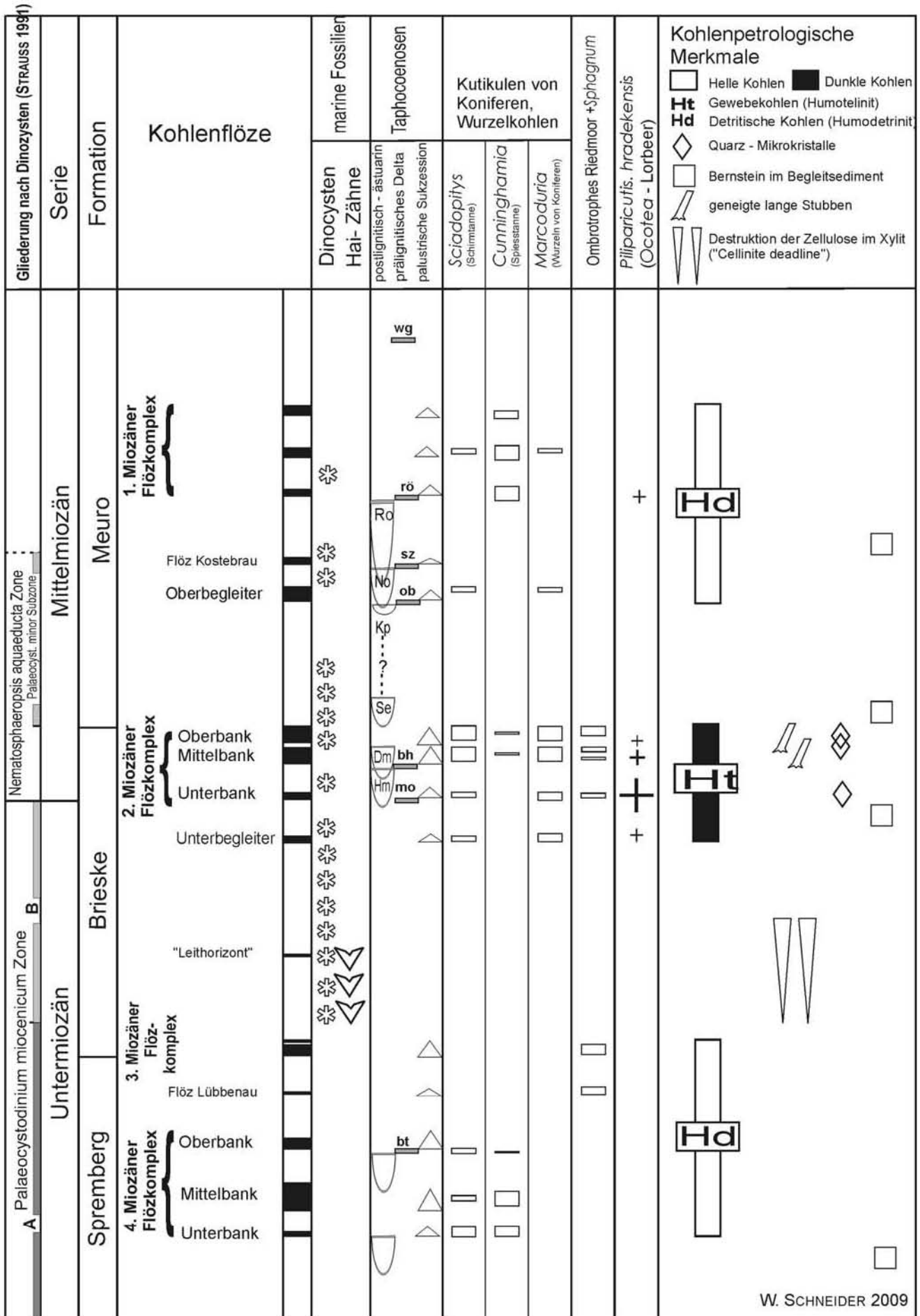


Abb. 31.

Die Abbildung 31 zeigt die stratigrafischen Reichweiten einer kleinen Auswahl von wichtigen Pflanzenfossilien der Humodil–Taphozönosen im Kontext zu anderen Charakteristika.

Marine Fossilien

Die kohleführenden Zykloteme der Brieske-Formation starten, wie oben dargestellt, mit Ablagerungen, deren mariner Charakter durch die Führung von Hai-zähnen, sandschaligen Foraminiferen, Ichnofossilien, Dinozysten und Glaukonit bestätigt wird. Die großmaßstäbliche Darstellung in Abbildung 31 erweckt den Eindruck eines durchgängig marin beeinflussten Profiles, verdeckt aber die meergefern gewachsenen Moorbildungen und auch die Stagnationsintervalle. Herausgefiltert wird aber in jedem Fall die Tatsache, dass die Meeresvorstöße im lithostratigrafischen Bereich zwischen dem 3. und 2. Flözkomplex am intensivsten waren und auch am weitesten in Richtung Süden reichten. Schon AHRENS & LOTSCH (1967) sahen einen Zusammenhang zwischen der Hemmoor-Transgression und der von MAI (1995a) als extrem paläotropisch beschriebene Florenzzone VI. Auch wenn die von MAI (1995a) als Typus benannten „reichen Mastixioideenfloren“ Weigersdorf und Wiesa lithostratigrafisch im Detail noch heute umstritten sind, hat, wenn auch mit einer gewissen Unschärfe, der von AHRENS & LOTSCH (1967) erkannte Zusammenhang Bestand: als einer verdichteten Ereignisfolge im Bereich zwischen den Flözhorizonten 3 und 2, die aber geologisch-paläogeografisch gesteuert ist und kaum durch eine globale Verschiebung von Klimazonen. Eine warme Meeresströmung könnte viele Erscheinungen, auch bezüglich der Flözgenese, erklären.

Die Verteilung der marinen Fossilien im Profil untersetzt nicht zuletzt auch den asymmetrischen, also rhythmischen Charakter des Brieske-Zyklotems: Ihre Frequenz klingt zum Hangenden hin aus. Der bislang letzte Einzelnachweis liegt aus dem Unteren Mittel des 1. Flözkomplexes in Welzow vor.

Bezüglich der regionalen Verbreitung der marinen Dinozysten im Profilbereich 3.-1. Flözkomplex hat STRAUSS (1991) die im Gebiet der östlichen Niederlausitz allgemein erhöhte Frequenz von marinem Mikroplankton gegenüber dem Nordwestraum hervorgehoben. NW-SE gerichtete Meeresvorstöße sind mit der Dinozystenhäufigkeit mithin nicht zu belegen.

Sciadopitys

Auf der Basis des Nachweises von Cuticulae und Sporomorphae kommt *Sciadopitys* als Element der Moorflora zum ersten Mal im 4. Flözkomplex vor (Basis des Miozäns). Im 3. Flözkomplex, der durch ein Maximum an marinen Begleitsedimenten gekennzeichnet ist, lässt sich ein bemerkenswerter Rückgang der *Sciadopitys*-Vorkommen beobachten. Im 2. Flözkom-

plex ist eine maximale Beteiligung von *Sciadopitys* an der Kohlebildung zu verzeichnen. Dies drückt sich durch das Vorkommen von „Nadelkohlen“ und *Sciadopityoxylon wettsteinii* in Gestalt geneigter Stubben innerhalb der Mittel- und Oberbank aus.

Cunninghamia

Gleichzeitig mit *Sciadopitys* erscheinen die Cuticulae von *Cunninghamia* in den miozänen torfbildenden Pflanzengesellschaften (SCHNEIDER 1979). Im Gegensatz zu *Sciadopitys* zeigt *Cunninghamia* ein erhöhtes Vorkommen in den Flözkomplexen 4 und 1, in denen, basierend auf den Cuticulae, *Cunninghamia* die am häufigsten auftretende Konifere ist.

Marcoduria inopinata

Das Vorkommen mächtiger *Marcoduria*-Straten in allen drei Bänken des 2. Flözkomplexes (LITKE 1966, SCHNEIDER 1969b, 1986b, 1990a) ist nach den Darlegungen in SCHNEIDER (1986b) und DOLEZYCH & SCHNEIDER (2007) als Argument für ein Humiditätsmaximum im miozänen Klimaablauf in Mitteleuropa geeignet. Die Flözkomplexe 1, 3, und 4 enthalten signifikant weniger *Marcoduria*-Wurzelkohlen.

Verbreitung der Glumifloren–Riedmoore (G–Fazies mit *Alternicutis gibba* SCHNEIDER und *Graminophyllum weyländii* LITKE)

Das stratigrafisch älteste Vorkommen dieses Faziestyps ist im Flöz „Lübbenau“ und im 3. Flözkomplex (Untermiozän) zu beobachten. Alle drei Bänke des 2. Flözkomplexes weisen Schichten mit *Alternicutis* auf. Dabei zeigt die G–Strate der Oberbank die maximale Mächtigkeit und die größte Verbreitung unter allen G-Straten. Das Vorliegen einer faziellen Einheit zeigt gleichermaßen petrografische (dunkle Farbe, Tränkung mit Humusgel, Feinlamellierung, Fusit) und paläobotanische Merkmale. Blattfragmente von Gräsern und von Kiefern können beobachtet werden. In einigen Vorkommen sind kleinblättrige Dicotyledonen unbekannter botanischer Affinität gefunden worden: *Silicophyllum heerlenense* WEYLAND, KILPPER & BERENDT und *Lusaticutis ovirima* SCHNEIDER. G-Straten aus dem 1. Lausitzer Flözkomplex sind nicht bekannt.

Piliparicutis hradekensis (KVAČEK & BŮŽEK) SCHNEIDER (Lauraceae, botanisch: *Ocotea*)

Der wohldefinierte kutikuläre Merkmalskomplex entwickelte sich im Untermiozän der Vulkangebiete und expandierte in der *Sequoia*-Strate der Unterbank des 2. Flözkomplexes stark in die nördlichen Moorgebiete. In den jüngeren Flözbänken ist ein stetiger Rückgang nachweisbar.

Kohlenpetrografische Merkmale

Der Grad der Gewebedestruktion in Verbindung mit paläofloristischen Merkmalen erlaubt Schlüsse auf die

regionalen Klimabedingungen in den Mooregebieten. Länge und Durchmesser von Stubben stehen im Zusammenhang mit der Standfestigkeit und demzufolge mit der Wassersättigung des Torfsubstrates. In dieser Beziehung sehen DOLEZYCH & SCHNEIDER (2007) einen zusätzlichen Indikator für humide Bedingungen.

3.3.2. Der 1. Miozäne Flözkomplex im Tagebau „Welzow-Süd“

Bei der Exkursion soll ein Profil an der Westböschung im ersten Abraumschnitt (Station 85) gezeigt werden.

Das ursprüngliche Verbreitungsgebiet des 1. Flözkomplexes ist durch ‚tertiäre‘ und glazigene Erosion beträchtlich reduziert. Die gescharte, 10-20 m mächtige Flözfolge wurde im Senftenberger Gebiet im 19. und in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts abgebaut (EBERDT 1894, H.POTONIÉ 1895, GLÖCKNER 1912, TEUMER 1920, 1922). Im Tagebau „Clara I“ bei Welzow (1870-1949) kamen an der Basis des etwa 10 m mächtigen Flözes Riesenstubben vor.

Das Profil der Bohrung 1219/1985 in der Ortslage Welzow (Abb. 32), welche in unmittelbarer Nähe des Exkursionsstopps niedergebracht wurde, traf ein 9 m mächtiges, ungeteiltes Flöz an, bestehend aus detritischer Kohle in alternierenden braunen und gelbbraunen Bändern. Besondere Charakteristika sind Stubbenhorizonte mit relativ geringer Höhe und großem Durchmesser (>2-4 m) sowie dispergierter stückiger Fusit. Gewebereiche Straten kommen nur selten vor. Blätterführende Schichten wurden von den Lokalitäten Sedlitz (JÄHNICHEN 1954) und Klettwitz (LITKE 1967) beschrieben. Im Gegensatz zu den Verhältnissen im 2. Flözkomplex zeigen die Cuticulae dispersae nur eine geringe fazielle Amplitude. Die Koniferen *Cunninghamia* und *Sequoia* dominieren. Das Auftreten von *Sequoia* wird nicht nur durch Cuticulae sondern auch durch das Vorkommen von *Sequoiapollenites* und *Taxodioxydon gypsaceum* gestützt. Eine analoge Interpretation der sicher zu *Cunninghamia* gehörigen Cuticulae kann bisher noch nicht durch palynologische Bestimmungen gestützt werden. Die am häufigsten auftretende Angiospermen-Kutikula *Falculiculis varians* gehört botanisch zu *Magnolia*. THIERGART (1937) erkannte neben den hohen Anteilen an Koniferenpollen (*Sequoiapollenites*, *Pinuspollenites*) das Vorkommen von Nyssaceen, Ericaceen und *Tsuga* als Charakteristikum des 1. Flözkomplexes und gleichzeitig als Unterscheidungsmerkmal vom 2. Flözkomplex. Weitere palynologische Befunde aus dem 1. Flözkomplex finden sich bei RAATZ (1937), HUNGER (1953a), RAUKOPF (1959), KRUTZSCH & MAJEWSKI (1967).

Das in der Grube „Clara I“ abgebaute, noch ungeteilte Flöz spaltet sich weiter nördlich in drei Flözbänke auf

(ALEXOWSKI & SUHR 1991). Im Tagebau „Welzow-Süd“ sind davon die Unter- und die Mittelbank nachgewiesen.

Die Unterbank liegt über einem sandigen Horizont und besteht aus Kohle, die typisch für den 1. Flözkomplex ist (siehe oben!). Im oberen Abschnitt kommen häufig *Marcoduria*-Fragmente vor. Hölzer wurden von M. DOLEZYCH wie folgt determiniert: *Taxodioxydon germanicum* (GREGUSS) VAN DER BURGH (kleiner Stubben), *Pinuxylon* aff. *Pinus* subgen. *Diploxydon* sect. *Diploxydon* KOEHNE (Stamm). Makroskopisch sichtbare Blattfossilien sind nicht gefunden worden. Die Mazerationspräparation erbrachte den Nachweis folgender Cuticulae dispersae: *Cunninghamia miocecnica* ETTINGSHAUSEN (cut.), *Enormiculis amplicavata* SCHNEIDER (botanisch *Sequoia abietina* [BRONGNIART] KNOBLOCH), „*Kadsura*“ *senftenbergensis* JÄHNICHEN (cut., Schisandraceae vel Illiciaceae), *Falculiculis varians* SCHNEIDER (botanisch *Magnolia* L.), *Quercus rhenana* (KRÄUSEL & WEYLAND) KNOBLOCH & KVAČEK (cut.), *Palaquiophyllum tenuetorosum* KRÄUSEL & WEYLAND (botanisch: Sapotaceae vel Apocynaceae), *Phyllites tricuspidatum* BRONN (botanisch *Acer* L.), *Intuticulis pulchra*. SCHNEIDER (Dicot. inc. sedis).

Das Mittel zwischen Unter- und Mittelbank besteht aus sandigen Lagen, die von cm-starken Linsen aus humosem Detritus getrennt werden. Diese enthalten folgende Cuticulae dispersae: *Cunninghamia miocecnica* ETTINGSHAUSEN (cut.), *Enormiculis amplicavata* SCHNEIDER (botanisch *Sequoia abietina* (BRONGNIART) KNOBLOCH), *Enormiculis medicavata* SCHNEIDER (botanisch: *Glyptostrobus europaeus* (BRONGNIART) HEER), *Sciadopitycutis marcodurensis* (WEYLAND & KILPPER) SCHNEIDER (botanisch *Sciadopitys tertiaria* MENZEL), *Graminophyllum weylandii* LITKE (botanisch Poaceae), *Varipiliculis liblarensis* (KRÄUSEL & WEYLAND) SCHNEIDER (botanisch cf. Zingiberaceae), *Typha* sp. (Tegmen), *Kalmiophyllum marcodurensis* KRÄUSEL & WEYLAND (botanisch Ericaceae), *Falculiculis varians* SCHNEIDER (botanisch *Magnolia* L.), *Magniculis glandulosa* SCHNEIDER (botanisch Viscaceae), *Pilipariculis pseudoprinceps* (WEYLAND & KILPPER) SCHNEIDER.

Für die Interpretation von Taphonomie und Fazies sind Wurzelhorizonte von Bedeutung.

3.3.3. Der 2. Miozäne Flözkomplex im Tagebau „Welzow-Süd“

Bei der Exkursion soll ein Profil an der Nord-Süd-Böschung im Kohleschnitt (Abbaufortschritt in westliche Richtung) gezeigt werden.

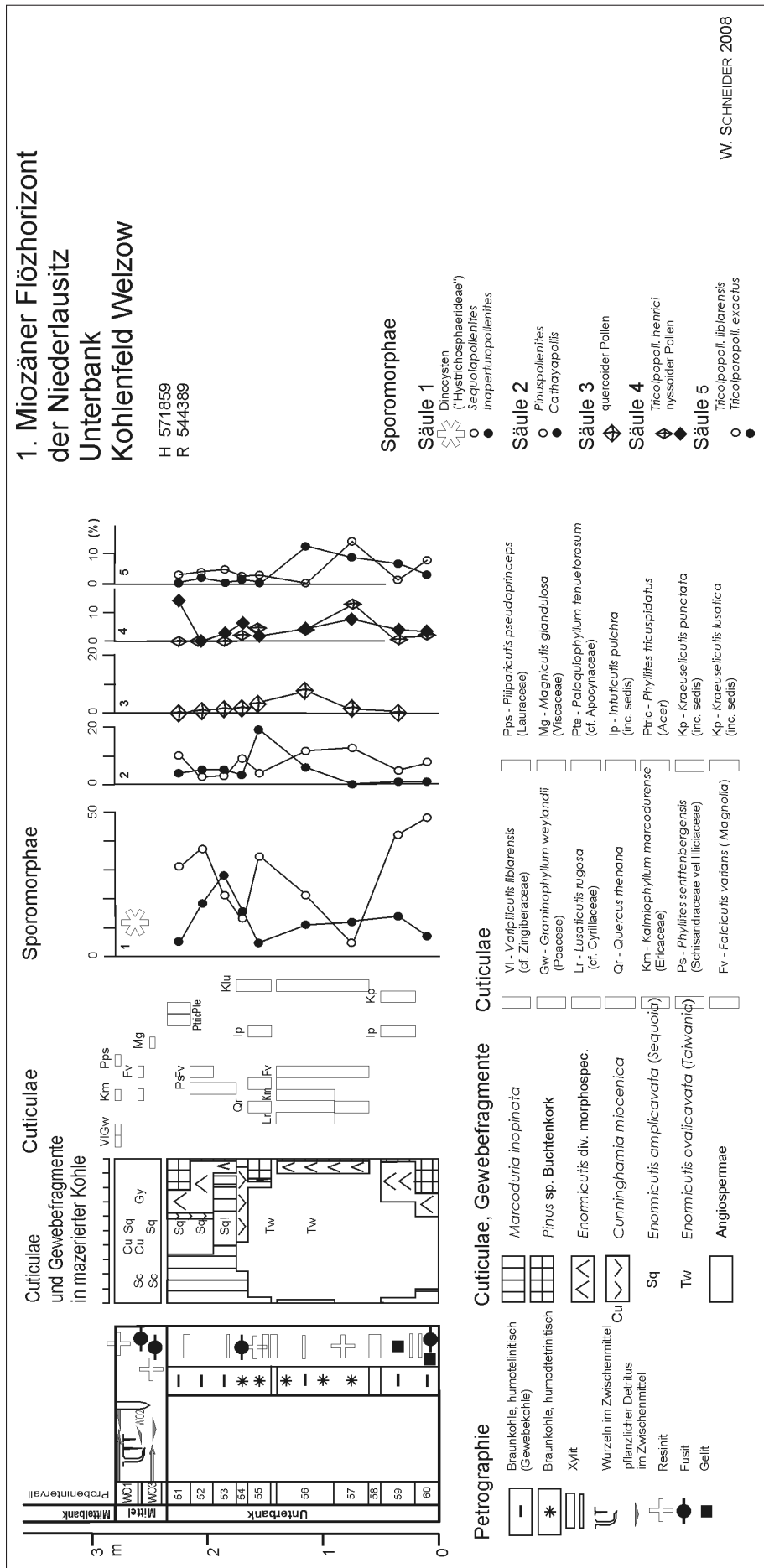


Abb. 32: Bohrprofil im Kohlefeld Weizow mit 1. Miozänem Flözkomplex (Unterbank), Aufnahme in 2008.
Fig. 32: 1st Miocene Seam Complex (bottom layer), coal field Weizow, borehole, documentation in 2008.

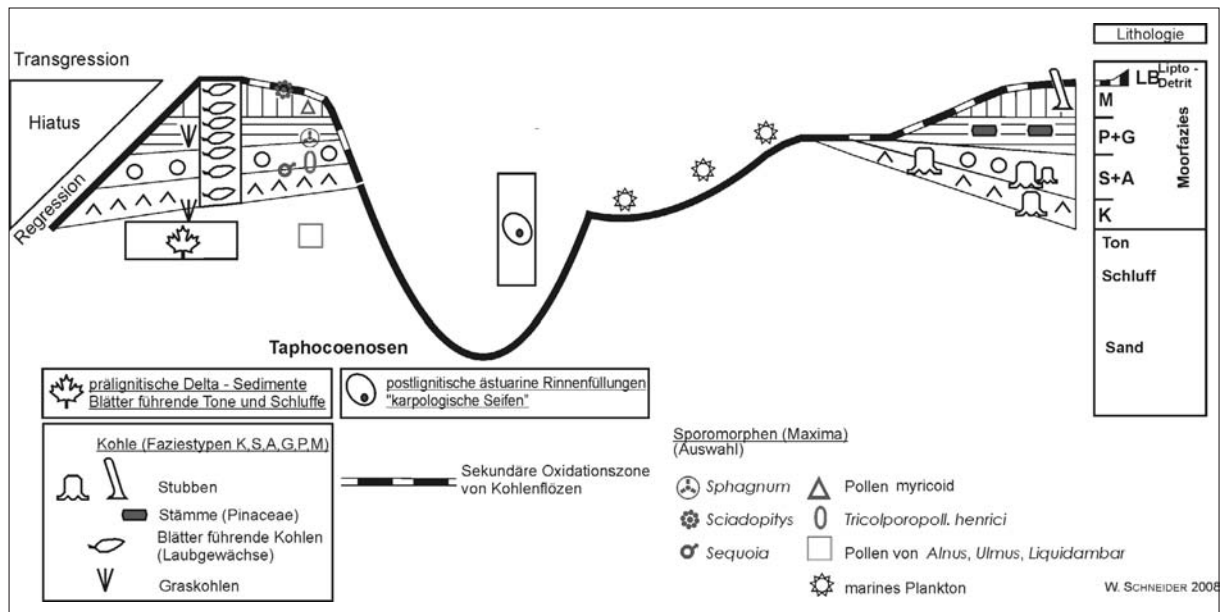


Abb. 33: Schema, die Position der Taphozönosen in Bezug auf die Flözbildung zeigend, LB = helles Kohleband (umgezeichnet nach SCHNEIDER 1969a, 1978, 1992, 1995, BÖNISCH 1989).

Fig. 33: Scheme showing the position of taphocoenoses related to seam formation. LB = light coal band (redrawn from SCHNEIDER 1969a, 1978, 1992, 1995, BÖNISCH 1989).

Einführung: Taphozönosen und Faziestypen in den Lausitzer Flözen

Die Kohlenflöze der Brieske und Meuro-Formation (Unter- bis Mittelmiozän) repräsentieren die obersten Horizonte von fining-upward-Zyklothemen und setzen die regressive Tendenz mit einer Sukzession von moorfaziellen Einheiten fort (SCHNEIDER 1990b, 1992).

Den Zyklen folgen subaerische Phasen (Hiati) von unterschiedlicher Dauer. Das in diesen Zeiträumen entstandene Paläorelief wird durch Resedimentation und Eintrag mineralischer und organischer Partikel aus dem südlich vorgelagerten Abtragungsgebiet nivelliert. Die Flussmündungen tragen in der subaerischen Phase ästuarinen Charakter und entwickeln sich später zu Deltamündungen mit mäandrierenden Armen sowie zugehörigen Altwasserseen (Abb. 33).

I. Postlignitische Rinnenfüllungen enthalten:

Karpofossilien (gemischte Assoziation aus aufgearbeiteten Fossilresten und Eintrag aus dem Hinterland), Pflanzendetritus der Auwaldvegetation (charakterisiert durch fragmentarische Pflanzenfossilien, dispersen Kutikulen, Driftholz, mit *Teredolites* und Sporomorphen). Plankton zeigt Gezeitenzonen an. Bernsteinfragmente kommen in unterschiedlicher Häufigkeit vor. Typische Taphozönosen wurden von MAI (2001b) beschrieben.

II. Prälignische Deltasedimente enthalten:

Parautochthone Taphozönosen mit morphologisch gut erhaltenen Blättern, Karpofossilien, wenig verdriftetes

Holz und Sporomorphen des Auwaldes. Blätterführende Horizonte sind Stillwasserablagerungen (Fazies F nach SCHNEIDER 1978).

In diese Kategorie gehören als Glieder der flözführenden Schichtenfolge des Lausitzer Miozäns die bisher untersuchten Blättertone (MENZEL 1906, LITKE 1967, STRIEGLER 1990, PRIBBERNOW 2001). Als Beispiel ist eine Übersicht der Blattfossilien aus dem Ton von Wischgrund ausgewählt (Abb. 39). Kennzeichnend ist der hohe Anteil an Blättern sommergrüner Arten eines Fagaceen-Waldes und eine Auwald-Gesellschaft (MAI 1989, STRIEGLER 1990).

III. Humodil-Taphozönosen:

Torfbildende Pflanzengesellschaften sind in unterschiedlichen Taphozönosen überliefert, die sich zu einer autogenen Sukzession ordnen. Eine zusammenfassende Darstellung der Blattfossilien (Abb. 37) zeigt unter den Laubgewächsen überwiegend ganzrandige und derbe Blätter, die den Charakter immergrüner Lorbeerwälder vermitteln.

Die Sukzession von torfbildenden Pflanzengesellschaften als universelles chronologisches Ordnungsprinzip war die maßgebliche These in JURASKYS Modell der Flözbildung (JURASKY 1928a). Studien über Cuticulae dispersae und ihre Beziehungen zu petrografischen Merkmalen haben die Faziessukzessionen innerhalb des 2. Miozänen Flözkomplexes bewiesen (SCHNEIDER 1969a). In der Folgezeit konnte die Sukzession durch palynologische (SONTAG &

SCHNEIDER 1982) und mikropetrografische (SCHNEIDER 1995) Ergebnisse untersetzt werden. Laufende Untersuchungen basieren auf der in Tabelle 3 zusammengestellten Liste der bisherigen karpologischen Nachweise.

Glyptostrobus-Sumpfwald (Kohlenfazies K)

Glyptostrobus europaeus (BRONGNIART) HEER dominiert: Wurzeln, Stubben, Stämme, Zweige, Samenzapfen, disperse Kutikulen. Der Torf ist reich an Holzfragmenten (Xylit).

Sequoia-Bauminseln (Kohlenfazies S)

Auf topografischen Erhebungen innerhalb des *Glyptostrobus*-Sumpfwaldes (z.B. Stubben) können *Sequoia abietina* und andere Riesenkoniferen (*Taiwania schaeferi* SCHLOEMER-JÄGER, *Cunninghamia miocenica* ETTINGSHAUSEN) keimen und wachsen. Zwischen den Koniferen gedeihen Sträucher und Laubbäume (*Magnolia*, *Kalmiophyllum*, *Quercus*, *Ocotea*). Kutikulen wurden beschrieben von JÄHNICHEN (1954, 1965, 1969), RETTSCHLAG (1954), LITKE (1966) und SCHNEIDER (1969a, 1977, 1981, 1983, 1986a).

Angiospermen-Buschmoor (Kohlenfazies A)

Die Bauminseln okkupieren zunehmend größere Flächen und verbinden sich miteinander zu großen Moorflächen. In den verbleibenden Seen und in Wurzelgeflechten wird feinkörniger Humodetritus abgelagert, der dichte, „ungeschichtete“ Kohlen bildet.

Zwischengeschaltete Blatthorizonte bergen außerordentlich gut erhaltene Pflanzenfossilien (Blattmorphotaxa wie in S-Fazies).

Pinus-Übergangsmoor (Kohlenfazies P)

Nach einer Reduzierung des Nährstoffangebotes in Verbindung mit steigendem PH-Wert im Moor können nur anspruchslose Bäume wie Pinaceae, Palmen und speziell adaptierte strauchförmige laurophyll Dikotyledonen siedeln. Eine fortlaufende Torfbildung hängt von der Kompaktion des unterlagernden Torfes ab. In diesem Stadium der Moorentwicklung können in den Lausitzer Flözen keine Stubbenhorizonte beobachtet werden. Gut geschichtete Horizonte bestehen aus dichten Lagen von *Pinus*-Nadeln unterschiedlicher Arten (mit 2-, 3-, und 5-nadeligen Kurztrieben).

Glumifloren-Riedmoor (Kohlenfazies G)

Als weiteres Resultat der Torfkompaktion können große flache Seen entstehen, die vorwiegend mit Regenwasser gefüllt werden. Ausgedehnte Riedmoorflächen bilden Verlandungsgürtel. Die Pflanzengesellschaft ist artenarm: drei Poaceae-Arten, einige wenige kleinblättrige Sträucher und Palmen. Der Torf besitzt eine dunkel- bis schwarzbraune Farbe und ist feinge-

schichtet. Dünne Fusitlagen enthalten Gewebe von Gräsern. Weitere Beschreibungen siehe SCHNEIDER (1966, 1969b, 1992), LITKE (1966, 1968).

Sphagnum-Hochmoor (Kohlenfazies O)

Wenn die Beprobungsintervalle dicht genug sind, können in allen Flözkomplexen der Lausitz Straten mit bis zu 30% *Sphagnumsporites* und fusitische *Sphagnum*-Gewebe gefunden werden. Die *Sphagnum*-Straten können auch als Einlagerung in der Glumifloren-Fazies aufgefasst werden. Die Assoziation von *Sphagnum*-Hochmooren und Gräsermooren kann durch die Bildung von Schwingrasenmooren erklärt werden. Ein solches Substrat ist gekennzeichnet durch ein autonomes Environment, welches nur von Niederschlagswasser gespeist wird und keine Voraussetzung für das Gedeihen von höher wachsendem Strauchwerk bietet.

Conferta-Hochmoor (Kohlenfazies MCy)

Die Lausitzer Kohlenflöze enthalten mehrere *Marcoduria*-Straten, welche durch ein Geflecht von Koniferenwurzeln charakterisiert werden (SCHNEIDER 1990b). Die voluminösen Aerenchyme der Wurzeln fungieren posthum als Wasserspeicher im Torf. Diese Tatsache in Verbindung mit hohen Niederschlägen ist die notwendige Voraussetzung für die Entwicklung von Baumhochmooren im mitteleuropäischen Miozän. Die *Marcoduria*-Straten, welche im 2. Flözkomplex beobachtet werden, zeigen eine Superposition: der basale Teil wird durch eine Kohle gebildet, die reich an der Cuticula dispersa *Enormicutis conferta* SCHNEIDER ist, die möglicherweise zu *Cryptomeria* gehört.

Sciadopitys-Hochmoor (Kohlenfazies MSc)

Das finale Stadium der Sukzession wird durch die fossilen Organe von *Sciadopitys tertiaria* MENZEL charakterisiert: *Sciadopityspollenites*, *Sciadopitycutis*, Blätter und Wurzelfragmente. Makroskopisch können zwei Varianten unterschieden werden:

Taphozönosen mit Blättern (*Sciadopitys tertiaria*, *Cathaya roselti*, *Myrica crenata*, *Cyrilla thomsoni*, *Kalmiophyllum marcodurensense* (papillöse Variante), „*Illipophyllum*“ *thomsonii*).

Wurzelkohle (eigentliche *Marcoduria*-Kohle). Stubben innerhalb der *Marcoduria*-Straten sind geneigt; sie messen etwa 2 m in der Höhe und 0,3 m im Durchmesser.

Das Hangende der *Marcoduria*-Straten bzw. der kompletten Sukzession zeigt eine subaerische Phase an (Hiatus). Dieses Intervall wird in den meisten Fällen durch ein helles Band markiert, welches aus den Kohlenmazeralen Liptodetrinit, Sporonit und Fusinit besteht. Falls das helle Band fehlt, beginnt die nächstjüngere Sukzession (Abb. 34), in der Regel mit K-Fazies.

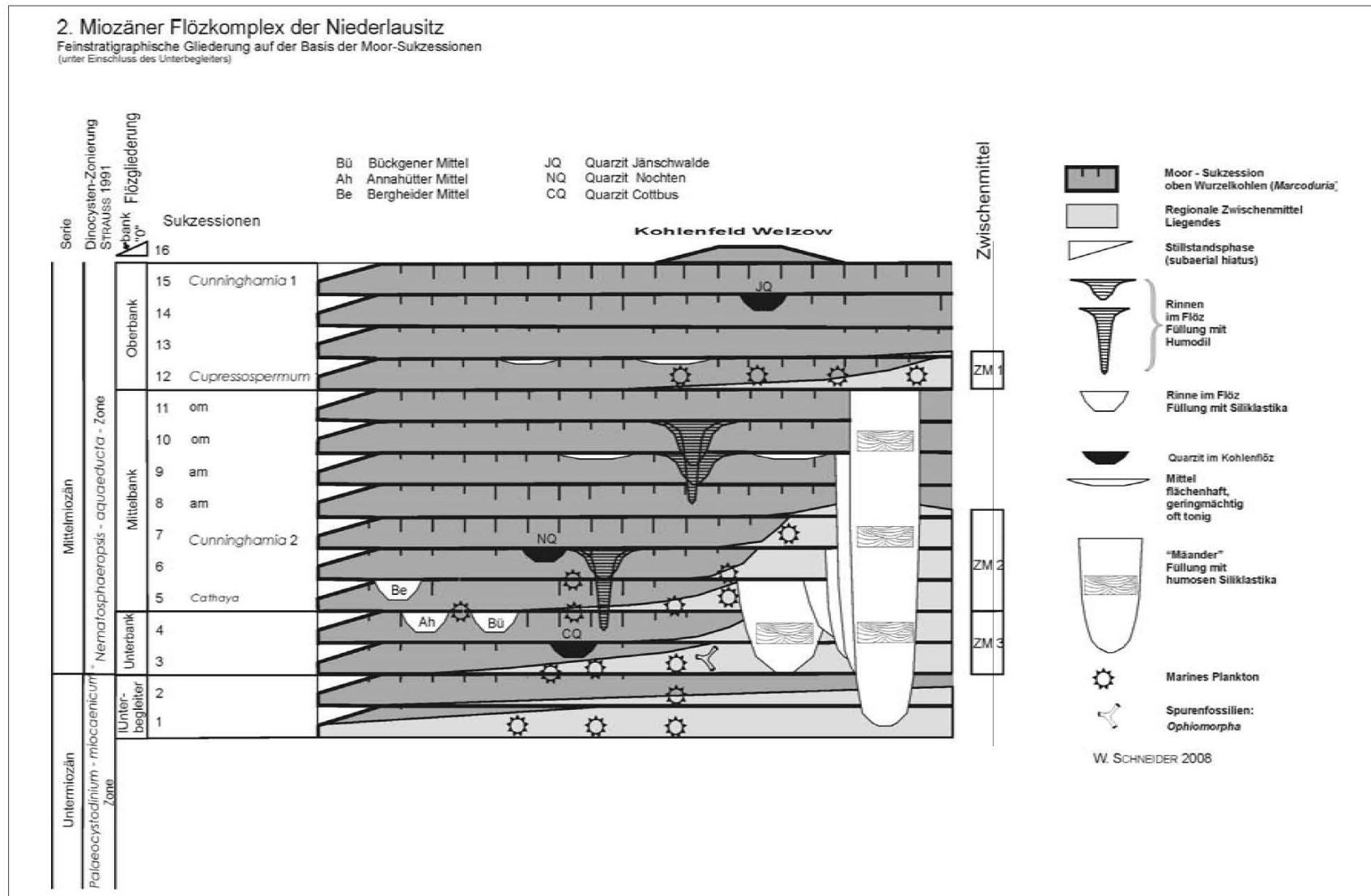


Abb. 34: 2. Miozäner Flözkomplex: detaillierte stratigraphische Gliederung auf der Basis der Faziesabfolgen (umgezeichnet nach SCHNEIDER 1969a, 1978, 1986a, b, 1992, 1995, BÖNISCH 1983).

Fig. 34: 2nd Miocene Seam Complex of Lower Lusatia: detailed stratigraphical division on the basis of facial successions (redrawn from SCHNEIDER 1969a, 1978, 1986a, b, 1992, 1995, BÖNISCH 1983).

Die konkrete Situation im Tagebau „Welzow-Süd“:

Das Böschungprofil (Abb. 35, 36) zeigt die Mittel- und die Oberbank des 2. Flözkomplexes. Die Grenze zwischen beiden Schichten wird durch ein helles Kohlenband markiert, welches das Niveau des Oberen Zwischenmittels darstellt („ZM1“).

Das Liegende der Mittelbank wird durch das Untere Zwischenmittel („ZM2“) gebildet, das aus Sanden mit Gezeitenschichtung besteht. Hangendbegrenzung ist das feinsandige „ZM1“. Die Kohlebildung erfasste sukzessiv die Oberfläche des Unteren Zwischenmittels korrespondierend zu dessen Mächtigkeit. Deshalb ist die basale Sukzession mit *Cunninghamia* nur am südöstlichen Hang des kissenförmig ausgebildeten Unteren Zwischenmittels entwickelt.

Im Aufschluss beginnt die Mittelbank mit xylitischen Kohlen der *Glyptostrobus-Sequoia*-Fazies (K+S). Diese kurze Abfolge endet mit einem hellen Band, gekennzeichnet durch Fusit-Fragmente und idiomorphe Quarzkristalle.

Nachfolgend ist gemäß dem Sukzessionsmodell die Angiospermen-Fazies (detritisch, ungeschichtet, mit Blattfragmenten gelegentlich Palmenstämme, siehe Abb. 36, Bohrung 1466 und Tagebauprofil T 682!) bis zur *Pinus*-Fazies (P) entwickelt.

Der obere Horizont der Mittelbank repräsentiert ein (oder zwei) kondensierte Sukzessionsfolgen und ist durch seine schwarzbraune Färbung ausgezeichnet. An der Basis ist regional eine cm-dünne Tonlage ausgebildet. Die Kohle ist durch Poaceen-Kutikulen charakterisiert und repräsentiert deshalb die Riedmoorfazies (G). Weiterhin ist ein Gehalt an *Sphagnumsporites* und fusitischem *Sphagnum*-Gewebe feststellbar (Fazies O).

Die Oberbank des 2. Flözhorizontes repräsentiert eine komplette Faziesabfolge mit gut unterscheidbaren Straten zu den verschiedenen Faziestypen. Die basale *Glyptostrobus*-Strate wird sowohl aus xylitischen Kohlen mit Stubben (oft in charakteristischer Superposition) als auch aus Taphozönosen mit dicht gepackten Zweigen von *Glyptostrobus europaeus* gebildet. Assoziiert kommen laurophyll Blätter (*Phyllites celnoensis*, *Daphnogene polymorpha*) und Anreicherungen von *Caricoidea iugata* zusammen mit *Glumophyllum spinosum* vor.

Die Verteilung der fossilen Hölzer zeigt das typische Muster der *Glyptostrobus*-Fazies, die sich zu einer *Sequoia*-Fazies entwickelt (siehe Kapitel 3.4, Abb. 35, 36).

Die nachfolgende Strate zeigt eine für die Angiospermen-Fazies (A) typische detritische Struktur. Kutikulenpräparate enthalten alle Elemente der A-Fazies (geordnet nach der Häufigkeit in über 600 untersuch-

ten Proben aus dieser Strate): *Falcicutis varians* (*Magnolia*), *Kalmiophyllum marcodurensis* (Ericaceae), *Quercus rhenana*, NFu 25 (Dicot. Inc. sedis), *Lusaticutis rugosa* (cf. Cyrillaceae), *Versipalmicutis undulata* (sabaloide Palmen), *Varipilicutis liblarensis* (cf. Zingiberaceae); zusätzlich Koniferen: *Enormicutis ovalicavata* (*Taiwania*), *Pinicutis* div. morphospec. (*Pinus*). Fossile Hölzer siehe Kapitel 3.4.

Aus der A-Strate entwickelt sich zum Hangenden ein dunkelbraunes Band geschichteter holzfreier Kohle. Diese über große Flächen zu verfolgende fazielle Einheit (G-Fazies) wird durch das häufige Vorkommen von Grasblättern charakterisiert: *Alternicutis gibba*, *Graminophyllum weylandii* (beide Poaceae). Zusätzlich werden die Morphospecies NFu 4, NFu 7 (Monocot. inc. sedis) und NFu 35 (cf. *Brasenia*) regelmäßig nachgewiesen. In der gleichen Schicht kommen weiterhin Blattreste einiger strauchförmiger Dicotyledonen vor: *Silicophyllum heerlenense*, *Lusaticutis ovirima* (beide Dicot. Inc. sedis). Wie in der G-Strate der Mittelbank erreicht *Sphagnumsporites* teilweise prozentuale Anteile von >10%.

Die G-Strate ist in eine häufig aus gut geschichteten Nadelkohlen gebildete *Pinus*-Strate eingelagert und oft eng mit dieser verzahnt.

Die Sukzession der Oberbank endet mit einer etwa 2 m mächtigen *Marcoduria*-Kohle, die vorwiegend aus Wurzelkohle besteht. Während im unteren Teil die vermutlich zu *Cryptomeria* gehörige *Cuticula dispersa Enormicutis conferta* anzutreffen ist, kommen im oberen Abschnitt Blattorgane von *Sciadopitys tertiaria* in teppichartigen Taphozönosen vor. Neben *Sciadopitys* sind Nadeln von *Cathaya roseltii* und Angiospermen-Kutikulen mit *Pelticutis parvirima* (*Myrica crenata*), *Phyllites thomsonii* (Cyrillaceae) und *Pilimparicutis* („*Illipophyllum*“) *thomsonii* (Dicot. inc. sedis) vorhanden.

Taphonomie der Stubben im Kohlenflöz: Im Tagebau „Welzow-Süd“ können über eine Distanz von drei Kilometern Stubben und Stämme in der Kohle beobachtet werden. Einige Merkmale sollen die gegenwärtige Diskussion zur Taphonomie und Kohlengenesen dokumentieren:

Größe der Stubben und xylotomische Merkmale der Morphotaxa,

Prozess der Platznahme der Stubbenbasis vom ehemaligen Wuchsort zur gegenwärtigen Position (Abb. 38), Stubben in Superposition,

Beziehungen zwischen Stubbengröße und Wassersättigung bzw. Standfestigkeit des Torf-Substrates,

Verhalten der Stubben während der Torfkomaktion, Erklärung der geneigten Stubben.

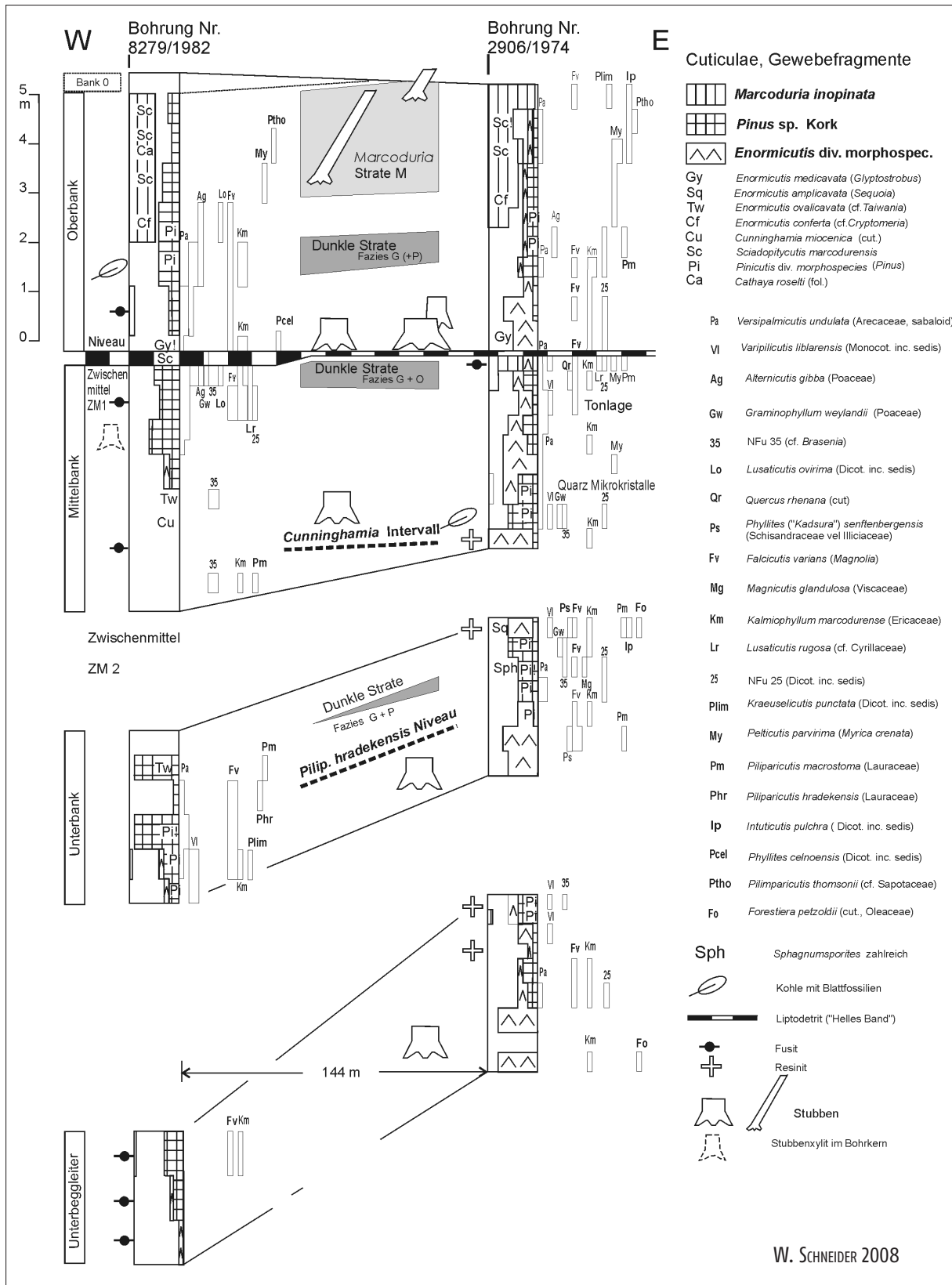


Abb. 35: 2. Miozäner Flözkomplex: Faziesentwicklung basierend auf kutikularanalytischen Ergebnissen, Tagebau „Welzow-Süd“, Position Juli 2008. Zwei Bohrungen rechts und links der Tagebauböschungen, erste Bohrung mit Faziesdetermination aus dem Kohlefeld Welzow (siehe SCHNEIDER 1978).

Fig. 35: 2nd Miocene Seam Complex of Lower Lusatia: facies evolution based oncuticular analysis, opencast mine “Welzow-Süd”, position 2008 July. Two boreholes left and right of the mining cut, first borehole with facies determination from the coal field Welzow (see SCHNEIDER 1978).

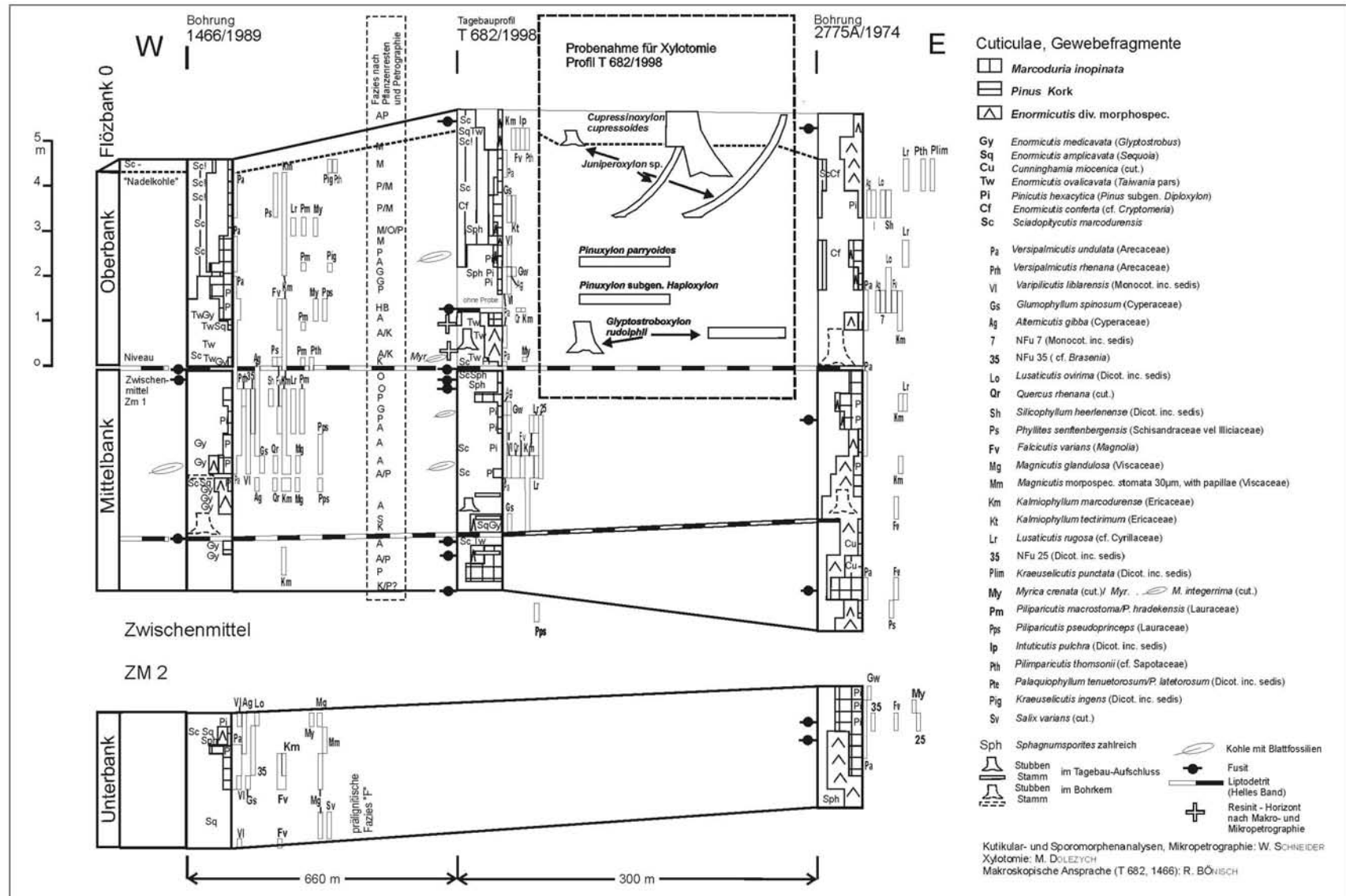


Abb. 36: 2. Miozäner Flözkomplex: Faziesentwicklung basierend auf kutikularanalytischen Ergebnissen, zwei Bohrungen und deren Korrelation mit dem Tagebauprofil sowie Probenahmepunkte für xylotomische Untersuchungen (siehe DOLEZYCH & SCHNEIDER 2006 und Katitel 3.4.).

Fig. 36: 2nd Miocene Seam Complex of Lower Lusatia: facial evolution based on cuticular analysis, two boreholes correlated with a section in the mine with sampling for xylotomy (see DOLEZYCH & SCHNEIDER 2006 and chapter 3.4.).

Tabelle 3:

Karpologische Taxa aus dem 2. Miozänen Flözkomplex (nur Humodil-Taphozöosen) nach KIRCHHEIMER (1935, 1936), KRÄUSEL (1940), NÖTZOLD (1961), MAI (1999a, b, 2000a, b).

Table 3:

Carpological taxa from the 2nd Miocene Seam Complex (only from humodile taphocoenoses) after KIRCHHEIMER (1935, 1936), KRÄUSEL (1940), NÖTZOLD (1961), MAI (1999a, b, 2000a, b).

Pinaceae

Pinus spinosa HERBST

Pinus ungeri STUR

Pinus pseudostrobus BRONGNIART

Pinus hampeana (UNGER) HEER

Cupressaceae s. l./Taxodiaceae

Glyptostrobus europaeus (BRONGNIART) HEER

Quasisequoia couttsiae (HEER) KUNZMANN

Geinitziaceae

Cupressospermum saxonicum MAI

Zingiberaceae

Spirematospermum wetzleri (HEER) CHANDLER

Alpinia bivascularis MAI

Arecaceae (Palmae)

Trachycarpus microcarpa MAI

Cyperaceae

Caricoidea jugata (NIKITIN) MAI

Cladyocarya trebovensis (BŮŽEK) MAI

Cladium bicornis (SAPORTA) FRIIS

Araceae

Epipremnites reniculus (LUDWIG) MAI

Magnoliaceae

Magnolia boveyana CHANDLER

Magnolia bursifera (MENZEL) MAI

Magnolia ultima KIRCHHEIMER

Magnolia lusatica KIRCHHEIMER

Magnoliaespermum geinitzii (ENGELHARDT) KIRCHHEIMER

Manglietia germanica MAI

Lauraceae

Ocotea rhenana MENZEL

Cabombaceae

Brasenia victoria (CASPARY) WEBERBAUER

Nymphaeaceae

Nymphaea szaferei KNOBLOCH

Fagaceae

Castanopsis salinarum (UNGER) KIRCHHEIMER

Quercus spec. (?sect. *Phellos* LOUD.)

Myricaceae

Myrica suppanii KIRCHHEIMER

Myrica ceriferiformoides BŮŽEK & HOLÝ

Rhamnaceae

Paliurus favonii UNGER

Zizyphus striatus (LUDWIG) MAI

Euphorbiaceae

Sapium germanicum KIRCHHEIMER

Araliaceae

Pentapanax tertiarium MAI

Theaceae

Eurya stigmata (LUDWIG) MAI

Stewartia lusatica MAI

Droseraceae

Aldrovanda praevesiculosa KIRCHHEIMER

Stachyuraceae

Stachyurus merkaensis MAI

Symplocaceae

Symplocos lignitarum (QUENSTEDT) KIRCHHEIMER

Symplocos arecaeformis (SCHLOTHEIM) KIRCHHEIMER

Sphenotheca incurva KIRCHHEIMER

Mastixiaceae

Tectocarya elliptica (UNGER) HOLÝ

Nyssaceae

Nyssa disseminata (LUDWIG) KIRCHHEIMER

Ericaceae

Comarostaphylis globula (MENZEL) MAI

Leucothoe lusatica MAI

Empfohlene, weiterführende Literatur:

Weiterführende Informationen zur Paläobotanik und Palynologie des Niederlausitzer 'Tertiärs' sind den folgenden Publikationen zu entnehmen: BÖNISCH 1984, 1989, BÖNISCH & GRUNERT 1985, DOLEZYCH & VAN DER BURGH 2004, ENGELHARDT 1870, 1894, FELIX 1883, 1884, FISCHER & STRIEGLER 1991/92, FRANTZ 1959, GELLHORN 1893, GLOCKER 1857, GOTHAN 1905, 1933, 1936a, b, GOTHAN & BENADE 1930, GÖTHEL 2004, GÖTHEL & SCHNEIDER 2004, GREGUSS 1967, HOFMANN 1929, HUARD 1966, HUNGER 1953a, 1954, JÄHNICHEN 1966, JÄHNICHEN & WALTHER 1974, KIRCHHEIMER 1932, 1936, 1937, 1957, KOSTYNIUK 1967, KRÄUSEL 1919, 1920b, 1949, KRUTZSCH 1957, 1962-1971, LAŃCUCKA-ŚRODONIOWA et al. 1992, v. LINSTOW 1925, MÄDEL 1959, MAGALOWSKI 1960, MAI 1967, 1987, 1989, 1995a, 1999a, b, 2000a, b, 2001a, MEDUS & STRIEGLER 2002, MENZEL 1906, 1933, POOLE et al. 2006, PREUSS 1960, PRIBBERNOW 2001, PRILL 1913, ROSELT & FEUSTEL 1960, ROSELT &

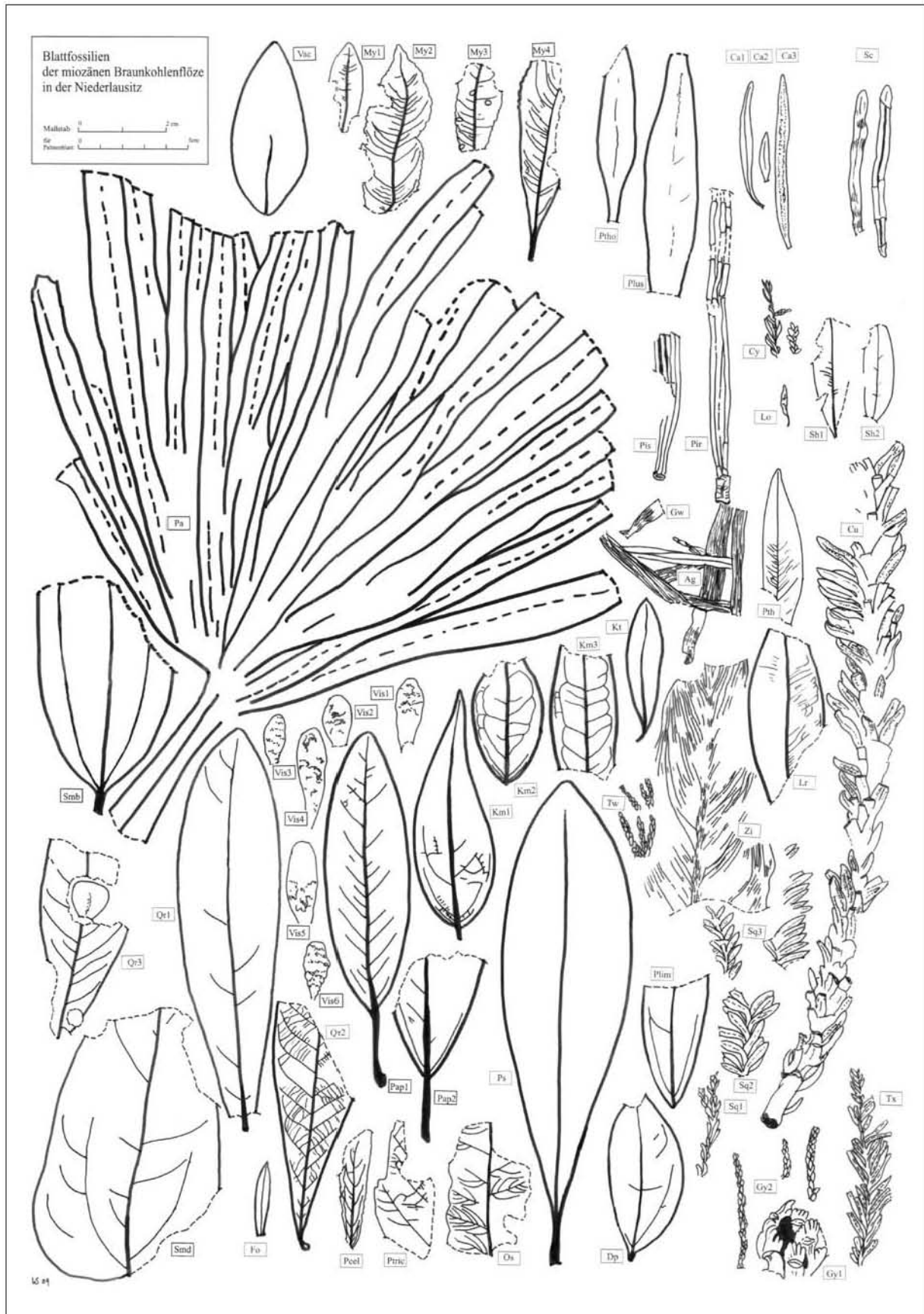


Abb. 37.

SCHNEIDER 1969, SCHNEIDER 1965, 1980, 1991, 1997, 2000, 2001, 2002, 2005, G. SCHÖNFELD 1925, E. SCHÖNFELD 1953, SCHÖNFELD & SCHÖNFELD 1930, SCHWAB & FRANTZ 1962, SONTAG 1966, STRIEGLER 1985, TEUMER 1934, VAN DER BURGH 1964, 1973, VAN DER BURGH & MEIJER 1996, VASSIO et al. 2009, ZALEWSKA 1961.

3.4. Xylotomische Untersuchungen an Lausitzer Braunkohlen

(Dieses Kapitel ist mit wenigen Änderungen aus DOLEZYCH in KUNZMANN 2008 übernommen, dort in englischer Sprache publiziert.)

Einführung

Lausitzer Braunkohlen mit hohen Gehalten an inkohltem Totholz wurden seit der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts erforscht. Wegen seiner mechanischen Eigenschaften und der oftmals beträchtlichen Größen hatten Bergbauingenieure großes Interesse an der Erklärung der Natur der Hölzer, aber holzanatomische Untersuchungen waren größtenteils erfolglos wegen

der häufig schlechten strukturellen Erhaltung. Nur einige wenige Morphospezies konnten im 2. Miozänen Flözkomplex bestimmt werden. GOTHAN (1906b) identifizierte *Taxodioxyton taxodii* GOTHAN und *Taxodioxyton sequoianum* GOTHAN; SÜSS (1984) ergänzte *Sequoioxylon gypsaceum* GREGUSS. In der Konsequenz betrachtete man die torfbildende Vegetation als einen artenarmen *Taxodium*-Sumpfwald (EBERDT 1894, H. POTONIÉ 1895), gefolgt von einem nährstoffarmen und artenarmen Hochmoorwald, welcher von *Taxodium* und *Sequoia* dominiert wurde (GOTHAN 1906b, KRÄUSEL 1920a).

Man kann sich deshalb vorstellen, dass die anatomische Analyse von vorwiegend autochthonen, strukturbietenden inkohlten Tothölzern den unmittelbaren Beweis für die Existenz einer artenreicheren miozänen torfbildenden Vegetation erbringen kann.

Autochthone fossile Holzfragmente wurden von den makropetrografisch charakterisierten Kohlefaziestypen gesammelt. Die Identifikation der Fazies und die Probenahme selbst wurden mit freundlicher Unterstützung von R. BÖNISCH durchgeführt. Insgesamt 861 Proben decken die unterschiedlichen Kohleho-

Abb. 37: Blattfossilien der miozänen Braunkohlenflöze in der Niederlausitz, von unten nach oben etwa entsprechend der Sukzession der torfbildenden Assoziationen (Moorfaziestypen) geordnet:

Cupressaceae s.l.: **Sq** – *Sequoia abietina* (BRONGNIART) KNOBLOCH (Cut.: *Enormicutis amplicavata* SCHNEIDER) – Fazies S; **Tx** – *Taxodium dubium* (STERNBERG) HEER (Cut.: *Enormicutis amplicavata* SCHNEIDER) – Fazies F-K; **Gy** – *Glyptostrobus europaeus* (BRONGNIART) HEER (Cut.: *Enormicutis medicavata* SCHNEIDER) – Fazies K; **Tw** – *Taiwania schaeferi* SCHLOEMER-JÄGER (Cut.: *Enormicutis ovalicavata* SCHNEIDER) – Fazies A; **Cy** – cf. *Cryptomeria* sp. (Cut.: *Enormicutis conferta* SCHNEIDER) – Fazies M; **Cu** – *Cunninghamia miocenica* ETTINGSHAUSEN – Fazies A; **Sciadopityaceae:** **Sc** – *Sciadopitys tertiaria* MENZEL (Cut.: *Sciadopitycutis marcodurensis* [WEYLAND & KILPPER] SCHNEIDER) – Fazies M; **Pinaceae:** **Ps** – *Pinus palaeostrobus* ETTINGSHAUSEN (Cut.: *Pinicutis bergheideana* SCHNEIDER) – Fazies P; **Pir** – *Pinus rigios* UNGER (Cut.: *Pinicutis hexactica* SCHNEIDER) – Fazies P; **Ca** – *Cathaya roselii* SCHNEIDER – Fazies M; **Zingiberaceae:** **Zi** – *Zingiberites* morphospecies (Cut.: *Variopilicutis liblarensis* [KRÄUSEL & WEYLAND] SCHNEIDER) – Fazies P; **Smilacaceae:** **Smd** – *Smilacophyllum* morphospecies (Cut.: *Virgisolicutis delicata* SCHNEIDER) – Fazies P; **Smb** – *Smilacophyllum* morphospecies (Cut.: *Virgisolicutis boletiformis* SCHNEIDER) – Fazies A; **Poaceae:** **Gw** – *Graminophyllum weylandii* LITKE – Fazies G; **Ag** – *Graminophyllum* morphospecies (Cut.: *Alternicutis gibba* SCHNEIDER) – Fazies G; **Arecaceae:** **Pa** – *Palmophyllum* morphospecies (Cut.: *Versipalmicutis undulata* SCHNEIDER) – Fazies P; **Magnoliaceae:** **Pap** – *Papilionaceophyllum liblarensis* KRÄUSEL & WEYLAND (Cut.: *Falcicutis varians* SCHNEIDER) – Fazies A; **Lauraceae:** **Dp** – *Daphnogene polymorpha* (AL. BRAUN) ETTINGSHAUSEN – Fazies F-K; **Schisandraceae vel Illiciaceae:** **Ps** – *Phyllites senftenbergensis* (JÄHNICHEN) SCHNEIDER – Fazies A; **Fagaceae:** **Qr** – *Quercus rhenana* (KRÄUSEL & WEYLAND) KNOBLOCH & KVA EK – (Qr3 mit Samen: oben *Quercus* sect. *Phellos* sensu MAI 1999), unten *Myrica* sp.) – Fazies A; **Myricaceae:** **My** – *Myrica crenata* JÄHNICHEN (Cut.: *Pelticutis parvima* SCHNEIDER) – (My 3 mit Samen: *Brasenia victoria* (CASPARY) WEBERBAUER) – Fazies M; **Ericaceae:** **Km** – *Kalmiophyllum marcodurensis* KRÄUSEL & WEYLAND (Cut.: *Weylandicutis marcodurensis* (KRÄUSEL & WEYLAND) SCHNEIDER) – Fazies A; **Kt** – *Kalmiophyllum tectirimum* SCHNEIDER (Cut.: *Goeperticutis tectirima* SCHNEIDER) – Fazies P; **Vac** – *Vaccinioides lusatica* (LITKE) KVA EK & WALTHER (Cut.: *Saxonicutis ancoriterminata* ROSELT & SCHNEIDER) – Fazies P; **Cyrtaceae:** **Pth** – *Phyllites thomsonii* (KRÄUSEL & WEYLAND) SCHNEIDER – Fazies P; **Lr** – *Phyllites* morphospecies (Cut.: *Lusaticutis rugosa* SCHNEIDER) – Fazies A; **Aceraceae:** **Ptric** – *Phyllites tricuspdatum* (BRONN) SCHNEIDER – Fazies F; **Oleaceae:** **Fo** – *Forestiera petzoldii* JÄHNICHEN & WALTHER – Fazies F; **Viscaceae:** **Vis** – *Viscophyllum miqueli* f. *parvula* RETTSCHLAG (Cut.: *Magnicutis glandulosa* SCHNEIDER) – Fazies A; **Incertae sedis:** **Sh** – *Silicophyllum heerlenense* WEYLAND, KILPPER & BERENDT (Cut.: *Lusaticutis pruinifera* ROSELT & SCHNEIDER) – Fazies G; **Lo** – *Phyllites* morphospecies (Cut.: *Lusaticutis ovirima* SCHNEIDER) – Fazies G; **Pcel** – *Phyllites celnoensis* SCHNEIDER; **Ptho** – *Illipophyllum thomsonii* KRÄUSEL & WEYLAND (Cut.: *Pilimparicutis thomsonii* [KRÄUSEL & WEYLAND] SCHNEIDER) – Fazies M

Fig. 37: Leaf remains of the Lower Lusatian Miocene lignite seams, approximately following the succession model of peat producing associations (swamp facies types) from above to below.

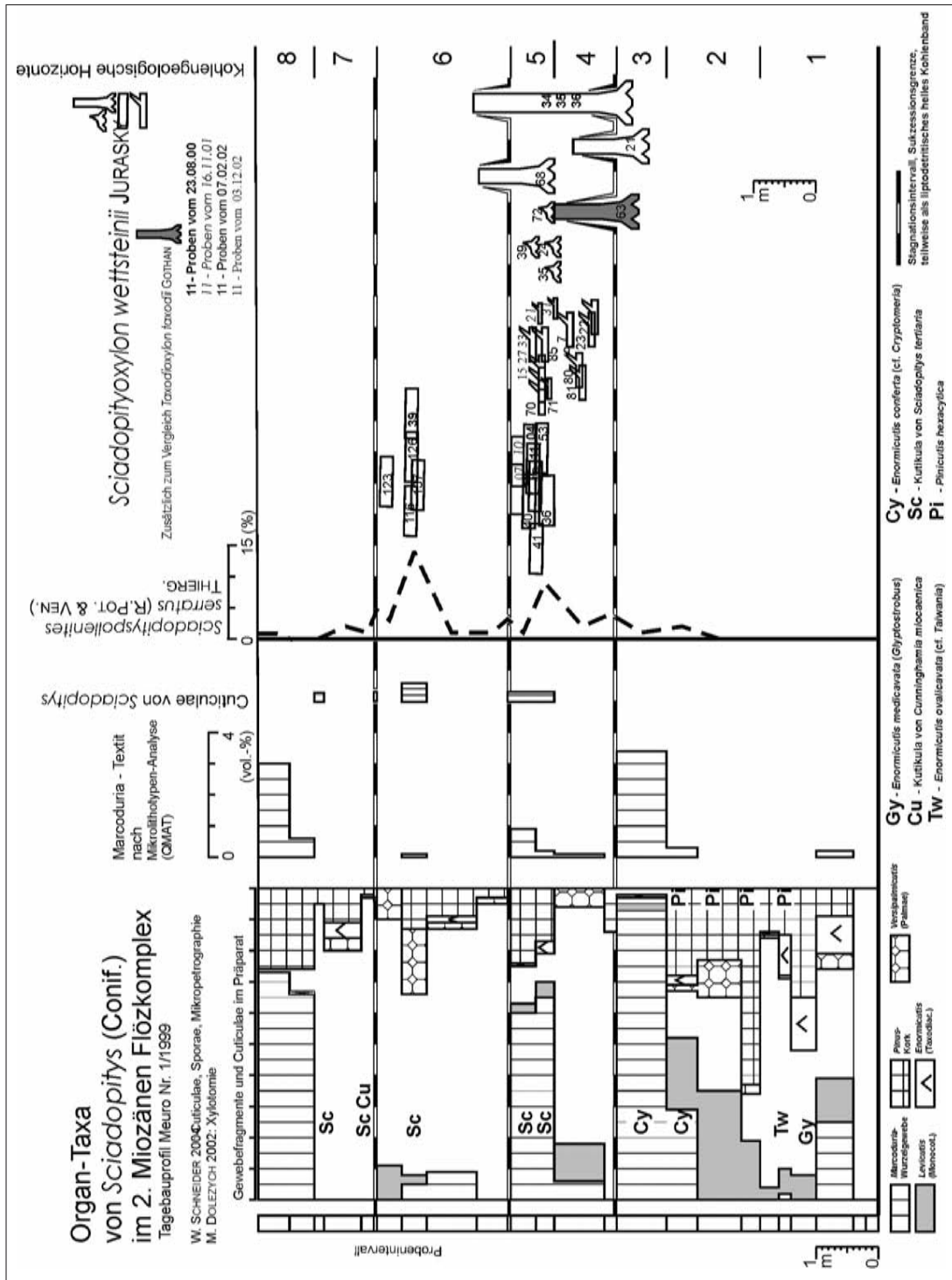


Abb. 38: Organtaxa von Sciadopitys (Koniferen) aus dem 2. Miozänen Flözkomplex im Tagebau Meuro (Dolezych & Schneider 2007).
 Fig. 38: Organ taxa from Sciadopitys (coniferae) from the 2nd Miocene Seam Complex in the Meuro mine (Dolezych & Schneider 2007).

Abb. 39: Flora des Blättertones von Wischgrund bei Kostebrau (Lausitz), aus Striegler 1990 (revidiert Striegler 2009 briefl. Mitt.).
 1 – *Fagus menzliei* Kvaček & Walther, 2 – *Quercus pseudocastanea* Goepf., 3 – *Quercus gigas* Goepf. emend. Walther & Zastawniak, 4 – *Quercus pontica miocena* Kubat, 5 – „*Cyclobalanopsis*“ sp., 6 – *Quercus kubinyi* (Kovats ex Ettingshausen) Czeczott, 7 – *Castanea atavia* Ung., 8 – *Liquidambar triloba* Gothan et Sapper, 9 – *Liquidambar europaea* A. Braun, 10 – *Pinus cf. hepios* (Ung.) Heer, 11 – *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, 12 – *Myrica lignitum* (Ung.) Sap., 13 – *Acer tricuspidatum* Bronn, 14 – *Betula* sp., 15 – *Alnus julianaeformis* (Sternb.) Kvaček & Holý, 16 – *Alnus gracilis* Ung., 17 – *Carpinus grandis* Ung., 18 – *Ulmus ruszovensis* Hummel, 19 – *Salix varians* Goepf., 20 – *Populus balsamoides* Goepf., 21 – *Distylium fergusonii* Knobloch et Kvaček, 22 – *Parrotia pristinae* (Et.) Stur, 23 – *Pyrus cf. pyrastra* (L.) Borkh., 24 – *Crataegus cf. monogyna* Jacq., 25 – *Sassafras ferretianum* Mass. et Scar., 26 – *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) Brown, 27 – *Paliurus tiliaefolius* (Ung.) Bůžek, 28 – *Cephalotaxus stockleinae* Knobloch.
 Fig. 39: Flora of the leaf litter beds at Wischgrund near Kostebrau (Lausitz), from Striegler 1990 (revised by Striegler in letter communication in 2009).



Abb. 39.

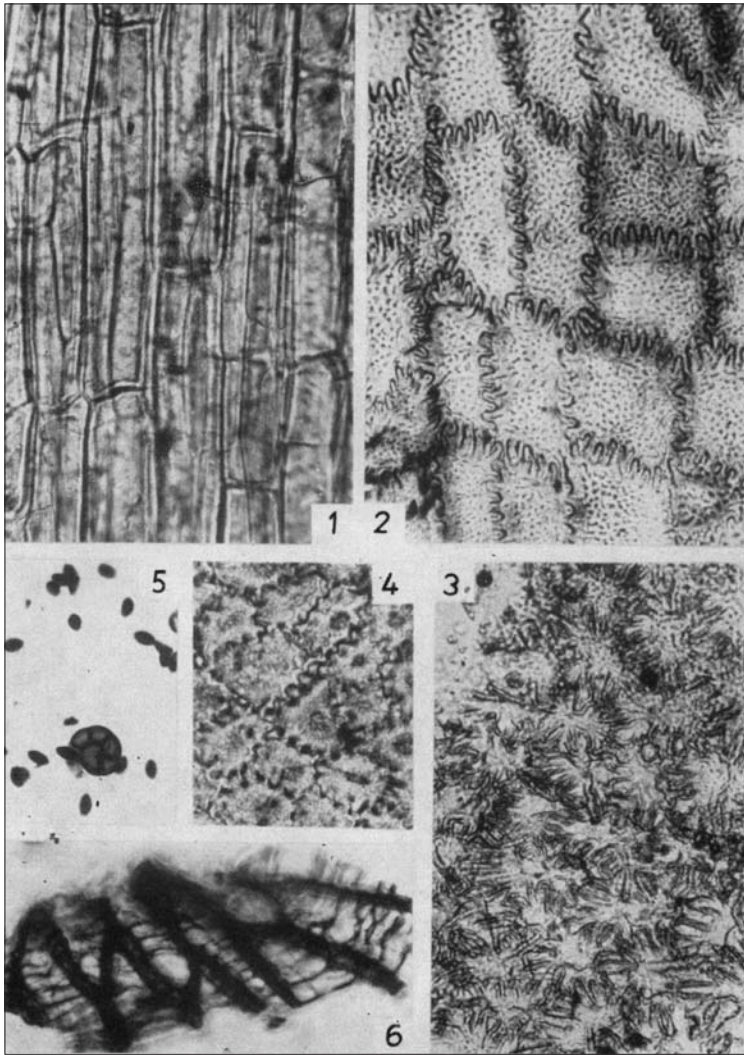


Abb. 40: Disperse Gewebe und Pilzgewebe aus dem 2. Miozänen Flözkomplex (aus SCHNEIDER 1969a): 1 *Marcoduria inopinata* WEYLAND, Septumgewebe, longitudinal, Nochten, 200x; 2-4 Korkgewebefragmente von Pinaceae, Klettwitz/Spreetal/Nochten, 200x; 5 *Helicosporium* sp., Pilzsporen und Conidium, typisch für *Sphagnum*-Torf, Sedlitz, 400x; 6 Fragment von *Sphagnum* sp. (Fusiterhaltung), Nochten, 400x.

Fig. 40: Dispersed tissues and fungi remains from the 2nd Miocene Seam Complex (from SCHNEIDER 1969a): 1 *Marcoduria inopinata* WEYLAND, tissue septum, longitudinal, Nochten, 200x; 2-4 Cork fragments from Pinaceae, Klettwitz/Spreetal/Nochten, 200x; 5 *Helicosporium* sp., fungal spore and conidium, characteristic of *Sphagnum* peat, Sedlitz, 400x; 6 Fragment of *Sphagnum* sp. (fusitic preservation), Nochten, 400x.

Abb. 41: Sporomorphen aus dem 1. Miozänen Flözkomplex:

1-4 *Inaperturopollenites* morphospec, (teilweise zu *Cunninghamia* gehörig), Nochten, Probenahme 2007, N05, 32/25/28/25µm; 5-7 *Sequoiapollenites polyformosus* THIERGART, 5: Sedlitz P 17a HUNGER 1954, 29 µm; 6 und 7: Klettwitz Präp. 2887/2800, 33/28 µm; 8-10 *Tricolpopollenites liblarensis* (THOMSON) PFLUG & THOMSON, Nochten, Probenahme 2007, N09, Präp. 4799/4815, 27/21/18 µm; 11 *Tricolpopollenites cingulum* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, Sedlitz PI 2a HUNGER 1954, 18 µm; 12 *Tricolpopollenites pseudocingulum* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, Sedlitz PI 1b, HUNGER 1954, 30 µm; 13-14 *Porocolpopollenites vestibulum* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, Sedlitz PI 16b, HUNGER 1954, 35 µm; 15 *Retitritiletes* morphospec. (*Lycopodium*), Flözoberbank, Sedlitz PI. 22a, HUNGER 1954, 35 µm; 16 *Inaperturopollenites concedipites* (WODEHOUSE) KRUTZSCH, Nochten, Probenahme 2007, N07 Präp. 4811, 24 µm; 17 *Porocolpopollenites vestibulum* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, Nochten, Probenahme 2007, N07 Präp. 4811, 28 µm; 18 *Porocolpopollenites vestibulum* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, konkave Form, Nochten, Probenahme 2007, NOL Präp. 4811, 27 µm; 19 *Tricolpopollenites* morphospec., Nochten, Probenahme 2007, NOL Präp. 4811, 31 µm; 20 *Inaperturopollenites* morphospec., Sedlitz PI.14b HUNGER 1954, 25 µm; 21 *Tricolpopollenites cingulum* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, Sedlitz PI 14b HUNGER 1954, 16 µm; 22 *Tricolpopollenites henrici* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, Klettwitz-Nord, Massenvorkommen an der Flözbasis, Präp. 4888; 36 µm.

Fig. 41: Sporomorphs from the 1st Miocene Seam Complex:

1-4 *Inaperturopollenites* morphospec, (partly belonging to *Cunninghamia*), Nochten sampling 2007, N05, 32/25/28/25µm; 5-7 *Sequoiapollenites polyformosus* THIERGART, 5: Sedlitz P 17a HUNGER 1954, 29 µm, 6 and 7: Klettwitz prep. 2887/2800, 33/28 µm; 8-10 *Tricolpopollenites liblarensis* (THOMSON) PFLUG & THOMSON, Nochten sampling 2007, N09, prep. 4799/4815, 27/21/18 µm; 11 *Tricolpopollenites cingulum* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, Sedlitz PI 2a HUNGER 1954, 18 µm; 12 *Tricolpopollenites pseudocingulum* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, Sedlitz PI 1b, HUNGER 1954, 30 µm; 13-14 *Porocolpopollenites vestibulum* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, Sedlitz PI 16b, HUNGER 1954, 35 µm; 15 *Retitritiletes* morphospec. (*Lycopodium*), upper part of the seam, Sedlitz PI. 22a, HUNGER 1954, 35 µm; 16 *Inaperturopollenites concedipites* (WODEHOUSE) KRUTZSCH, Nochten sampling 2007, N07 prep. 4811, 24 µm; 17 *Porocolpopollenites vestibulum* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, Nochten sampling 2007, N07 prep. 4811, 28 µm; 18 *Porocolpopollenites vestibulum* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, forme concave, Nochten sampling 2007, NOL prep. 4811, 27 µm; 19 *Tricolpopollenites* morphospec., Nochten sampling 2007, NOL prep. 4811, 31 µm; 20 *Inaperturopollenites* morphospec., Sedlitz PI.14b HUNGER 1954, 25 µm; 21 *Tricolpopollenites cingulum* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, Sedlitz PI 14b HUNGER 1954, 16 µm; 22 *Tricolpopollenites henrici* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON, Klettwitz North, mass occurrence on the seam basis prep. 4888; 36 µm.

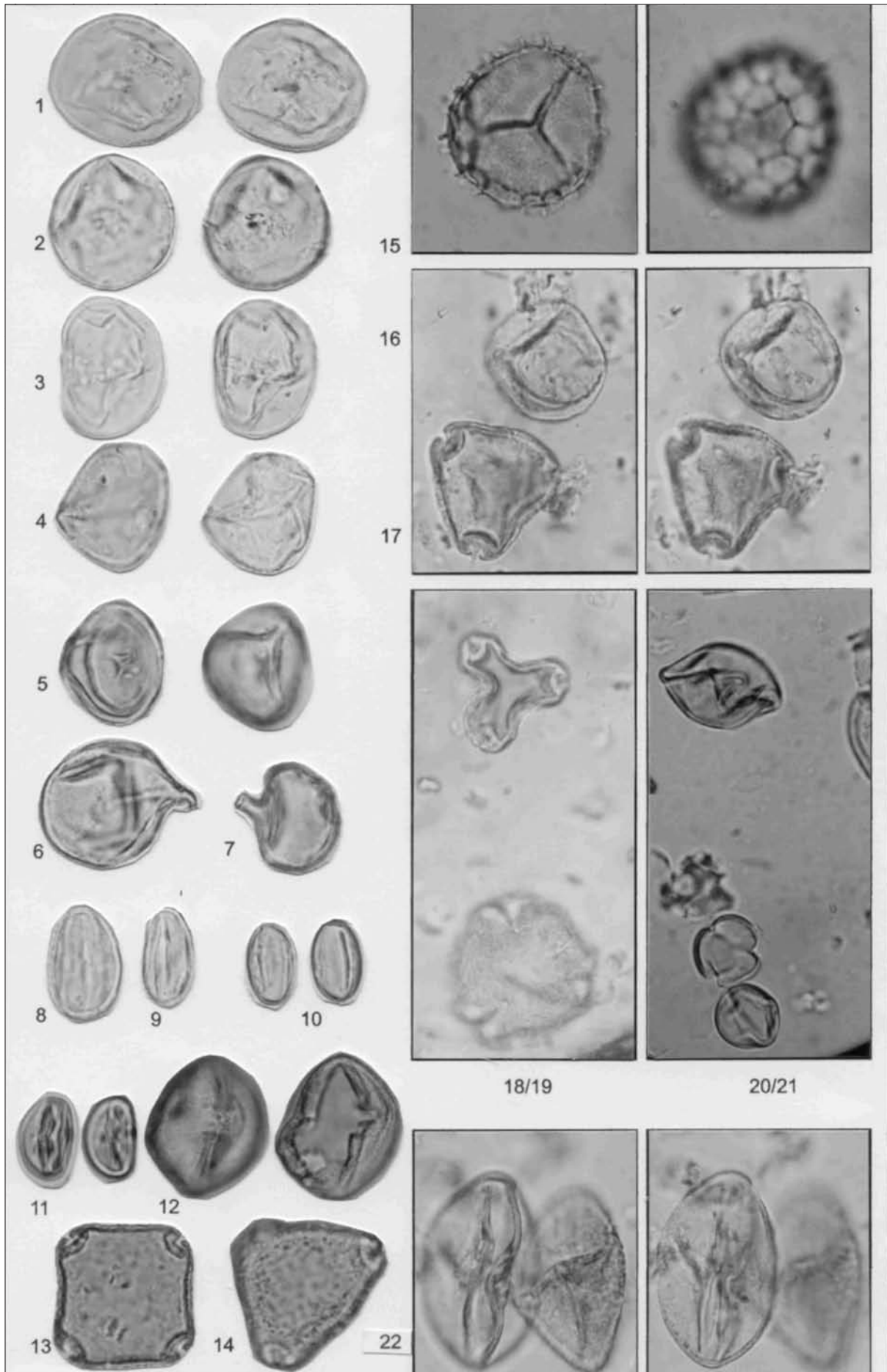


Abb. 41.

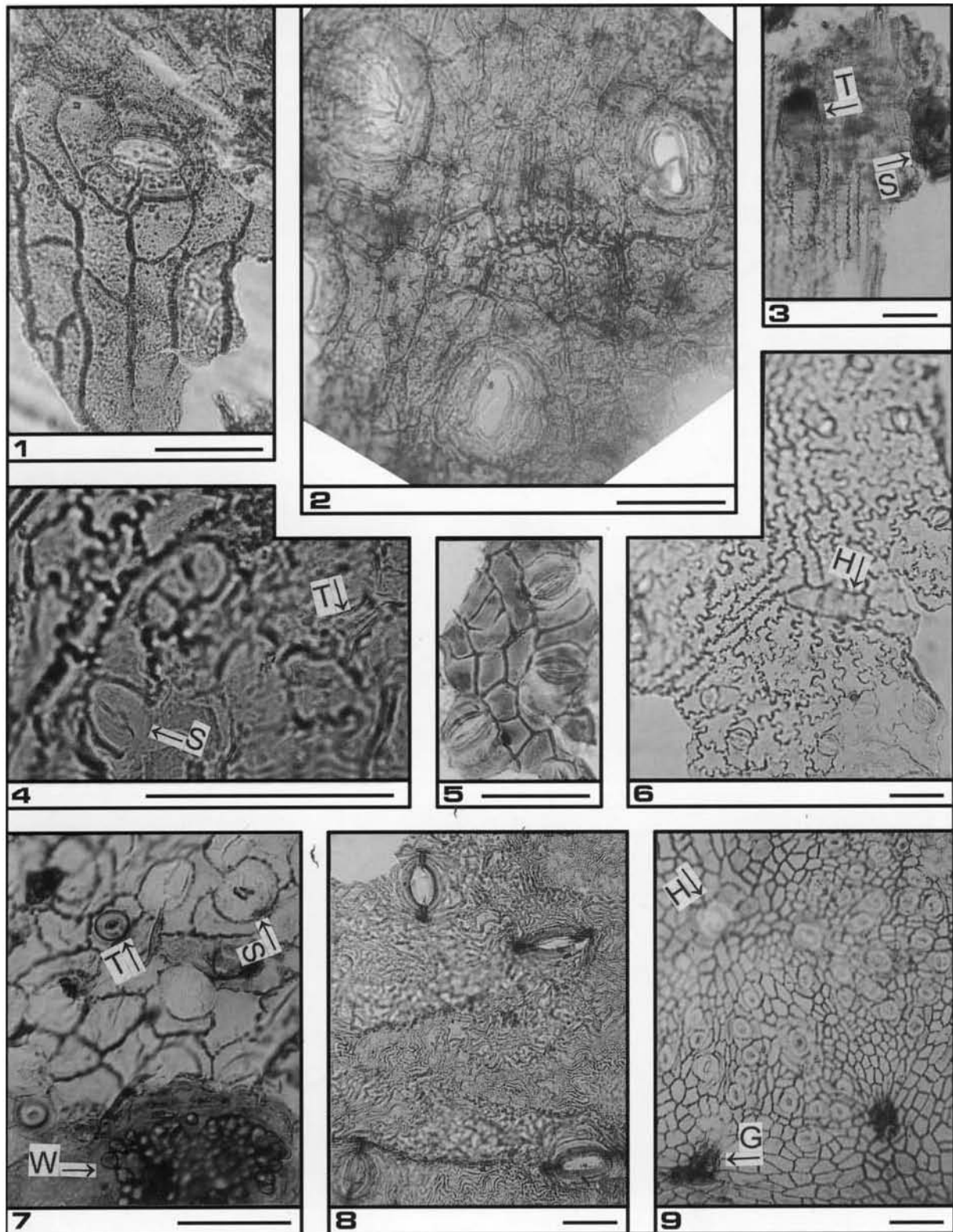


Abb. 42.

Zuwachszonen: Das Frühholz geht kontinuierlich in das Spätholz über. Die Grenze ist nicht scharf definiert.

Tracheiden: Der Umriss der Lumina ist rund bis polygonal im Querschnitt. Einige Tracheiden haben helicale Verdickungen (Abb. 43).

Größen:

	Radial	Tangential	Zellwanddicke
Frühholz	25-35 µm	20-35 µm	2-3 µm
Spätholz	10-15 µm	10-15 µm	4-5 µm

Tüpfel: Die Tüpfel der radialen Zellwände der Tracheiden stehen einreihig (Abb. 43). Sie haben einen Durchmesser von 10-18 µm. Die Öffnungen der Tüpfel sind rund. Einige Tüpfel mit etwa 8 µm Durchmesser sind an den tangentialen Zellwänden zu finden.

Parenchyma: Parenchymzellen kommen selten vor. Die transversalen Zellwände sind bis zu 7 µm dick und getüpfelt.

Holzstrahlen: Die harzführenden Strahlen sind bis zu 35 Zellen hoch und bis zu 4 Zellen breit. Die Strahlen ohne Harzkanäle sind bis zu 16 Zellen hoch. Die horizontalen Strahlenwände und die tangentialen Strahlenwände sind getüpfelt. Im Kreuzungsfeld sind 2-4 piceoide kleine Tüpfel vorhanden. Ihr Durchmesser beträgt bis zu 7 µm. Strahltracheiden sind vorhanden und haben helikale Verdickungen.

Harzkanäle: Es sind vertikale und horizontale Harzkanäle vorhanden, welche von dickwandigen Geweben umgeben sind (Abb. 43). Die Wände der Epithelzellen sind dünner als die Wände der umgebenden Gewebe. Der Durchmesser der horizontalen Harzkanäle beträgt 20-30 µm und der der vertikalen Kanäle 40-200 µm.

Zusammenfassung

Die Beprobung verschiedener einschlägiger Kohleschichten und die geologische Kartierung im 2. Lausitzer Flözhorizont haben den Nachweis vieler verschiedener Holztaxa erbracht. Die vorher postulierte geringe Anzahl an xylotomischen Morphospezies wurde revidiert, indem 37 Taxa determiniert worden sind, davon 34 Taxa auf dem Gattungsniveau.

Die fossile Lausitzer Holzflora scheint durch eine Dominanz von Koniferenholztypen, die zumeist Vertreter der Cupressaceae *sensu lato* (Cupressaceae *sensu stricto* + Taxodiaceae), der Sciadopityaceae und der Pinaceae sind, charakterisiert zu sein. Identifizierbare Angiospermenhölzer zeigen eine Vielfalt an, sind aber auf Grund ihres ungenügenden Erhaltungszustandes unterrepräsentiert ist.

Detaillierte Vergleiche mit Hölzern rezenter Koniferentaxa bestätigen, dass miozäne Vertreter der Gattungen *Glyptostrobus*, *Sequoia*, *Taiwania*, *Cunning-*

Abb. 42: Disperse Kutikulen aus dem 2. Miozänen Flözkomplex, Tagebau Nochten (Maßstab = 50 µm, aus SCHNEIDER 2004: Taf. 1): 1 *Enormicutis amplicavata* SCHNEIDER = Kutikula von *Sequoia abietina* (BRONGNIART) KNOBLOCH; 2 *E. saxonica* SCHNEIDER = Kutikula von *Cupressospermum saxonicum* MAI; 3 *Pinicutis hexacytica* SCHNEIDER = Kutikula von *Pinus* sect. *Diploxylon* KOEHNE, S- Stoma, T – Trichom; 4 *Daphnogene polymorpha* (A. BRAUN) ETTINGSHAUSEN (Lauraceae), abaxiale Kutikula mit Stomata (S) und Trichopodium (T); 5 *Piliparicutis* morphospec. (Lauraceae), abaxiale Kutikula mit Stomata; 6 *Piliparicutis macrostoma* (WEYLAND & KILPPER) SCHNEIDER, abaxiale Kutikula mit Stomata (27µm) und Heterostoma (H) über Nerv; 7 *Falcicutis varians* SCHNEIDER (*Magnolia*), abaxiale Kutikula mit Stomata (S), Trichopodium (T) und Wachskörnern. (W); 8 *Phyllites* ("Kadsura") *senftenbergensis* (JÄHNICHEN) SCHNEIDER (Schisandraceae vel Illiciaceae), abaxiale Kutikula mit Streifung; 9 *Kalmiophyllum marcodurensense* KRÄUSEL & WEYLAND (Ericaceae), abaxiale Kutikula eines Sonnenblattes, zwei Drüsen über einem nerv (G) und ein Heterostoma (H).

Fig. 42: Dispersed cuticles from the 2nd Miocene Seam Complex, open cast Nochten (scale bars = 50 µm, from SCHNEIDER 2004, pl. 1): 1 *Enormicutis amplicavata* SCHNEIDER = cuticle from *Sequoia abietina* (BRONGNIART) KNOBLOCH; 2 *E. saxonica* SCHNEIDER = cuticle from *Cupressospermum saxonicum* MAI; 3 *Pinicutis hexacytica* SCHNEIDER = cuticle from *Pinus* sect. *Diploxylon* KOEHNE, S- stoma, T – trichome; 4 *Daphnogene polymorpha* (A. BRAUN) ETTINGSHAUSEN (Lauraceae), abaxial cuticle with stomata (S) and trichopodium (T); 5 *Piliparicutis* morphospec. (Lauraceae), abaxial cuticle with stomata; 6 *Piliparicutis macrostoma* (WEYLAND & KILPPER) SCHNEIDER, abaxial cuticle with stomata (27µm) and heterostoma (H) on vein; 7 *Falcicutis varians* SCHNEIDER (*Magnolia*), abaxial cuticle with stomata (S), trichopodium (T) and grains from wax. (W); 8 *Phyllites* ("Kadsura") *senftenbergensis* (JÄHNICHEN) SCHNEIDER (Schisandraceae vel Illiciaceae), abaxial cuticle with striation; 9 *Kalmiophyllum marcodurensense* KRÄUSEL & WEYLAND (Ericaceae), abaxial cuticle from a sun leaf, two glands on vein (G) and one heterostoma (H).

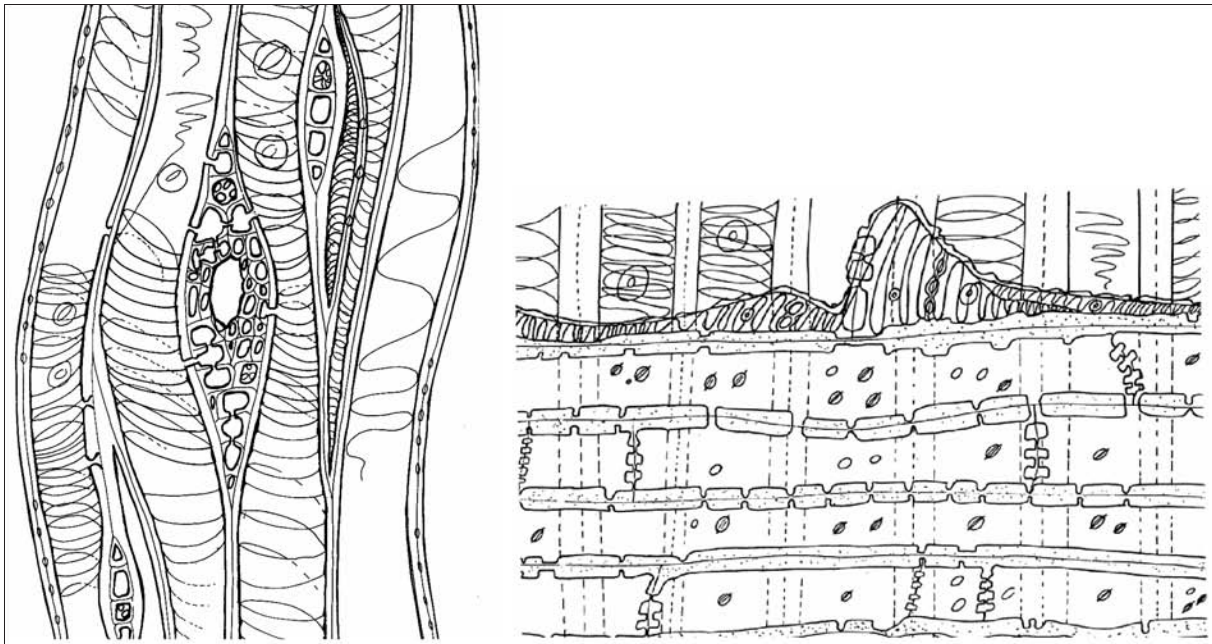


Abb. 43: *Piceoxylon pseudotsugae* GOTHAN emend. VAN DER BURGH, botanische Affinität *Cathaya*, links: Tangentialschnitt mit Harzkanälen in der Mitte, Holzstrahlen, tangentialen Tüpfeln und Tracheiden, 400x; rechts: Radialschnitt mit Strahlen, getüpfelten horizontalen und tangentialen Strahlenwänden, piceoiden Kreuzungsfeldtüpfeln und Strahltracheiden mit helicalen Verdickungen, 400x.

Fig. 43: *Piceoxylon pseudotsugae* GOTHAN emend. VAN DER BURGH, botanical affinity *Cathaya*, left: tangential section with a resin duct in the middle, rays, tangential pits and tracheids; 400x, right: radial section with a ray, pitted horizontal and tangential ray walls, piceoid cross-field pits and ray tracheids with helical thickening, 400x.

hamia, *Cryptomeria* und *Sciadopitys* vorherrschende Elemente der Welzower Moorvegetation waren. Es hat sich gezeigt, dass auch *Cathaya* zur Torfbildung beigetragen hat. Im Gegensatz dazu kontradiktieren die holzanatomischen Analysen das traditionelle Konzept der Dominanz von *Taxodium* in den Braunkohlen.

Die Forschungen im Kohlefeld Welzow ergaben folgendes: das Vorkommen geringmächtiger stratigrafischer Einheiten, welche sich durch den Nachweis von fossilen Hölzern und Blättern zahlreicher botanischer Taxa unterscheiden lassen. Die sukzessive Entwicklung in den Braunkohlen-Paläomooren konnte sowohl mit Holz als auch mit dispersen Kutikulen nachgewi-

esen werden. Taxonomisch ergaben sich zahlreiche gute Ansätze für das "whole plant concept" (Tab. 5).

Die einzelnen Kohleschichten zeigen eine unterscheidbare Abfolge von Sumpfwald- und Moorfaziestypen (SCHNEIDER 1978, 2004), welche auf der Basis einer Kombination petrografischer und paläobotanischer Merkmale unterschieden werden können (Abb. 6). Die Faziestypen werden hauptsächlich auf der Grundlage des Nährstoffangebotes und des Grundwasserspiegels bestimmt. Diese Typen, benannt nach ihrer charakteristischen Vegetation, sind in Kapitel 3.3. erklärt worden.

Betriebe	Flözbankbezeichnung	Makropetrographische Faziescharakterisierung	Xyliführung	Xylotomisches Hauptinventar	Botanische Affinität	Weitere xylotomische Komponenten	Taxa auf Familien- u. Gattungsebene	Anzahl an Gesamtsomme im %	Facies n. xylotomischer Bearbeitung	Fazies (Synthese)
0	M A K	Xylitreich, Stubben Xylitreich, Stubben	Ju, Cko	? <i>Cupressospermum</i>	Sc, Tgy, Pp Ju, Gt, Tgy, Tge, Ter, Ceu Sc, Ju, Gr, Tgy, Tge, Ta, Cko, Cxh, Pic, Ps	Sc, Tgy, Pp Ju, Gt, Tgy, Tge, Ter, Ceu Sc, Ju, Gr, Tgy, Tge, Ta, Cko, Cxh, Pic, Ps	Taxodiaceae cf. Taxodiaceae Taxodioxyton sp. Pinaceae cf. Pinuxylon sp.	43	Mjc	?X
								19	A	A
1	M PG M PG LB A K	Xylitreich, Stubben Xylitreich, Stubben Xylitreich, Stubben Xylitreich, Stubben Xylitreich, Stubben Xylitreich, Stubben	Sc Po, A Ter Pp, A Pp Tge, Tgy Gr	? <i>Sciadopitys</i> <i>Cryptomeria</i> <i>Sequoia</i> <i>Glyptostrobus</i>	Ju, Tgy, Tge, Ter, Cko, Pic, Ps, Pz, A Pz, Pz, P Sc, Ju, Cko, Ps, Pp, Pz, S, Tgy, Tge, Px, Pz, Pa, S Tgy, Ta, C, S Ceu, Cxh, S Tgy, Tge, Ta, Ceu, Cxh, Pm, Pt, L, S, Q, N	Ju, Tgy, Tge, Ter, Cko, Pic, Ps, Pz, A Pz, Pz, P Sc, Ju, Cko, Ps, Pp, Pz, S, Tgy, Tge, Px, Pz, Pa, S Tgy, Ta, C, S Ceu, Cxh, S Tgy, Tge, Ta, Ceu, Cxh, Pm, Pt, L, S, Q, N	Taxodiaceae cf. Taxodiaceae Taxodioxyton sp. Pinaceae cf. Pinuxylon sp. Cupressinoxylon sp.	49	Msc	M
								19	P	P
								64	Mcy	C
								24	P	P
								22	P	P
								20	Ks	S
								103	Kg	K
2	GP PG A12 P13 K14 K15 K16 ZM2	Xylitreich, Stubben Xylitreich, Stubben Xylitreich, Stubben Xylitreich, Stubben	Pp, Px, A, S, L Pic, Ps, Pm, Pp, A Gt, A Pp Gr, Tge Gr, Tge, Tgy Gr, Tge	<i>Taiwania, Cunninghamia</i> <i>Glyptostrobus, Sequoia</i> <i>Glyptostrobus</i>	Ph, Pz, P Gt, Tgy, Ter, Ta, Ceu, Cxh, Pp, Po, Pt, A, P Gt, Ter, Cxh, Pic, Pp, Po, Ca, P Gt, F	Ph, Pz, P Gt, Tgy, Ter, Ta, Ceu, Cxh, Pp, Po, Pt, A, P Gt, Ter, Cxh, Pic, Pp, Po, Ca, P Gt, F	Taxodiaceae cf. Taxodiaceae Taxodioxyton sp. Pinaceae cf. Pinuxylon sp. Cupressinoxylon sp.	25	P	P
								30	P	P
								8	A	A
								1	<1	P
								161	A	A
								103	Kg, Ks	K, S
								9	Kg, F	K, F
3	P A K	Xylitreich, Stubben Xylitreich, Stubben	Pp Gr, Tgy, Tge	Tgy Ter, Ta, Pp, Pt, A	Tgy Ter, Ta, Pp, Pt, A	Tgy Ter, Ta, Pp, Pt, A	Taxodiaceae cf. Taxodiaceae Taxodioxyton sp. Pinaceae cf. Pinuxylon sp. Cupressinoxylon sp.	15	P	P
								1	<1	K, S
								65	Kg, Ks	K, S
4	A K	Xylitreich, Stubben	Gr, Tge	Gr, Tge	Gr, Tge	Gr, Tge	Taxodiaceae cf. Taxodiaceae Taxodioxyton sp. Pinaceae cf. Pinuxylon sp. Cupressinoxylon sp.	2	<1	K, S
								10	1	K, S
Gesamt								861	100	

- Legende:
- Sc - *Sciadopityxylon wetsteinii*
 - Ju - *Juniperoxylon* sp.
 - Gr - *Glyptostroboxylon rudolphii*
 - Gt - *Glyptostroboxylon tenerum*
 - Tgy - *Taxodioxyton gypsaceum*
 - Tge - *Taxodioxyton germanicum*
 - Ter - *Taxodioxyton cryptomerioides*
 - Ta - *Taxodioxyton taxodii*
 - Ceu - *Cupressinoxylon cupressoides*
 - Cko - *Cupressinoxylon kostyniukii*
 - Cxh - *Cupressinoxylon xanthoxyperarioides*
 - Pic - *Piceoxylon* sp.
 - Ps - *Piceoxylon pseudotsugae*
 - Pm - *Piceoxylon megapolitanum*
 - Pp - *Pinuxylon parryoides*
 - Po - *Pinuxylon ponderosoides*
 - Ph - *Pinuxylon halapensoides*
 - Pt - *Pinuxylon taedoides*
 - Pa - *Pinuxylon arizontanum*
 - Pz - *Pinuxylon zobelitanum*
 - Px - *Pinuxylon paxii*
 - Pt - *Pinuxylon tarnocziense*

Abb. 45: Einschätzung und Test makropetrographischer Befunde durch xylitische Befunde im Vergleich zu Befunden aus Kutikulen und ihre jeweiligen fazialen Aussagen (aus DOLEZYCH 2008).
Abb. 45: Evaluation of macropetrographical supposed tests on the xylite samples as compared to tests on cuticle samples regarding their facies affinities (from DOLEZYCH 2008).

Tabelle 5: Botanische Affinitäten der xylotomischen Taxa, karpologischen Taxa, Blatttaxa und dispersen Kutikulen.**Table 5:** Botanical affinities of xylotomical taxa, carpological taxa, leaf taxa and cuticulae dispersae.

Botanische Affinität	Xylotomische Taxa	Blatttaxa – (folii, rami), karpologische Taxa (coni, semen)	Blatttaxa – Cuticulae dispersae
<i>Sequoia</i> ENDLICHER	<i>Taxodioxyton germanicum</i> (GREGUSS) VAN DER BURGH <i>T. gypsaceum</i> KRAEUSEL	<i>Sequoia abietina</i> (BRONGNIART) KNOBLOCH (rami, coni)	<i>Enormicutis amplicavata</i> SCHNEIDER
<i>Taxodium</i> RICHARD	<i>Taxodioxyton taxodii</i> GOTHAN	<i>Taxodium dubium</i> (STERNBERG) HEER (rami, coni),	<i>Enormicutis angusticavata</i> SCHNEIDER
<i>Cryptomeria</i> D. DON	<i>Taxodioxyton cryptomerioides</i> SCHOENFELD	<i>Cryptomeria rhenana</i> KILPPER (rami, coni)	<i>Enormicutis morphospec.</i> SCHNEIDER
Cupressaceae inc. sedis: cf. <i>Cryptomeria</i> D. DON			<i>Enormicutis conferta</i> SCHNEIDER
<i>Glyptostrobus</i> ENDLICHER	<i>Glyptostroboxylon rudolphii</i> DOLEZYCH & VAN DER BURGH	<i>Glyptostrobus europaeus</i> (BRONGNIART) UNGER (rami, coni)	<i>Enormicutis medicavata</i> SCHNEIDER
<i>Taiwania</i> HAYATA	<i>Cupressinoxylon cupressoides</i> KRAEUSEL	<i>Taiwania schaeferi</i> SCHLOEMER-JAEGER (rami)	<i>Enormicutis ovalicavata</i> SCHNEIDER pars
<i>Cunninghamia</i> R. BRAUN ex RICHARD & A. RICHARD	<i>Glyptostroboxylon tenerum</i> (KRAUS) CONWENTZ	<i>Cunninghamia miocenica</i> ETTINGSHAUSEN (rami, coni)	<i>Cunninghamia miocenica</i> ETTINGSHAUSEN (cut.)
<i>Xanthocyparis</i> FARJON & HIEP	? <i>Cupressinoxylon xanthocyparioides</i> DOLEZYCH		
?	<i>Cupressinoxylon kostyniukii</i> DOLEZYCH		
<i>Sciadopitys</i> SIEBOLD & ZUCCARINI	<i>Sciadopityoxylon wettsteinii</i> JURASKY	<i>Sciadopitys tertiaria</i> MENZEL (fol., coni)	<i>Sciadopitycutis marcodurensis</i> (WEYLAND, KILPPER & BERENDT) SCHNEIDER
<i>Pinus</i> LINNÉ	<i>Pinuxylon</i> div. spec. (acht Morphospecies)	<i>Pinus</i> div. spec. (rami, folii, coni)	<i>Pinicutis</i> SCHNEIDER div. morphospec.
<i>Picea</i> A. DIETRICH, <i>Larix</i> MILLER	<i>Piceoxylon megapolitanum</i> (KOBBE) VAN DER BURGH		
<i>Cathaya</i> CHUN & KUANG	<i>Piceoxylon pseudotsugae</i> GOTHAN emend. VAN DER BURGH	<i>Cathaya roseltii</i> SCHNEIDER (folii) <i>Cathaya bergeri</i> (KIRCHHEIMER) SCHNEIDER (coni)	<i>Cathaya roseltii</i> SCHNEIDER (cut.)
Lauraceae JUSSIEU	<i>Laurinoxylon</i> FELIX	<i>Laurophyllum</i> GOEPPERT div. morphospec. (fol.), <i>Daphnogene</i> UNGER div. morphospec. (fol.), <i>Ocotea rhenana</i> MENZEL (semen), <i>Cinnamomum costatum</i> (MAI) PINGEN, FERGUSON & COLLINSON (semen)	<i>Piliparicutis</i> ROSELT & SCHNEIDER div. morphospec. <i>Daphnogene</i> UNGER div. morphospec. (cut.)
<i>Liquidambar</i> LINNÉ	<i>Liquidambaroxylon</i> FELIX	<i>Liquidambar europaea</i> A. BRAUN (fol.)	<i>Liquidambar europaea</i> A. BRAUN (cut.)
<i>Quercus</i> LINNÉ	<i>Quercoxylon</i> KRAEUSEL	<i>Quercus rhenana</i> (KRAEUSEL & WEYLAND) KNOBLOCH & Z. KVAČEK (fol.), <i>Quercus</i> sp. (semen)	<i>Quercus rhenana</i> (KRAEUSEL & WEYLAND) KNOBLOCH & Z. KVAČEK (cut.)
<i>Carya</i> NUTTALL, <i>Juglans</i> LINNÉ	<i>Caryojuglandoxylon</i> MUELLER-STOLL & MAEDEL		
<i>Symplocos</i> JACQUIN	<i>Symplocoxylon</i> VAN DER BURGH		
<i>Nyssa</i> GRONOVIVUS ex LINNÉ	<i>Nyssoxylon</i> MAEDEL	<i>Nyssa disseminata</i> (LUDWIG) KIRCHHEIMER (semen)	<i>Clavaecutis lignita</i> SCHNEIDER
Cyrillaceae ENDLICHER	<i>Cyrilloxylon</i> VAN DER BURGH	<i>Cyrilla thomsonii</i> KRAEUSEL & WEYLAND (fol.), <i>Cliftonia litkei</i> VAN DER BURGH (fol.)	<i>Lusaticutis rugosa</i> SCHNEIDER, <i>Cliftonia litkei</i> VAN DER BURGH (cut.)
<i>Fraxinus</i> LINNÉ	<i>Fraxinoxylon</i> HOFMANN		
Arecaceae SCHULTZ-SCHULTZENSTEIN	<i>Palmoxylon</i> SCHENK	<i>Trachycarpus microsperma</i> MAI (semen), <i>Chamaerops humilis</i> LINNÉ fossilis (fol.)	<i>Versipalmicutis undulata</i> SCHNEIDER, <i>Versipalmicutis rhenana</i> (WEYLAND) SCHNEIDER

Tabelle 6:

Paläobotanische Charakteristiken der Lausitzer Braunkohlefaziestypen (petrografische Faziestypen siehe Kapitel 3.2.).

Table 6:

Palaeobotanical characterization of Lusatian brown coal-facies types (for petrographic facies types see chapter 3.2.).

Petrografisch definierte Faziestypen	Charakteristische Hölzer	Charakteristische Kutikulen	Facies- typen (SCHNEIDER 2004)
M	<i>Juniperoxylon pachyderma</i> <i>Cupressinoxylon kostyniukii</i>	<i>Enormicutis saxonica</i>	X
	<i>Sciadopityoxylon wettsteinii</i> <i>Piceoxylon pseudotsugae</i>	<i>Sciadopitys tertiaria</i> , <i>Cathaya roseltii</i>	M
	<i>Taxodioxylon cryptomerioides</i> <i>Piceoxylon pseudotsugae</i>	? <i>Enormicutis conferta</i> , <i>Cryptomeria rhenana</i> , <i>Cathaya roseltii</i>	C
P	<i>Pinuxylon</i> ssp.	<i>Pinicutis</i> spp.	P
G	(Hölzer generell fehlend)	<i>Graminophyllum weylandii</i>	G
A	Angiospermenholz-Typen	Angiospermen-Kutikulen	A
K	<i>Taxodioxylon germanicum</i> <i>Taxodioxylon gypsaceum</i>	<i>Enormicutis amplicavata</i>	S
	<i>Glyptostroboxylon rudolphii</i>	<i>Enormicutis medicavata</i>	K
F	Angiospermenholz-Typen	Kutikulen von <i>Salix</i> , <i>Alnus</i> , <i>Acer</i> , <i>Liquidambar</i> und Farnen	F

Schriftenverzeichnis:

- AHRENS, H. & LOTSCH, D. (1963): Marines Miozän in Südostbrandenburg. – Z. angew. Geol., 9 (3): 135–137; Berlin.
- AHRENS, H. & LOTSCH, D. (1967): Die geologischen Grundlagen der Aufstellung der Florenzonen im jüngeren Tertiär der Lausitz. – Abh. Zentr. geol. Inst., 10: 39-54; Berlin.
- ALEXOWSKI, W. & SUHR, P. (1991): Das Tertiär des südbrandenburgisch-nordostsächsischen Raumes. – Mittlg. Geol. Landesuntersuchung, 757: 55-63; Berlin/Freiberg. [Tagungsmaterial 38. Jahrestgg. GGW]
- BECK, R. (1882): Das Oligozän von Mittweida mit besonderer Berücksichtigung seiner Flora. – Z. dt. geol. Ges., 34: 735-770; Berlin.
- BELLON, H., BŮŽEK, Č., GAUDANT, J., KVAČEK, Z., WALTHER, H. (1998): The České středohoří magmatic complex in Northern Bohemia - ⁴⁰K-⁴⁰Ar ages for volcanism and biostratigraphy of the Cenozoic freshwater formations. – Newslett. Stratigr., 36: 77-103; Stuttgart.
- BÖNISCH, R. (1983): Zur Gliederung der faziellen Abfolgen und Zwischenmittel im 2. Lausitzer Flözhorizont. – Z. angew. Geol., 29 (9): 434-441; Berlin.
- BÖNISCH, R. (1984): Zur makropetrographischen Faziesansprache im 2. Lausitzer Flöz. – Freiburger Forsch.-H., C 381: 26-38; Leipzig.
- BÖNISCH, R. (1989): Rhythmizität und Symmetrie im 2. Lausitzer Flözhorizont – ein Beitrag zur Flözgenese. – Z. angew. Geol., 35: 106-110; Berlin.
- BÖNISCH, R. (1990): Zur Verbreitung von *Cathaya roseltii* SCHNEIDER im 2. Lausitzer Flöz (Untermiozän). – Z. geol. Wiss., 18 (10): 889-896; Berlin.
- BÖNISCH, R. & GRUNERT, K. (1985): Verschleiffung und Aufspaltung der 2. Bank des 2. Lausitzer Flözes im Gebiet Lübbenau-Forst-Cottbus. – Z. angew. Geol., 31 (2): 33-39; Berlin.
- BURK, D., UHL, D. & WALTHER, H. (2005): Some aspects of the actinophony of leaves in stagnant ponds with implications for the formation of fossil leaf deposits – preliminary results. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 2005 (12): 705-728; Stuttgart.
- CHUN, W.Y. & KUANG, K.Z. (1958): Genus novum *Pinaecium* ex Sina Australi et occidentali. – Bot. Z., 43 (1): 464-476; Moskva-Leningrad.
- CONWENTZ, H. (1884): Sobre algunos arboles des Rio Negro. – Bull. l'Acad. Nacional Ciencias Córdoba, 7: 435-456; Córdoba.
- DEUTSCHE STRATIGRAFISCHE KOMMISSION (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.

- DOLEZYCH, M. (2005): Koniferenhölzer im 2. Lausitzer Flöz und ihre ökologische Position. – LLP Contributions ser., 19: 1-339; Utrecht.
- DOLEZYCH, M. (2008): Xylotomical studies in the Lusatian brown coals. – In: KUNZMANN, L. (Ed.): Excursion No. B2. Palaeogene and Neogene sites in East Germany and visit to the city of Dresden. Field trip guide IPC-XII 2008 IOPC-VIII 2008 Bonn, Germany: 93-99; Dresden (Staatliche Naturhistorische Sammlungen Dresden).
- DOLEZYCH, M. & SCHNEIDER, W. (2006): Inkohlte Hölzer und Cuticulae dispersae aus dem 2. Miozänen Flözhorizont im Tagebau Welzow (Lausitz) – Taxonomie und vergleichende feinstratigraphisch-fazielle Zuordnung. – Z. geol. Wiss., 34 (3-4): 165-259; Stuttgart.
- DOLEZYCH, M. & SCHNEIDER, W. (2007): Taxonomie und Taphonomie von Koniferenhölzern und Cuticulae dispersae im 2. Lausitzer Flözhorizont (Miozän) des Senftenberger Reviers. – Palaeontographica Abt. B, 276 (1-3): 1-95; Stuttgart.
- DOLEZYCH, M. & VAN DER BURGH, J. (2004): Xylotomische Untersuchungen an inkohlten Hölzern aus dem Braunkohlentagebau Berzdorf (Oberlausitz, Deutschland). – Feddes Repert., 115: 397-437; Weinheim.
- EBERDT, O. (1894): Die Braunkohlen – Ablagerungen in der Gegend von Senftenberg. I. (geologischer) Theil. – Jb. Kgl. preuß. Geol. Landesanst. 1893, 14 (I): 212-235; Berlin.
- EISSMANN, L. (1970): Geologie des Bezirkes Leipzig – Eine Übersicht. – Natura regionis Lipsiensis, 1/2: 1-174; Leipzig.
- EISSMANN, L. (1994): Leitfaden der Geologie des Präquartärs im Saale-Elbe-Gebiet. – In: EISSMANN, L. & LITT, T. (Hsg.): Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – Altenbg. Nat. wiss. Forsch., 7: 11-53; Altenburg.
- EISSMANN, L. (2005): Graphische Kompilationen zum Tertiär Mitteldeutschlands (Paralipomena I). – Mauritiana, 19 (2): 283-288; Altenburg.
- ENGELHARDT, H. (1870): Flora der Braunkohlenformation im Königreich Sachsen. – Preisschrift fürstl. Jablonowskische Gesellschaft., 16: 1-70; Leipzig.
- ENGELHARDT, H. (1894): ...bespricht zum Schluss die ihm von der Braunkohlengrube Guerrini bei Vetschkau zugekommenen Fossilien. – Sitzungsber. u. Abh. Naturwiss. Ges. Isis. Jg. 1893: 6; Dresden.
- ESCHER, D., FISCHER, J., MEIER, J., RASCHER, J., KÄSTNER, S. & DUTSCHMANN, U. (1998–2002): Lithofazieskarten Tertiär Nordwestsachsen 1 : 50 000, Einheitsblatt Zeit (2665), Mittweida (2666), Leipzig (2565), Wurzen (2566), Bitterfeld (2465), Eilenburg (2466): Freiberg, Dresden (GEO montan GmbH Freiberg, Hrsg. Sächs. Landesamt f. Umwelt u. Geologie).
- FELIX, J. (1883): Die fossilen Hölzer Westindiens: 28 S.; Casse (Ed. Fischer).
- FELIX, J. (1884): Die Holzopale Ungarns in palaeophytischer Hinsicht. – Mitt. Jb. Ungar. Geol. Anstalt, 7: 1-43; Budapest.
- FINK-WADSACK, I. (1995): Untersuchungen zur Palynologie des Zeitzer und Haselbacher Florenkomplexes im Tagebau Schleenhain (Paläogen, Weißelster-Becken): 116 S.; Göttingen (Universität). [unveröff. Dipl.-Arbeit]
- FISCHER, O. & STRIEGLER, U. (1991/92): Die fossile Flora des Blättertons von Wischgrund, Teil III. – Natur und Landschaft in der Niederlausitz, 13: 12-26; Cottbus.
- FRANTZ, U. (1959): Die Pollenflora der Braunkohle von Lohsa/Lausitz: Berlin (Humboldt-Univ.). [unveröff. Diss.]
- FRIEDEL, C.-H. & BALASKE, P. (Eds.) (2005): Das Tertiär im mitteldeutschen Ästuar, Stand und aktuelle Probleme. – Exkursionsf. u. Veröff. DGG, 230: 1-52; Berlin, Hannover. [Publikation zum Workshop "Das Tertiär im mitteldeutschen Ästuar", 25.11.2005, Halle/S.]
- FRIEDRICH, P. (1883): Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen. – Abh. Geol. Specialkarte Preußen u. benachb. Thür. Staaten, 4 (3): 1-305; Berlin.
- GASTALDO, R. A., FERGUSON, D., WALTHER, H. & RABOLD, J. (1996): Criteria to distinguish parautochthonous leaves in Cenophytic alluvial channel-fills. – Rev. Palaeobot. Palynol., 90: 1-21; Amsterdam.
- GASTALDO, R. A., RIEGEL, W., PÜTTMANN, W., LINNEMANN, U. G. & ZETTER, R. M. (1998): A multidisziplinärer approach to reconstruct Late Oligocene vegetation in central Europe. – Rev. Palaeobot. Palynol., 101: 71–94; Amsterdam.
- GEINITZ, H. B. (1842): Über Versteinerungen von Altenburg und Ronneburg. – Mitt. a. d. Osterlande, 6 (2): 86-99; Altenburg.
- GELLHORN, O. v. (1893): Die Braunkohlenhölzer der Mark Brandenburg. – Jahrb. Kgl. preuß. Geol. Landesanstalt, 14 (II): 3-12; Berlin.
- GLINKA, U. & WALTHER, H. (2003): *Rhodomyrthophyllum reticulatum* (ROSSM.) KNOBLOCH & KVAČEK – ein bedeutendes eozänes Florenelement im Tertiär Mitteleuropas. – Feddes Repert., 114: 39-55; Berlin.
- GLOCKER, E. F. (1857): Geognostische Beschreibung der preussischen Oberlausitz theilweise mit Berücksichtigung des sächsischen Antheils – Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz, 8: 1-433; Görlitz.
- GLÖCKNER, F. (1912): Zur Entstehung der Braunkohlenlagerstätten der südlichen Lausitz. – Braunkohle, 10 (42): 661-668, 10 (43): 677-685, 10 (44): 693-703, 10 (45): 709-712; Halle/S.
- GÖPPERT, H. R. (1862): Über die in der Geschiebformation vorkommenden versteinerten Hölzer. – Z. dt. geol. Ges., C: 551-554; Berlin.
- GOTHAN, W. (1905): Zur Anatomie lebender und fossiler Gymnospermen Hölzer. – Abh. Kgl. preuß. Geol. Landesanst., N. F., 44: 1-108; Berlin.
- GOTHAN, W. (1906a): Piceoxylon pseudotsugae als fossiles Holz, Pseudotsuga (aff. Douglasii) als rezenter Baum. – In: POTONIÉ, H.: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzen, 4 (80): 1-5; Berlin.
- GOTHAN, W. (1906b): Die fossilen Coniferenhölzer von Senftenberg. – In: MENZEL, P.: Über die Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen. – Abh. Kgl. preuß. Geol. Landesanst., N. F., 46: 155-171; Berlin.
- GOTHAN, W. (1933): Die neuen Funde in der Braunkohlenflora der Niederlausitz. – Braunkohle, 32: 465-468; Halle/S.
- GOTHAN, W. (1936a): Über die sogenannte Graskohle der östlichen Braunkohlen. – Braunkohle, 35 (24): 405-409; Halle/S.
- GOTHAN, W. (1936b): Nochmals die „Graskohle“: Nadeln der Schirmtanne (*Sciadopitys*). – Braunkohle, 35 (40): 736-738; Halle/S.

- GOTHAN, W. & BENADE, W. (1930): Über „Faserlignite“ („Faserkohle“) in der Braunkohle und „Faserkohle“ überhaupt. – Braunkohle, 14: 274-280; Halle/S.
- GÖTHEL, M. (2004): Stratigraphie des Känozoikums in Brandenburg mit spezieller Berücksichtigung des Braunkohlenreviers Lausitz. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., 11 (1-2): 149-168; Kleinmachnow.
- GÖTHEL, M. & SCHNEIDER, W. (2004): Die miozänen Ablagerungen und Pflanzenfossilien des Deckgebirges im Tagebau Cottbus-Nord im Rahmen der sequenzstratigraphischen Gliederung des Neogens der Lausitz. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., 11 (1-2): 49-72; Kleinmachnow.
- GREGUSS, P. (1967): Fossil Gymnosperm woods in Hungary from the Permian to Pliocene: 136 pp.; Budapest (Akad. Kiadó).
- HALFAR, J.; RIEGEL, W. & WALTHER, H. (1998): Facies architecture and sedimentology of a meandering fluvial system: a Palaeogene example from the Weisselster Basin, Germany. – Sedimentology, 45: 1-17; Oxford.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M., JAQUIN, Th., DE GRACIANSKY, P.-Ch. & VAIL, P. R. (1998): Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. – In: DE GRACIANSKY, P.-Ch., HARDENBOL, J., JAQUIN, Th. & VAIL, P. R. (Eds.): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: SEPM Special Publ., 60: 23-26.
- HARTIG, T. (1848): Beiträge zur Geschichte der Pflanzen und zur Kenntnis der norddeutschen Braunkohlenflora. – Bot. Z., 6: 185-190; Berlin.
- HEER, O. (1861): Beiträge zur näheren Kenntnis der sächsisch-thüringischen Braunkohlenflora. – Abh. naturwiss. Ver. Provinz Sachsen Thüringen, 2: 405-438; Altenburg.
- HOFMANN, E. (1929): Verkieselte Hölzer aus der Vashegy (Eisenberg) Gruppe. – Ann. Sabariensis, 3: 81-87; Szombathely.
- HOFMANN, E. (1930): Paläobotanische Untersuchungen von Braunkohlen aus dem Geiseltal und von Gaumnitz. – Jb. Halleschen Verb. Erforsch. mitteldt. Bodenschätze, N.F., 9: 43-54; Halle/S.
- HUARD, J. (1966): Étude anatomique des bois de conifères de coches à lignite Néogènes des Landes. – Mém. Soc. Géol. France, Nouv. Sér., 105: 1-85; Paris.
- HUNGER, R. (1938): Schildhaare aus der eozänen Braunkohle des Zeitz-Weißenfels Reviers. – Z. Naturwiss., 92: 96-99; Halle/S.
- HUNGER, R. (1939): Biostratonomie und Paläobotanik der Braunkohlenvorkommen des eozänen Humodils des Zeitz-Weißenfels Reviers. – Braunkohlen-Arch., 51: 33-69; Halle/S.
- HUNGER, R. (1953a): Zur Fazies der Kohle. – Bergakademie, 5: 274-280; Berlin.
- HUNGER, R. (1953b): Das Alter der Flözscholle von Tröbitz-Süd bei Dobrilugk. – Geologie, 2 (2): 136-141; Berlin.
- HUNGER, R. (1954): Zur Stratigraphie und Fazies der Lausitzer Braunkohlen. – Freiburger Forsch.-H., C 9: 5-22; Berlin.
- JÄHNICHEN, H. (1954): Über den Nachweis der Magnoliaceen-Gattung Kadsura in der Niederlausitzer Braunkohle. – Geologie, 3 (5): 660-671; Berlin.
- JÄHNICHEN, H. (1965): Beiträge zur Tertiärflora der Lausitz – inkohlte Blätter und Epidermisstrukturen. Monatsber. Deutsch. – Monatsber. Dt. Akad. Wiss. Berlin, 7 (9): 663-670; Berlin.
- JÄHNICHEN, H. (1966): Morphologisch-anatomische Studien über strukturbietende, ganzrandige Eichenblätter des Subgenus *Euquercus* – *Quercus lusatica* n.sp. – im Tertiär Mitteleuropas. – Monatsber. Dt. Akad. Wiss. Berlin, 8 (6/7): 477-511; Berlin.
- JÄHNICHEN, H. (1969): Revision zu Originalen strukturbietender Blätter aus der Lausitzer und der Niederrheinischen Braunkohle. – Geologie, 18 (1): 77-111; Berlin.
- JÄHNICHEN, H. (1976): Schisandraceae und Illiciaceae als holarktische und subtropische Florenelemente im mitteleuropäischen Tertiär. – Abh. zentr. geol. Inst., 26: 151-197; Berlin.
- JÄHNICHEN, H. & WALTHER, H. (1974): Über den Nachweis der Oleaceen-Gattung *Forestiera* POIR. im Tertiär Mitteleuropas. – Feddes Repert., 85 (1-2): 17-41; Berlin.
- JURASKY, K. A. (1928a): Paläobotanische Braunkohlenstudien, II. Die Vorstellung vom Braunkohlenwald als irrträgliches Schema. – Senckenbergiana lethaea, 10: 111-118; Frankfurt a.M.
- JURASKY, K. A. (1928b): Paläobotanische Braunkohlenstudien, 3. Ein neuer Fund von *Sciadopitys* in der Braunkohle. – Senckenbergiana lethaea, 10: 225-243; Frankfurt a.M.
- KIRCHHEIMER, F. (1932): Über einen Schwelkohlenhorizont im Unterflöz der Niederlausitz. – Braunkohle, 31 (51): 900-902; Halle/S.
- KIRCHHEIMER, F. (1933): Zum Vorkommen von Palmenresten in der Niederlausitzer Braunkohle. – Centralbl. f. Min. Geol. Paläont. Abt. B, 1933 (2): 130-140; Stuttgart.
- KIRCHHEIMER, F. (1935): Reste von Wasserpflanzen aus der Braunkohle des Niederlausitzer Typus. – Zentralbl. f. Min. Geol. Paläont., 1935, Abt. B, 1: 25-31; Stuttgart.
- KIRCHHEIMER, F. (1936): Beiträge zur Tertiärflora. – Palaeontographica Abt. B, 82: 71-141; Stuttgart.
- KIRCHHEIMER, F. (1937): Grundzüge der Pflanzenkunde der deutschen Braunkohlen: 153 S.; Halle/S (W. Knapp).
- KIRCHHEIMER, F. (1957): Die Laubgewächse der Braunkohlenzeit: I-IX, 1-783 S.; Halle/S. (W. Knapp).
- KÖTHE, A. (2003): Dinozysten-Zonierung im Tertiär Norddeutschlands. – Revue Paléobiol., 22: 895-923; Genève.
- KOSTYNIUK, M. (1967): Coniferous stumps from the brown coal deposit of Túrow near Bogatynia, SW Poland. – Prace Muzeum Ziemi, Prace Paleobotanicze, 10: 3-96; Warszawa.
- KRÄUSEL, R. (1919): Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs. – Jb. preuß. Geol. Landesanst., 38, II (1-2): 1-338; Berlin.
- KRÄUSEL, R. (1920a): Paläobotanische Notizen I-III. – Senckenbergiana, 2: 198-215; Frankfurt a.M.
- KRÄUSEL, R. (1920b): Nachträge zur tertiären Flora Schlesiens. – Jb. preuß. Geol. Landesanst., 39: 418-461; Berlin.
- KRÄUSEL, R. (1940): *Pinus petzoldti* n. sp. aus der Braunkohle von Senftenberg in der Lausitz. – Senckenbergiana, 22 (1): 2-5; Frankfurt a.M.
- KRÄUSEL, R. (1949): Die fossilen Koniferenhölzer (unter Ausschluss von *Araucarioxylon* Kraus). – Palaeontographica Abt. B, 89: 83-203; Stuttgart.
- KRAUSE, F. (2009): Obereozäne Blätterflore aus dem zentralen Weißelster-Becken (Mitteldeutschland) und ihre paläoökologische Position: 232 S.; Freiberg (TU Bergakademie). [unveröff. Diplomarbeit]

- KRUTZSCH, W. (1957): Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. – Z. angew. Geol., 3 (11/12): 509-548; Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1962, 1963a,b, 1967, 1970, 1971): Atlas der mittel- und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas.: Liefg. I-III; Berlin (Verl. Wiss.), Liefg. IV-VII; Jena (G. Fischer).
- KRUTZSCH, W. (1967): Der Florenwechsel im Alttertiär Mitteleuropas auf Grund von sporenpaläontologischen Untersuchungen. – Abh. Z. Geol. Inst., Paläont. Abh., 10: 17-37; Berlin.
- KRUTZSCH, W. unter Mitarbeit von H. Blumenstengel, Y. Kiesel, L. Rufflé (1992): Paläobotanische Gliederung des Alttertiärs (Mitteleozän bis Oberoligozän) in Mitteleuropa und das Problem der Verknüpfung mariner und kontinentaler Gliederungen (klassische Biostratigraphien – paläobotanisch-ökologische Klimastratigraphie – Evolutionsstratigraphie der Vertebraten). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 186 (1-2): 137-253; Stuttgart.
- KRUTZSCH, W. (2000): Stratigraphische Tabelle Oberoligozän und Neogen (marin – kontinental). – Berliner geowiss. Abh., E 34: 153-165; Berlin.
- KRUTZSCH, W. & MAJEWSKI, J. (1967): Zur Methodik der pollenstratigraphischen Zonengliederung im Jungtertiär Mitteleuropas. – Abh. zentr. Geol. Inst., 10: 83-98; Berlin.
- KUNZMANN, L. (1995): Rekonstruktion einer tertiären Flusslandschaft. Geologische und makropaläobotanische Untersuchungen am paläogenen Zwickau-Altenburger Flußsystem im Weißelster-Becken, NW-Sachsen, Methoden, Möglichkeiten und Grenzen. – Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol., 41: 73-95; Dresden.
- KUNZMANN, L. (1998): *Trigonobalanopsis* KVAČEK & WALTHER, *Alnus* MILLER und *Salix* LINNÉ im Unteroligozän Nordwestsachsens. – Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol., 43/44: 227-238; Dresden.
- KUNZMANN, L. (1999): Koniferen der Oberkreide und ihre Relikte im Tertiär Europas. Ein Beitrag zur Kenntnis ausgestorbener Taxodiaceae und Geinitziaceae. – Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 45: 7-191; Dresden.
- KUNZMANN, L. (Ed.) 2008: Excursion No. B2. Palaeogene and Neogene sites in East Germany and visit to the city of Dresden. – Field trip guide IPC-XII 2008 IOPC-VIII 2008 Bonn, Germany: 112 S.; Staatliche Naturhistorische Sammlungen Dresden.
- KUNZMANN, L. & WALTHER, H. (1997): How to reconstruct a riparian environment?, methods, problems, results. – Meded. Netherl. Inst. Appl. Geosc. TNO, 58: 219-225; Haarlem. [Proceedings 4th EPPC]
- KUNZMANN, L. & WALTHER, H. (2002). Eine obereozäne Blätterflora aus dem mitteldeutschen Weißelster-Becken. – Paläont. Z., 76 (2): 261-282; Stuttgart.
- KUNZMANN, L. & WALTHER, H. (2007): A noteworthy plant taphocoenosis from the Early Oligocene Haselbach member (Saxony, Germany) containing *Apocynophyllum neriifolium* Heer (cf. Lythraceae). – Acta Palaeobotanica, 47(1): 145-161; Kraków.
- KUNZMANN, L., KVAČEK, Z., MAI, D. H. & WALTHER, H. (2009): The genus *Taxodium* (Cupressaceae) in the Palaeogene and Neogene of Central Europe. – Rev. Palaeobot. Paly-nol., 153 (1-2): 153-183; Amsterdam.
- KVAČEK, Z. & WALTHER, H. (1998): The Oligocene volcanic flora of Kundračice near Litomerice, České Středohoří volcanic complex (Czech Republic) – a review. – Acta Mus. Nat. Pragae, Ser. B, Hist. Nat., 54 (1-2): 1-42; Prague.
- KVAČEK, Z. & WALTHER, H. (2001): The Oligocene of Central Europe and the development of forest vegetation in space and time based on megafossils. – Palaeontographica Abt. B, 259 (1-6): 125-148; Stuttgart.
- ŁAŃCUCKA-ŚRODONIOWA, M., KVAČEK, Z. & ZASTAWNIAK, E. (1992): Macroscopic plant remains from the Gozdnicza and Gozdnicza-Stanisław Localities. – In: ZASTAWNIAK, E. (ed.): The younger Tertiary deposits in the Gozdnicza Region (SW Poland) in the light of recent palaeobotanical research. – Polish Bot. Stud., 3: 1-129; Kraków.
- LANGE J. & SUHR, P. (1999): Die Lausitzer Moldavite und ihr geologisches Umfeld. 8. Tagung über Moldavite. – Schr. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 10: 71-100; Dresden.
- LINSTOW, O. v. (1925): Kurzer Beitrag zur Entstehung der Braunkohlenlager. – Braunkohle, 23 (52): 1009-1010; Halle/S.
- LITKE, R. (1966): Kutikularanalytische Untersuchungen im Niederlausitzer Unterflöz. – Paläont. Abh. B II, 2: 327-426; Berlin.
- LITKE, R. (1967): Kutikularanalytischer Nachweis für einen Wechsel von warmgemäßigtem zu warmem Klima im Jungtertiär. – Abh. zentr. Geol. Inst., 10: 123-127; Berlin.
- LITKE, R. (1968): Über den Nachweis tertiärer Gramineen. – Monatsber. Dt. Akad. Wiss. zu Berlin, 10 (6): 461-471; Berlin.
- LOTSCH, D., KRUTZSCH, W., MAI, D.H., KIESEL, Y. & LAZAR, E. (1969): Stratigraphisches Korrelationsschema für das Tertiär der Deutschen Demokratischen Republik. – Abh. Zentr. Geol. Inst., 12: 1-438; Berlin.
- MÄDEL, E. (1959): Ein fossiles *Nyssa*-Holz aus Japan, *Nyssonoxylon japonicum* n.g., n.sp. – Senckenbergiana lethaea, 40 (3-4): 211-222; Frankfurt a.M.
- MAGALOWSKI, G. (1960): Feinstratigraphische Untersuchungen der Braunkohlen des Tagebaues Spreetal in der östlichen Niederlausitz zur Deutung der Flözgenese unter besonderer Berücksichtigung der Sporomorphenföhrung. – Freiburger Forsch.-H., C 85: 69-91; Berlin.
- MAI, D. H. (1967): Die tertiären Arten von *Trigonobalanus* Forman (Fagaceae) in Europa. – Jb. Geol., 3: 381-409; Berlin.
- MAI, D. H. (1970): Subtropische Elemente im europäischen Tertiär. – Paläont. Abh., Abt. B, 3: 441-503; Berlin.
- MAI, D. H. (1971): Über fossile Lauraceae und Theaceae in Mitteleuropa. – Feddes Repert., 82 (5): 313-341; Berlin.
- MAI, D. H. (1987): Neue Arten nach Früchten und Samen aus dem Tertiär von Nordwestsachsen und der Lausitz. – Feddes Repert., 98 (1-2): 105-126; Berlin.
- MAI, D. H. (1989): Die fossile Flora des Blättertons von Wischgrund und anderer gleichaltriger Fundstellen der Klettwitzter Hochfläche. Teil II. – Natur und Landschaft, 11: 3-44; Cottbus.
- MAI, D. H. (1995a): Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas – Methoden und Ergebnisse: 691 S.; Jena, Stuttgart, New York
- MAI, D.H. (1995b): Die Geschichte der Tertiärbotanik in Sachsen und seinen unmittelbaren Nachbargebieten.

- Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 41: 21-39; Dresden.
- MAI, D. H. (1999a): Die untermiozänen Floren aus der Spremberger Folge und dem 2. Flözhorizont in der Lausitz. Teil I: Farnpflanzen, Koniferen und Monokotyledonen. – *Palaeontographica* Abt. B, 250: 1-76; Stuttgart.
- MAI, D. H. (1999b): Die untermiozänen Floren aus der Spremberger Folge und dem 2. Flözhorizont in der Lausitz. Teil II. – *Palaeontographica* Abt. B, 251: 1-70; Stuttgart.
- MAI, D. H. (2000a): Die untermiozänen Floren aus der Spremberger Folge und dem 2. Flözhorizont in der Lausitz. Teil IV: Fundstellen und Paläobiologie. – *Palaeontographica* Abt. B, 254: 65-176; Stuttgart.
- MAI, D. H. (2000b): Die mittelmiozänen und obermiozänen Floren aus der Meuroer und Raunoer Folge in der Lausitz. Teil I. – *Palaeontographica* Abt. B, 256: 1-68; Stuttgart.
- MAI, D. H. (2001a): Die mittelmiozänen und obermiozänen Floren aus der Meuroer und Raunoer Folge in der Lausitz. Teil II. – *Palaeontographica* Abt. B, 257: 35-174; Stuttgart.
- MAI, D. H. (2001b): Die mittelmiozänen und obermiozänen Floren aus der Meuroer und Raunoer Folge in der Lausitz. Teil III. – *Palaeontographica* Abt. B, 258: 1-85; Stuttgart.
- MAI, D. H. & WALTHER, H. (1978): Die Floren der Haselbacher Serie im Weißelster-Becken (Bezirk Leipzig, DDR) – Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 28: 1-101; Dresden.
- MAI, D. H. & WALTHER, H. (1983): Die fossilen Floren des Weißelster-Beckens und seiner Randgebiete. – *Hall. Jb. Geowiss.*, 8: 59-74; Gotha.
- MAI, D. H. & WALTHER, H. (1985): Die obereozänen Floren des Weißelster-Beckens (Bezirk Leipzig, DDR). – Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 33: 1-260; Leipzig.
- MAI, D. H. & WALTHER, H. (1991): Die oligozänen und untermiozänen Floren Nordwest-Sachsens und des Bitterfelder Raumes. – Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 38: 1-230; Dresden.
- MAI, D. H. & WALTHER, H. (2000): Die Fundstellen eozäner Floren NW-Sachsens und des Bitterfelder Raumes. – *Altenbg. Naturwiss. Forsch.*, 33: 3-59; Altenburg.
- MEDUS, J. & STRIEGLER, U. (2002): Die fossile Flora des Blättertons von Wischgrund. Teil IV: Pollen und Makroflora im Vergleich. – *Natur und Landschaft in der Niederlausitz*, 22: 18-37; Cottbus.
- MENZEL, P. (1906): Über die Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen. – Abh. K. preuß. Geol. Landesanst., N. F., 46: 1-176; Berlin.
- MENZEL, P. (1933): Neues zur Tertiärflora der Niederlausitz. – In: GOTHAN, W. & SAPPER, J. (eds.): *Arb. Inst. Paläobot.*, 3: 1-44; Berlin.
- MEYER, G. (1950): Der Einfluss der geologischen Strukturen im Meuselwitzer–Bornaer Braunkohlenrevier auf Planung und Abbau. – *Freiberger Forsch.-H.*, 1: 49-51; Leipzig.
- MÜLLER-STOLL, W. R. & MÄDEL, E. (1960): Juglandaceen-Hölzer aus dem Tertiär des pannonischen Beckens. – *Senckenbergiana lethaea*, 14: 255-295; Frankfurt a.M.
- NÖTZOLD, T. (1961): Fossile Früchte und Samen aus dem Niederlausitzer Braunkohlenrevier. – *Geologie*, 10 (2): 231-245; Berlin.
- OTTO, A., WALTHER, H. & PÜTTMANN, W. (1997): Sesqui- and diterpenoid biomarkers preserved in *Taxodium*-rich Oligocene oxbow lake clays, Weissester basin, Germany. – *Org. Geochem.*, 26 (1/2): 105-115; Oxford, Frankfurt a. M.
- POOLE, I., DOLEZYCH, M., KOOL, J., VAN DER BURGH, J. & VAN BERGEN, P. F. (2006): Do stable carbon isotopes of brown coal woods record changes in Lower Miocene Palaeoecology? – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 236 (3-4): 345-354; Amsterdam.
- POTONIÉ, H. (1895): Über die Autochthonie von Karbonflözen und des Senftenberger Braunkohlenflözes. – *Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst.*, II: 18-31; Berlin.
- POTONIÉ, R. (1934): Zur Mikrobiologie des eozänen Humodils des Geiseltales. – *Arb. Inst. Paläobot. Petrogr. Brennst.*, 4: 25-125; Berlin.
- PREUSS, B. (1960): Zur Feld-Ansprache von Braunkohlenarten im Raum Lauchhammer (Niederlausitz). – *Freiberger Forsch.-H.*, A 160: 62-66; Berlin.
- PRIBBERNOW, K. (2001): Die miozäne Blätterflora von Hohenleipisch, Niederlausitz. – *Natur und Landschaft in der Niederlausitz*, 21: 22-61; Cottbus.
- PRILL, W. (1913): Beiträge zur Kenntnis schlesischer Braunkohlenhölzer, Teil II: 68 pp.; Breslau (Wilh. Gottl. Korn). [Inaugural-Dissertation Königl. Universität Breslau]
- RAATZ, G.V. (1937): Mikrobiologisch-stratigraphische Untersuchung der Braunkohle des Muskauer Bogens. – Abh. preuß. geol. Landesanst., 183: 5-48; Berlin.
- RASCHER, J. (im Druck): Braunkohlen. – In: PÄLCHEN, W. (Ed.): *Geologie von Sachsen II. Georessourcen, -potenzial und -risiken*: Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- RASCHER, J., ESCHER, D. & FISCHER, J. (2008): Zur stratigraphischen Gliederung des obereozänen Hauptflözkomplexes (Thüringer und Bornaer Hauptflöz) in der Leipziger Bucht. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 159/1: 105-116; Stuttgart.
- RASCHER, J., ESCHER, D., FISCHER, J., DUTSCHMANN, U., KÄSTNER, S. (Bearb.) & STANDKE, G. (ed.) (2005): *Geologischer Atlas Tertiär Nordwestsachsen 1 : 250 000*: 16 S.; Dresden (Sächs. Landesamt für Umwelt u. Geologie).
- RASCHER, J., ESCHER, D., FISCHER, J., DUTSCHMANN, U., SCHNEIDER, G., VOLKMANN, N., STIEWE, J., HOTH, N. & DILBAT, M. (2006): Abschlussbericht zum FuE-Vorhaben: Lithofazielle Modellierung tertiärer Faziesseinheiten in Bergbaufolgelandschaften: 102 S.; Freiberg (*GEO montan* GmbH Freiberg, TU Bergakademie Freiberg, i. A. Sächs. Landesamt f. Umwelt u. Geologie).
- RAUKOPF, K. (1959): Pollenanalytische Untersuchungen zur Feinstratigraphie der Tertiärkohlen von Mecklenburg, Berlin und der Lausitz. – Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, (8): 1-24; Berlin.
- RETTSCHLAG, R. (1954): *Viscophyllum miqueli* f. *parvula* aus der Kohle des Unterflözes der Niederlausitz. – *Geologie*, 3 (3): 326-341; Berlin.
- REUSCHEL, Ch. & WALTHER, H. (2006): Studien über oligozäne *Populus*-Arten aus der Weißelstersenke südlich von Leipzig, Sachsen (Deutschland). – *Feddes Repert.*, 117: 1-33; Weinheim.
- ROSELT, G. & FEUSTEL, H. (1960): Ein *Taxodiaceen*holz aus der Mitteldeutschen Braunkohle mit Insektenspuren und -resten. – *Geologie*, 9: 84-101; Berlin.

- ROSELT, G. & SCHNEIDER, W. (1969): Cuticulae dispersae, ihre Merkmale, Nomenklatur und Klassifikation. – Paläont. Abh., B III (1): 1-128; Berlin.
- RÜFFLE, L. (1976): Myricaceae, Leguminosae, Icacinaceae, Sterculiaceae, Nymphaeaceae, Monocotyledones, Coniferae. – Abh. zentr. geol. Inst., 26: 337-438; Berlin.
- RÜFFLE, L. & JÄHNICHEN, H. (1976): Myrtaceen im Geiseltal und einigen anderen Fundstellen des Eozäns. – Abh. zentr. geol. Inst., 26: 307-336; Berlin.
- SCHAARSCHMIDT, F. & WALTHER, H. (1997): Paläogen Mitteldeutschland: Dresden und Frankfurt/M. [unveröff. Forschungsbericht DFG]
- SCHENK, A. (1869): Ueber einige in der Braunkohle vorkommende Pflanzenreste. – Bot. Z., 27: 376-380; Leipzig.
- SCHENK, A. (1882): Die von den Gebrüdern Schlagintweit in Indien gesammelten fossilen Hölzer. – Engler's bot. Jb., 3 (4): 353-358; Berlin.
- SCHENK, A. (1890): Palaeophytologie. – In: ZITTEL, K. A. v. (Hrsg.): Handbuch der Paläontologie: 958 S.; München, Leipzig.
- SCHLECHTENDAL, D. H. R. (1897): Beiträge zur näheren Kenntnis der Braunkohlenflora Deutschlands. – Abh. naturforsch. Ges. Halle, 21: 3-28; Halle.
- SCHNEIDER, W. (1965): Zur faziellen Entwicklung im „Oberbegleiter des Lausitzer Unterflöz“ im Tagebau Spreeetal. – Freib. Forsch.-H., C 189: 203-226; Leipzig.
- SCHNEIDER, W. (1966): Beziehungen zwischen Pflanzeninhalt und petrographischer Beschaffenheit von Weichbraunkohlen am Beispiel der miozänen Braunkohlen der Oberlausitz. – Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A Geol. Paläont., 11 (5): 615-633; Berlin.
- SCHNEIDER, W. (1969a): Cuticulae dispersae aus dem 2. Lausitzer Flöz (Miozän) und ihre fazielle Aussage. – Freib. Forsch.-H., C 222: 1-75; Leipzig.
- SCHNEIDER, W. (1969b): Zur kutikularanalytischen Kennzeichnung technologisch bedeutsamer Braunkohlenlithotypen im 2. Lausitzer Flöz. – Freib. Forsch.-H., C 242: 29-34; Leipzig.
- SCHNEIDER, W. (1973): Zur Paläobotanik des Bitterfelder Braunkohlen-Tertiärs. – Freib. Forsch.-H., C 285: 61-75; Leipzig.
- SCHNEIDER, W. (1977): Einige merkmalsphylogenetisch aussagefähige Cuticulae dispersae tertiärer Kohlenbildner der Lausitz. – Freib. Forsch.-H., C 319: 65-77; Leipzig.
- SCHNEIDER, W. (1978): Zu einigen Gesetzmäßigkeiten der faziellen Entwicklung im 2. Lausitzer Flöz. – Z. angew. Geol., 24 (3): 125-130; Berlin.
- SCHNEIDER, W. (1979): Zur Feinstratigraphie des 2. Lausitzer Flözhorizonts (Miozän) unter besonderer Berücksichtigung der Verbreitung der Koniferengattung *Cunninghamia* R. Br. – Z. geol. Wiss., 7 (4): 479-485; Berlin.
- SCHNEIDER, W. (1980): Mikropaläobotanische Faziesanalyse in der Weichbraunkohle. – Neue Bergbautechnik, 10 (12): 670-675; Leipzig.
- SCHNEIDER, W. (1981): Nachweis der Pinaceen-Gattung *Cathaya* CHUN & KUANG im 2. Lausitzer Flöz (Miozän). – Z. geol. Wiss., 9 (8): 889-897; Berlin.
- SCHNEIDER, W. (1983): Fossilien flözbildender Kiefern im Lausitzer Miozän. – Z. geol. Wiss., 11 (12): 1471-1489; Berlin.
- SCHNEIDER, W. (1986a): *Cryptomeria* DON (Taxodiaceae) – ein Kohlebildner im mittel-europäischen Tertiär. – Z. geol. Wiss., 14, (6): 735-744; Berlin.
- SCHNEIDER, W. (1986b): Phytogene Verkieselungen in der miozänen Braunkohle und deren Aussage für Stratigraphie, Fazies und Flözgenese. – Z. geol. Wiss., 14 (2): 153-162; Berlin.
- SCHNEIDER, W. (1989): Beitrag der Paläobotanik zur Kohlengeologie. Beispiele und Gesichtspunkte aus 60 Jahren Brennstoffgeologie an der Bergakademie Freiberg. – Wissenschaftl.-techn. Informationsdienst WTI Berlin, Reihe A, 30 (1): 85-90; Berlin
- SCHNEIDER, W. (1990a): Die neue Deutung von *Marcoduria inopinata* WEYLAND 1957 und ihre kohlengeologische Konsequenz. – Z. geol. Wiss., 18 (10): 911-918; Berlin.
- SCHNEIDER, W. (1990b): Floral successions in miocene bogs of Central Europe. – In: KNOBLOCH, E. & KVAČEK, Z. (eds.): Proceedings Symposium “Paleofloristic and Paleoclimatic Changes in the Cretaceous and Tertiary”, 205-212; Praha.
- SCHNEIDER, W. (1991): Koniferen-Cuticulae der miozänen Flöze der Niederlausitz. – Proc. Pan.-Europ. Palaeobot. Conf. Vienna 1991: 219-225; Wien.
- SCHNEIDER, W. (1992): Floral Successions in Miocene swamps and bogs of Central Europe. – Z. geol. Wiss., 20 (5/6): 555-570; Berlin.
- SCHNEIDER, W. (1995): Palaeohistological studies on Miocene brown coals of Central Europe. – Int. J. Coal Geol., 28 (2-4): 229-248; Amsterdam.
- SCHNEIDER, W. (1997): Die Entwicklung der tertiären Moorlandschaften im Raum Gräbendorf (2. Lausitzer Flözhorizont, Flözbank 2). – Natur und Landschaft in der Niederlausitz, 18: 79-93; Cottbus.
- SCHNEIDER, W. (2000): Myrica-Blattfossilien in den miozänen Braunkohlenschichten der Lausitz und angrenzender Gebiete. – Natur und Landschaft in der Niederlausitz, 20: 84-111; Cottbus.
- SCHNEIDER, W. (2001): Ältere und jüngere Moorflora im Tertiär Mitteleuropas. – APP-Meeting Utrecht 25.05. 2002, Abstracts: 26; Utrecht. [unpubl.]
- SCHNEIDER, W. (2002): Das „Lausitzer Braunkohlenmoor“ im Spreeauenpark in Cottbus. – Natur und Landschaft in der Niederlausitz, 22: 8-17; Cottbus.
- SCHNEIDER, W. (2004): Eine blätterführende Taphocoenose im 2. Miozänen Flöz von Nochten (Lausitz): Taxonomie, Taphonomie und Phytostratigraphie. – Palaeontographica Abt. B, 268 (1-3): 1-74; Stuttgart.
- SCHNEIDER, W. (2005): *Piliparicutis hradekensis* (KVAČEK & BŮŽEK 1966) SCHNEIDER 2003 (Lauraceae, *Ocotea* Aubl. 1775) in miozänen Taphocoenosen der Lausitz (Ostdeutschland). – Documenta naturae, 155, 4: 1-41; München.
- SCHNEIDER, W. (2007): *Magnolia* L. in peat-forming associations of the Miocene seams in Lower Lusatia (East Germany). – Acta Palaeobotanica, 47 (1): 217-235; Kraków.
- SCHNEIDER, W. (2008): Paläobotany of the Miocene lignite seams in Lower Lusatia (Lausitz). – In: KUNZMANN, L. (Ed.): Excursion No. B2. Palaeogene and Neogene sites in East Germany and visit to the city of Dresden. – Field trip guide IPC-XII 2008 IOPC-VIII 2008 Bonn, Germany, 73-92; Dresden (Staatliche Naturhistorische Sammlungen Dresden).

- SCHNEIDER, W. & GRÖSCHKE, A. (2003): Bernstein und Blattreste im miozänen Raunoer Fluss. – *Natur und Landschaft in der Niederlausitz*, 23: 41-71; Cottbus.
- SCHÖNFELD, E. (1953): Mitteilungen über Funde aus dem Bornauer Braunkohlenrevier. – *Geologie*, 2 (2): 190-203; Berlin.
- SCHÖNFELD, E. & SCHÖNFELD, G. (1930): Sächsische Braunkohlenhölzer. – *Sitzungsber. Naturwiss. Ges. Isis Dresden*, 1929: 68-70; Dresden.
- SCHÖNFELD, G. (1925): Das Taxodium unserer Braunkohlenwälder. – *Senckenbergiana lethaea*, 7: 1-7; Frankfurt/M.
- SCHWAB, G. & FRANTZ, U. (1962): Beitrag zur Kenntnis des Lausitzer Unterflözes im Bereich des Braunkohlenwerkes „Glückauf“, Knappenrode (Niederlausitz). – *Mber. Dt. Akad. Wiss. Berlin*, 4 (11-12): 729-739; Berlin.
- SONTAG, E. (1966): Mikrobotanische (palynologische) Untersuchungen am 2. Niederlausitzer Flözhorizont. – *Geologie*, 15, Beiheft 54: 1-141; Berlin.
- SONTAG, E. & SCHNEIDER, W. (1982): Zur mikropaläobotanischen Gliederung des 2. Niederlausitzer Flözhorizontes. *Ergebnisse und Probleme*. – *Z. angew. Geol.*, 28 (10): 470-480; Berlin.
- STANDKE, G. (1997): Die Hainer Sande im Tagebau Witznitz. *Ergebnisse der Geologischen Aufschlussdokumentation stillgelegter Braunkohlentagebaue in Sachsen*. – *Mauritiana*, 16 (2): 241-259; Altenburg.
- STANDKE, G. (1998): Tagebau Peres. – *Geologische Aufschlussdokumentation stillgelegter Braunkohlentagebaue in Sachsen*, 123 S.; Freiberg (Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie). [unveröff.]
- STANDKE, G. (1999): Tagebau Bockwitz. – *Geologische Aufschlussdokumentation stillgelegter Braunkohlentagebaue in Sachsen*, 43 S.; Freiberg (Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie). [unveröff.]
- STANDKE, G. (2001): Thierbacher Schichten und Hainer Sande (Oligozän-Eozän) im ehemaligen Braunkohlentagebau Bockwitz südlich von Leipzig. – *Mauritiana*, 18: 61-89; Altenburg.
- STANDKE, G. (2006): Paläogeographisch-fazielle Modellierung des Unter-/Mittelmiozän-Grenzbereiches in der Lausitz (Briesker Folge/Formation). – *Schriftenr. f. Geowiss.*, 14: 1-130; Berlin.
- STANDKE, G. mit einem Beitrag von P. SUHR (2008a): Tertiär. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.): *Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte*: 358-419; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- STANDKE, G. (2008b): Paläogeografie des älteren Tertiärs (Paläozän bis Untermiozän) im mitteldeutschen Raum. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 159/1: 81-103; Stuttgart.
- STANDKE, G., BLUMENSTENGEL, H. & BÜLOW, W. v. (2005): Tertiär Ostdeutschlands in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – In: MENNING, M. & HENDRICH, A. (Eds.): *Erläuterungen zur stratigraphischen Tabelle von Deutschland: Newsletters Stratigraphy*, 41 (1-3): 323-338; Stuttgart.
- STANDKE, G., RASCHER, J., EISSMANN, L., HOFFMANN, K. & JUNGE, F. W. (2004): Die Südsee(n) von Leipzig: Quartär, Tertiär und Landschaftswandel. – *Schriftenr. Dt. Geol. Ges.*, 35: 43-74; Leipzig. [Gemeinschaftstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft e. V. (DGG) und der Gesellschaft für Geowissenschaften e. V. (GGW) GeoLeipzig 2004, Geowissenschaften sichern Zukunft; Exkursionsführer]
- STANDKE, G., RASCHER, J. & STRAUSS, C. (1993): Relative sea-level fluctuations and brown coal formation around the Early-Middle Miocene boundary in the Lusatian Brown Coal District. – *Geol. Rundschau*, 82: 295-305; Stuttgart.
- STANDKE, G., RASCHER, J. & VOLKMANN, N. (2002): Lowstand Cycles and Coal Formation in Paralic Environments: New Aspects in Sequence Stratigraphy. – In: GUERS, K. (Ed.): *Northern European Cenozoic Stratigraphy; Proceedings 8th Biannual Meeting RCNNS/RCNPS*, 153-161; Flintbek.
- STANDKE, G. & SUHR, P. (1998): Vulkane-Flüsse-Küstenmoore: Die fazielle Vielfalt am Südrand der Nordwest-Europäischen Tertiärsenke. – *Terra Nostra*, 98/4: 79-98; Berlin. [Exk.-Führer Geo '98 Berlin]
- STRAUSS, C. (1991): Taxonomie und Biostratigraphie des marinen Mikroplanktons mit organischer Wandung im Oligo-Miozän Ostdeutschlands: 122 S.; Freiberg (TU Bergakademie). [unveröff. Dissertation A]
- STRIEGLER, U. (1985): Die fossile Flora des Blättertons von Wischgrund Teil I. – *Natur und Landschaft*, 7: 3-35; Cottbus.
- STRIEGLER, U. (1990): Paleobotanical studies in Lower Lusatia. – In: KNOBLOCH, E. & KVAČEK, Z. (eds.): *Proceedings Symposium "Paleofloristic and Paleoclimatic Changes in the Cretaceous and Tertiary"*, 233-237; Prag.
- SUHR, P. (1989): Beiträge zur Ichnologie des Niederlausitzer Miozäns. – *Freiberg. Forsch.-H.*, C 436: 93-101; Leipzig.
- SUHR, P. (1990): Spurenfossilien des Tertiärprofils der Lausitz und ihre faziellen Aussagemöglichkeiten. – *Exkursionsführer GGW-Tagung: Oberproterozoikum und Känozoikum der Lausitz*, November 1990, 13-14; Hoyerswerda.
- SUHR, P. (1998): Sequenzstratigraphische Interpretation des Tertiärprofils der Lausitz. – *Terra Nostra*, 98/3: V 357; Berlin.
- SUHR, P. (2009): Tertiär. – In: KUPETZ & KUPETZ: *Der Muskauer Faltenbogen: Wanderungen in die Erdgeschichte*, 24: 14-30; München.
- SÜSS, H. (1984): Briefliche Mitt. an W. Schneider.
- SÜSS, H., SCHIRAREND, C. & WALTHER, H. (1990): Ein fossiler Baumstamm, *Piceoxylon thierbachense* sp. nov. aus dem Oberoligozän Nordwestsachsens, DDR. – *Z. geol. Wiss.*, 18: 349-357; Berlin.
- TEUMER, T. (1920): Die Bildung der Braunkohlenflöze im Senftenberger Revier. – *Braunkohle*, 18: 577-579; Halle/S.
- TEUMER, T. (1922): Was beweisen die Stubbenhorizonte in den Braunkohlenflözen? – *Jb. Hall. Verb.*, 3 (3): 1-39; Halle/S.
- TEUMER, T. (1934): Palmenfunde in der Niederlausitzer Miozänkohle. – *Braunkohle*, 33 (12): 181-183; Halle/S.
- THIERGART, F. (1937): Die Pollenflora der niederlausitzer Braunkohle, besonders im Profil der Grube Marga bei Senftenberg. – *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, 58: 282-351; Berlin.
- VAN DER BURGH, J. (1964): Hölzer der Niederrheinischen Braunkohlenformation. 1. Hölzer der Braunkohlengrube „Anna“ zu Haanrade (Niederl. Limburg). – *Acta Bot. Neerl.*, 13: 250-301; Heerlen.
- VAN DER BURGH, J. (1973): Hölzer der niederrheinischen Braunkohlenformation. 2. Hölzer der Braunkohlengruben „Maria Theresia“ zu Herzogenrath, „Zukunft West“

- zu Eschweiler und „Victor“ (Zülpich-Mitte) zu Zülpich, nebst einer systematisch-anatomischen Bearbeitung der Gattung *Pinus* L. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 15: 73-275; Amsterdam.
- VAN DER BURGH, J. & MEIJER, J. J. F. (1996): *Taxodioxylon gypsaceum* and its botanical affinities. – *Current Science*, 70 (5): 373-378; Bangalore.
- VASSIO, E., MARTINETTO, E., DOLEZYCH, M. & VAN DER BURGH, J. (2009): Wood anatomy of the *Glyptostrobus europaeus* whole-plant from Pliocene fossil forests of Italy. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 155 (1-2): 169-179; Amsterdam.
- VINCKEN, R., Ed. (1988): The Northwest European Tertiary Basin. – *Geol. Jb.*, A 100: 1-508; Hannover.
- WALTHER, H. (1990): The Weissensteiner Basin (GDR) – an example of the development and history of Palaeogene forest vegetation in Central Europe. – In: KNOBLOCH, E. & KVAČEK, Z. (eds.): Proceedings Symposium “Paleofloristic and Paleoclimatic Changes in the Cretaceous and Tertiary”, 149-158; Prague.
- WALTHER, H. (2003): Magnolien in den paläogenen Blattfluren Mitteleuropas. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 241: 131-145; Frankfurt/M.
- WALTHER, H. & KUNZMANN, L. (2008): Zur Geschichte der paläobotanischen Forschung im Weissensteiner Becken. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 159/1: 13-21; Stuttgart.
- WOLF, L. & SCHUBERT, G. (1992): Die spättertiären bis elstereiszeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. – *Geoprofil*, 4: 1-43; Freiberg.
- ZALEWSKA, Z. (1961): Tertiary remains of fossil wood from Turów on the Lusatian Neisse. – *Acta Geol. Polonica*, 3: 481-543; Warszawa.
- ZENKER, I. C. (1833): Beiträge zur Naturgeschichte der Urwelt: 67 S.; Jena (F. Mauke).

THALHEIM, K. (2009): Zinnlagerstätten des Osterzgebirges, Zinnwald – Altenberg – Sadisdorf [Tin deposits of the Osterzgebirge, Zinnwald – Altenberg – Sadisdorf]. – In: Lange, J.-M., Linnemann, U. & Röhling, H.-G. (Hrsg.): GeoDresden 2009. Geologie der Böhmisches Masse – Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas, 161. Jahrestagung Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, 30.09.-02.10.2009 in Dresden. Exkursionsführer. – Exkurs.f. und Veröfftl. DGG, 241: S. 116 - 133, 12 Abb.; Hannover:

Zinnlagerstätten des Osterzgebirges, Zinnwald – Altenberg – Sadisdorf [Tin deposits of the Osterzgebirge, Zinnwald – Altenberg – Sadisdorf]

KLAUS THALHEIM

Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Königsbrücker Landstraße 159, D-01109 Dresden, klaus.thalheim@senckenberg.de

Kurzfassung

Das Osterzgebirge ist bekannt für seine Zinnvorkommen. Es handelt sich um an Granite gebundene Greisenlagerstätten, z. T. mit überkritischen Gängen und hydrothormaler Überprägung. Auf der Exkursion werden die drei Lagerstättendistrikte von Zinnwald, Altenberg und Sadisdorf vorgestellt.

Zinnwald ist eine Lagerstätte, für welche die Zinn-Wolfram-Mineralisation in Form von flach lagernden Gängen, den sogenannten „Flöze“ und Greisenkörpern charakteristisch ist. In Zinnwald ging der Bergbau auf Zinn- und Wolframerze zwischen 1550 und 1945 um. Auf tschechischem Gebiet, auf welchem auch der größere Teil dieser Lagerstätte liegt, wurde der Bergbau erst 1990 eingestellt. Die Befahrung des Besucherbergwerkes „Vereinigtes Zwitterfeld zu Zinnwald“ vermittelt einen Eindruck der untertägigen Abbausituation.

In Altenberg sind der gesamte Granit und z. T. auch das Nebengestein durch eine Vergreisenung gekennzeichnet. Die Vererzung mit fein verteiltem Kassiterit ist an die Greisenzonen gebunden. Durch den Abbau dieser fein dispersen Vererzung in vielen kleinen Grubenbetrieben kam es 1620 zum großen Pingenbruch. Die große Altenberger Pinge ist ein Wahrzeichen der Stadt, wo zwischen 1446 und 1991 ca. 106.000 t Zinn gefördert wurden.

In Sadisdorf treten sowohl Greisen als auch Gänge mit einer Zinnmineralisation im Granit auf. Die überkritischen Gänge enthalten auch eine Kupfermineralisation. Sowohl die Gänge als auch die Greisen besitzen eine enge genetische Beziehung zum Granit. Um Sadisdorf sind neben Zinnerzen auch Kupfer- und Silbererze gewonnen worden. Die Sadisdorfer Pinge ist ein Zeugnis dieses Bergbaus.

Auf der Exkursion wird auf die Neubewertung der Erzvorkommen im Osterzgebirge eingegangen, welche in den letzten Jahren vorgenommen wurde. Aufgrund gestiegener Rohstoffpreise sprach man schon von einem „Neuen Berggeschrey“.

Abstract

The Osterzgebirge is well known for its tin deposits. These are greisen deposits which are bound to granites, partially with pneumatolitic veins and hydrothermal overprints. The excursion will cover the introduction to the three deposit areas in Zinnwald, Altenberg and Sadisdorf.

Zinnwald is a deposit for which tin-wolfram-mineralizations in the shape of almost horizontally embedded veins, the so-called „Flöze“, and greisen bodies are characteristic features. Tin mining in Zinnwald flourished between 1550 and 1945. On Czech territory, where the greater part of the deposit is situated, mining was not abandoned until 1990. A visit to the public mine „Vereinigtes Zwitterfeld zu Zinnwald“ will convey an impression of the underground mining conditions.

In Altenberg the entire granite and in parts also the surrounding rocks are characterized by greisenization. The mineralization with dispersed cassiterite is linked to the greisen zones. In 1620, due to the mining of this finely dispersed mineralization the pit fault happened. The great Altenberger Pinge (pit fault) is a landmark of the city where between 1446 and 1991 about 106.000 tons of tin have been mined.

In Sadisdorf there are greisen as well as veins with tin mineralization in this granite. The pneumatolitic veins also contain copper mineralizations. Both veins and greisen have a close genetic link to this granite. Around Sadisdorf, apart from tin ore, copper and silver ore have been mined. The Sadisdorfer Pinge (pit fault) is evidence for the mining activity there.

The excursion is aimed at giving insight into the revaluation of the tin deposits in the Osterzgebirge which has been dealt with in the past years. On the basis of increasing commodity prices of mineral raw material it is already said to be the restart of mining.

Schlüsselworte: Sachsen, Zinnwald, Altenberg, Sadisdorf, Lagerstätten, Bergbau, Zinn, Wolfram, Lithium, Molybdän

Keywords: Saxony, Zinnwald, Altenberg, Sadisdorf, ore deposits, mining, tin, tungsten, lithium, molybdenum

1. Zur Geologie des Osterzgebirges

Das Osterzgebirge ist Teil der nach SW abtauchenden Erzgebirgischen Antiklinalzone. Als Osterzgebirge wird der Teil des Erzgebirges bezeichnet, der zwischen dem Querelement der Flöha-Synklinale im Westen liegt und im Nordosten an die Baueinheiten der Elbezone (Döhlen-Senke (Döhlener Becken), Maxen-Berggießhübeler Synklinorium (Elbtalschiefergebirge), Elbtalkreide) sowie im Südosten an den Eger-Graben (Ohře-Rift) grenzt. Das Erzgebirge gehört zur südlichen Randregion des Saxothuringikums der mitteleuropäischen Varisziden.

Die Erzgebirgs-Antiklinalzone besteht im Exkursionsgebiet hauptsächlich aus metamorphen Gesteinen (Gneisen), deren Edukte neoproterozoisches Alter (570 bis 540 Ma) besitzen (PÄLCHEN & WALTER 2008). Die als Vorlandschüttung sedimentierten Grauwacken erfuhren zu cadomischer Zeit eine erste Deformation, begleitet von einer Intrusion von Graniten (540 bis 530 Ma) in Subduktionszonen. Die variszische Entwicklung begann in Sachsen mit der um 500 Ma einsetzenden Sedimentation in dem sich öffnenden Rheischen Ozean, begleitet von einem frühpaläozoischen Magmatismus (Granite) und Vulkanismus (Rhyolithe) zwischen 500 und 480 Ma. Alle diese Gesteine erfuhren während der variszischen Orogenese im Zuge einer Kontinent-Kontinent-Kollision vor 340 bis 330 Ma eine Deformation und Metamorphose. Die Grauwacken und cadomischen Granite wurden zu Biotitgneisen umgewandelt, die in älteren Kartierungen als „Graue Gneise“ und „Dichte Gneise“ bezeichnet wurden. Aus den frühpaläozoischen Graniten und Rhyolithen wurden Muskovitgneise, früher kartiert als „Rothe Gneise“.

In das metamorphe variszischen Grundgebirge intrudierten im Oberkarbon Granite. Es handelt sich in zeitlicher Folge zur variszischen Deformation der Hüllgesteine um postkinematische Intrusionen, die auf tektonischen Schwächezonen aufgestiegen sind. Durch die intensive Zinnerzerkundung in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts sind die Granite im Erzgebirge petrologisch und geochemisch eingehend untersucht worden. Im Erzgebirge wurde früher nach der Altersstellung ein Älterer (OIC) und ein Jüngerer Intrusivkomplex (YIC) unterschieden. Diese Altersabfolge wurde in jüngerer Zeit kritisch diskutiert. Zum Älteren Intrusivkomplex zählt im Osterzgebirge der Biotit-Granit von Niederbobritzsch bei Freiberg.

Mit den intrusiven Magmatiten sind im Osterzgebirge auch extrusive und effusive Bildungen verbunden. Eine intensive magmatische Aktivität markiert die Förderung des Teplice Rhyoliths (Teplitzer Quarzporphyr), der aufgrund von Pflanzenfossilfunden in das Westphal C/D gestellt wird. Die überwiegend explosive Förderung des Magmas erfolgte entlang einer mindestens 35 km langen NNW-SSE streichenden Spalte, die von Teplitz (Teplice, ČR) bis nach Dippoldiswalde reicht. Diese regionale Bruchzone gehört zur Eruptivlinie Teplitz-Meißen. Durch Masseverlust im Untergrund entstand im Osterzgebirge der Einbruch einer Caldera, das „Altenberger Senkungsfeld“. Im oberen Osterzgebirge öffnete sich nach Bildung des Teplice Rhyoliths die Spalte zwischen Dippoldiswalde und Zinnwald erneut. Hierin erstarrte subvulkanisch der Altenberger Granitporphyr, ein porphyrischer Mikrogranit mit charakteristischen Feldspateinsprenglingen.

Im Anschluss an die Platznahme des Altenberger Granitporphyrs erfolgte die Intrusion der Granite des Jüngeren Intrusivkomplexes des Osterzgebirges in mehreren Phasen. Es handelt es sich um F-reiche, P-arme Lithiumglimmer-Granite vom Typ Schellerhau. Diese Granite weisen eine Magmendifferentiation in Syeno- (G1), Monzo- (G2) und Albitgranite (G3) auf. Im Schellerhauer Syenogranit (G1) kommen keine Zinn-Wolfram-Vererzungen vor. Sie sind an die Monzo- (G2) und Albitgranite (G1) von Altenberg, Zinnwald und Sadisdorf gebunden. Die Zinngranite besitzen eine geochemische Spezialisierung mit hohen Li-, F- und Rb-Gehalten und sind topasführend.

Sehr verbreitet sind im Osterzgebirge Gangschwärme rhyolithischer Gesteine. Es treten mehr als 360 Gänge meist geringer Mächtigkeit auf, die z.T. quellkuppenartig anschwellen können. Es handelt sich um rhyolithische bis mikrogranitische Gesteine mit wechselndem Gehalt an Einsprenglingen. Das Streichen dieser Gänge und Gangschwärme ist in der Regel NE-SW und erstreckt sich von Sayda im Südwesten bis Berggießhübel im Nordosten. Aufgrund der Verbands- und Lagerungsverhältnisse können drei Generationen der Ganggesteine vom Typ Sayda-Berggießhübel gehalten werden. Die 1. Generation ist älter als der Teplice Rhyolith. Die 3. Generation durchquert den Teplice Rhyolith sowie den Altenberger Granitporphyr und ist damit jünger.

In Verbindung mit bruchtektonischen Erscheinungen kam es im Tertiär zur pultschollenartigen Heraushebung und Kippung des Erzgebirges. Am Südrand senkte sich in Nordböhmen der NE-SW verlaufende Eger-Graben (Ohře-Rift) ein. In Zusammenhang mit diesen Krustenbewegungen trat ein ausgeprägter basischer Vulkanismus vor allem in Kreuzungsreichen von Störungszonen in Nordböhmen auf, der

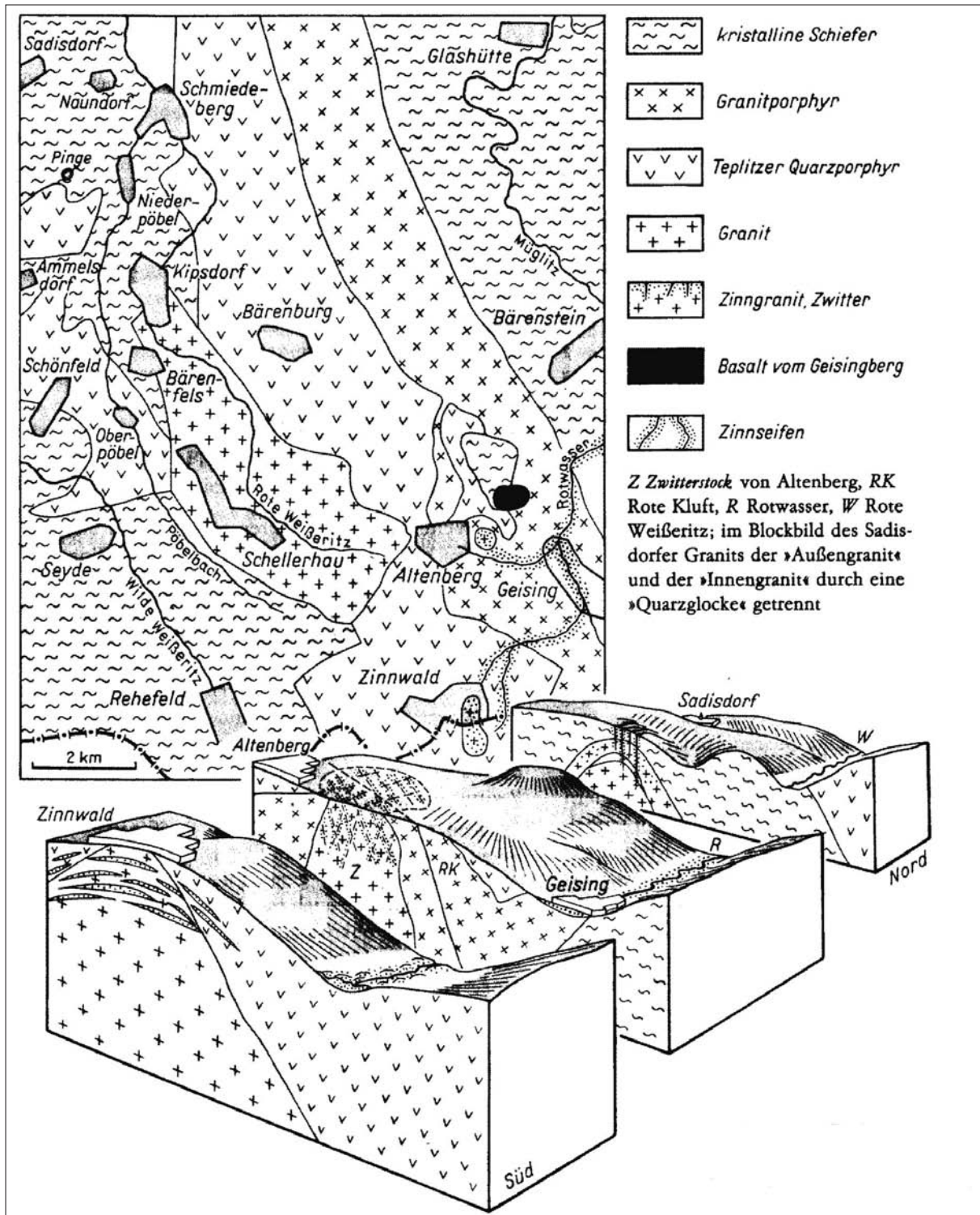


Abb. 1: Geologische Übersicht der Zinnlagerstätten des Osterzgebirges (aus WAGENBRETH et al. 1990: 158)

Fig. 1: Geological map of the Osterzgebirge (from WAGENBRETH et al. 1990: 158)

auch benachbarte Gebiete des Erzgebirges erfasste. Die Zufuhrwege für die basischen Vulkanite waren im Wesentlichen gangförmige Tiefenbrüche. So sitzen die Basalte des Wilchs, Luchberges und Geisingberges auf einer NNW-SSE gerichteten Bruchzone.

Der Olivin-Augit-Nephelinit des Geisingberges hat ein Alter von 24,3 Ma. Die Vulkanitvorkommen überragen aufgrund ihrer Verwitterungsbeständigkeit ihre Umgebung in Form von typischen, weithin sichtbaren Kegeln und Kuppen.

2. Zur Lagerstätten-situation der Zinn-Wolfram-Lagerstätten des Osterzgebirges

Die Zinnlagerstätten des Osterzgebirges wurden in den letzten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts eingehend strukturell, mineralfaziell und geochemisch untersucht. Sie gehören zur Zinn-Wolfram-Assoziation (früher Sn-W-Formation) des spätvariszischen Mineralisationszyklus (BAUMANN et al. 2000). Die Zinn-Wolfram-Molybdän-Vererzungen lassen im Osterzgebirge enge räumliche und genetische Beziehungen zu den „Zinngraniten“ des Jüngeren Intrusivkomplexes (YIC) erkennen. Tektonisch langlebige Tiefenstörungen bildeten bevorzugte Wege für aktivierte Krustenschmelzen und damit im Zusammenhang stehende Stoff- und Wärmezufuhren. Diese führten zu differenzierten Teilintrusionen mit gerichtet veränderten Chemismus und der Bildung von Syeno-, Monzo- und Albitgraniten, an welche Randpegmatite (Stockscheider) und Greisenzonen gebunden sind. Die metasomatischen Vorgänge der Vergreisenung in den Graniten und z. T. im Nebengestein sowie die Lagerstättenbildung stehen mit der Zunahme der Fluidgehalte an F, CO₂, B u. a. sowie der Erzelemente Sn, W, Mo, Be, Li, Nb, Ta u. a. in den Lösungen in Zusammenhang. Die Greisenbildungen begannen spätmagmatisch mit einer Muskovitisierung, Kalifeldspatisierung und Albitisierung. Auf Klüftungs- und Brekzienzonen folgte eine kontrollierte Vergreisenungsphase, an welche sich die Erzmineralisation anschloss. Die Greisen sind mit Quarz, Topas, Zinnwaldit, Kassiterit und untergeordnet Hämatit, Wolframit, Molybdänit, Arsenopyrit, Wismut und Bismuthinit mineralisiert. Der Name Greisen leitet sich von der grauen Farbe des umgewandelten erzhaltigen Gesteins ab. Im Osterzgebirge werden die Greisenbildungen nach ihrer Struktur in zwei Typen unterteilt:

- lagerförmige Vererzungen nach der L-Klüftung der Granite mit der Ausbildung sogenannter „Flöze“ – Zinnwald.
- stockförmige Vererzungen im Dachbereich der Granite, sogenannte Greisen- oder Zwitterstöcke – Altenberg, Sadisdorf und z. T. Zinnwald.

Den Begriff Zwitter haben sächsische Bergleute für die mit Zinnstein imprägnierten Gesteine geprägt und damit die Zwitterstellung dieser Bildungen zwischen einem massiven Erz und dem Nebengestein zum Ausdruck gebracht.

Parallel zu den Greisen haben sich überkritische Gänge mit Wolframit, Kassiterit, Löllingit und Arsenopyrit sowie weiteren Sulfiden gebildet. Diese älteren Sn-W-Paragenesen sind deutlich von den jüngeren hydrothermalen, polymetallischen Sulfidparagenesen zu unterscheiden.

Nach der Struktur lassen sich im Osterzgebirge die drei Lagerstätten Zinnwald, Altenberg und Sadisdorf gut unterscheiden:

- Zinnwald – Greisengänge als flach lagernde „Flöze“ mit zwiebelschalenförmiger Struktur im Albitgranit (G3), mineralisiert mit Kassiterit und Wolframit, begleitet von Greisenkörpern, mineralisiert mit Kassiterit.

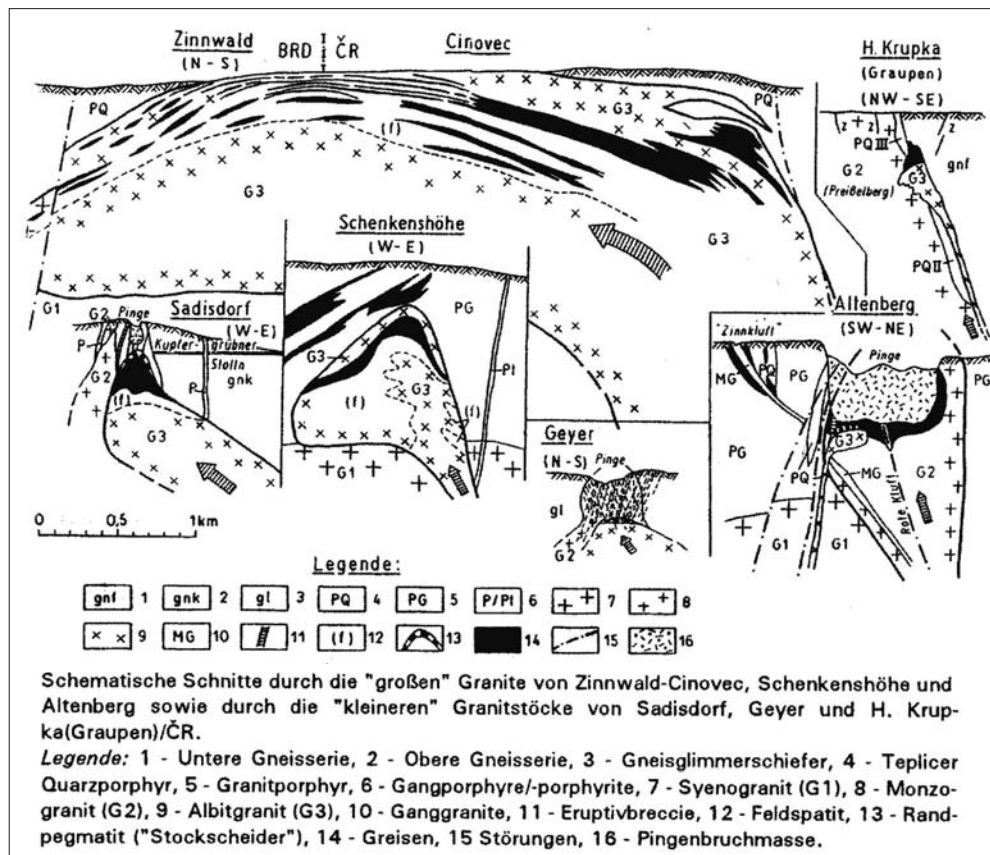


Abb. 2: Größe und Form der Zinngranite im Osterzgebirge (aus BAUMANN et al. 2000: 122)

Fig. 2: Size and form of the tin granites in the Osterzgebirge (from BAUMANN et al. 2000: 122)

- Altenberg – Greisenkörper mit Greisenrümern im Monzogranit (G2), mineralisiert mit Kassiterit.
- Sadisdorf – Schlotbrekzien und überkritische Gänge in den Dachzonen der Granite, mineralisiert mit Kassiterit, Molybdänit sowie Cu-Sulfiden und Greisenkörper mit Greisenrümern im Monzogranit (G2) und Albitgranit (G3), mineralisiert mit Kassiterit.

In den letzten Jahren wurde eine Neubewertung der Erzvorkommen im Osterzgebirge vorgenommen (SCHILKA et al. 2008, Steckbriefkatalog 2008). Aufgrund gestiegener Rohstoffpreise sprach man schon von einem „Neuen Bergeschrey“, welches in zahlreichen Pressemitteilungen in den Jahren 2007 bis 2009 thematisiert wurde. Im Jahr 2008 erhielt die kanadi-

sche Firma Tinco Exploration Inc. die Erlaubnis zur Erkundung von Zinnerzen im Raum Schmiedeberg bis Zinnwald/Altenberg im Osterzgebirge vom Sächsischen Oberbergamt in Freiberg.

3. Die Lagerstätten

Neben der zahlreichen Literatur über die Lagerstätten des Osterzgebirges (Zusammenstellung in KÜHNE & THALHEIM (2007), darin auch Angaben zu den älteren Bibliographien zur geologischen Literatur von Sachsen) finden sich zusammenfassende Darstellungen zu den Lagerstätten bei BAUMANN et al. (2000) und zum Bergbau bei WAGENBRETH et al. (1990), welche als Grundlagen für die folgenden Ausführungen dienen.

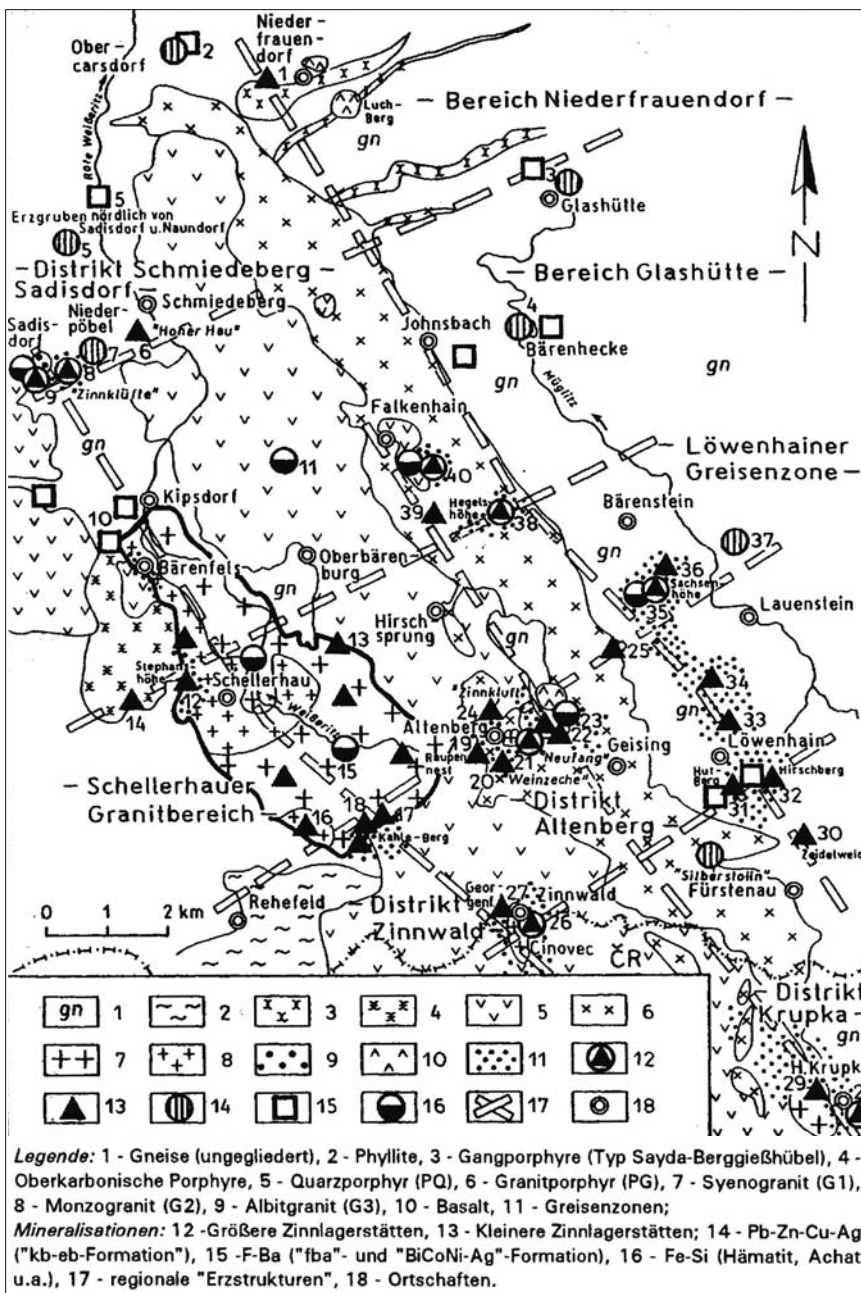


Abb. 3: Lagerstädtendistrikte im Osterzgebirge (aus BAUMANN et al. 2000: 120)

Fig. 3: Ore districts of the Osterzgebirge (from BAUMANN et al. 2000: 120)

3.1. Die Zinnlagerstätte Zinnwald-Cinovec

Geologie

Am geologischen Aufbau der Zinnwalder Lagerstätte sind zwei Gesteine beteiligt, der Zinnwalder Granit und der Teplice Rhyolith (Teplitzer Quarzporphyr). Der Albitgranit (G3) zeigt an der Tagesoberfläche einen elliptischen Anschnitt von 1200 m Länge und maximal 300 m Breite, der allseitig von Quarzporphyr umgeben ist. Die Begrenzung des Granits zum Nebengestein ist durch einen normalen Intrusivkontakt charakterisiert. Nur im NW-Teil bildet eine erzbergisch streichende Störung einen tektonischen Kontakt. Der Granitkontakt fällt nach N, NE, S und SW mit 20° sehr flach und nach W mit 40 bis 70° relativ steil ein. Der Albitgranit ist mittel- bis feinkörnig. Er besteht aus ca. 33 % Quarz, 35 % Plagioklas, 23 % Kalifeldspat, 6 % Zinnwaldit und 2 % Serizit. Gegen den Quarzporphyr bildet der Albitgranit einen bis zu 3 m mächtigen Randpegmatit. Dieser Stockscheider ist an der flacheren E-Flanke des Granits besonders mächtig und besteht aus zwei Zonen mit Kalifeldspäten und Glimmern.

Die Tektonik der Lagerstätte Zinnwald wird durch die par-



Abb. 4: Exkursionsroute: Dresden – Zinnwald – Altenberg – Sadisdorf – Dresden.

Fig. 4: excursion route

allel zum Elbelineament verlaufende regionale Tiefenstörung Seegrund-Pöbelbach/Schellerhau beeinflusst, welche das bruchtektonische Verhalten des Zinnwalder Albitgranits prägte. Innerhalb des Granits sind mehrere Klufsysteme entwickelt, welche z. T. älter und z. T. jünger als die eigentlichen Erzgänge in Form der Zinnwalder „Flöze“ sind. Unterschieden werden:

- Erzgebirgische Klüfte mit NE-SW-Streichen, sogenannte Morgengänge, die als Greisen- und Quarztrümer entwickelt sind. Sie werden auch als Zufuhrspalten der postmagmatischen Lösungen betrachtet. Auf ihnen gab es jüngere Bewegungen, z. T. mit der Bildung von Baryttrümchen.
- Mittelsteile Greisenklüfte sind an der E-Flanke und im SE des Granits verbreitet. Bei einem Einfallen von 25 bis 45° nach E werden sie spitzwinklig von jüngeren „Flözen“ durchsetzt.
- NW- bis N-Störungen sind im W- und Zentralteil des Granits verbreitet. Sie fallen meist senkrecht ein und verwerfen die „Flöze“. Auf ihnen ist stellenweise eine Mineralisation mit Polymetall-Sulfiden ausgebildet.

Die Vererzung ist mit ihren beiden Strukturtypen Erzgänge und Greisenkörper auf den Zinnwalder Granitstock beschränkt.

Die Erzgänge sind als steil stehende Trümer in Form NNE streichender Q-Klüfte im Granit ausgebildet, welche altersgleich mit den „Flözen“ sind. Überwiegend sind sie jedoch als „Schwebende“ entwickelt, die den L-Klüften des Granits folgen und in Zinnwald als „Flöze“ bezeichnet werden. Diese „Flöze“ erreichen Mächtigkeiten bis 2 m und besitzen umlaufendes Streichen bei flachem Einfallen von 15 bis 25°. Sie bilden den sogenannten zwiebelschalenartigen Aufbau der Zinnwalder Lagerstätte. Die „Flöze“ keilen im Allgemeinen im Granit aus, nur lokal sind sie bis 100 m in den umgebenden Rhyolith eingedrungen. Tektonisch und genetisch sind die „Flöze“ nach der L-Klüftung des Granits orientierte Greisengänge, die aus Quarz, Zinnwaldit und Topas bestehen. In Zinnwald lassen sich neun Hauptflöze unterscheiden, von denen vier „Flöze“ eine wirtschaftliche Bedeutung besaßen.

Die Greisen sind als selbständige Körper im Granit entwickelt. Sie bilden aber auch Begleitzone der „Flöze“. In Zinnwald können nach Alter und Morphologie drei Greisentypen unterschieden werden:

- Die ältesten Bildungen sind die Salbandgreisen, welche die „Flöze“ begleiten. Sie folgen der L-Klüftung und sind entweder symmetrisch oder nur im Liegenden bzw. Hangenden ausgebildet. Ihre Mächtigkeit

kann bis zu 52 m in Sachsen oder 70 m in Böhmen erreichen.

- Es folgen die kompakten, stockförmigen Greisenkörper im Bereich der „Flöze“, welche eine große vertikale und eine geringe horizontale Verbreitung fanden. Sie sind an die NE-SW-streichenden Morgengänge gebunden, welche als Zufuhrspalten fungierten.
- Als jüngste Bildungen treten lagerförmige Greisenkörper im Liegenden der „Flöze“ auf, welche eine große horizontale und eine geringe vertikale Erstreckung besitzen.

Die Mineralisation der Zinnwalder Greisen besteht in wechselnden Gehalten aus bis zu 80 % Quarz, 15 % Zinnwaldit und 3 % Topas. Es sind Quarz-Greisen und Quarz-Glimmer-Greisen ausgebildet. An Erzmineralen treten vor allem feinkörniger Kassiterit, Wolframit und Scheelit auf. Hinzu kommt etwas dunkelvioletter Fluorit.

Die Erzgänge in Form der „Flöze“ besitzen oft eine symmetrische Ausbildung. An den Salbändern dominiert grobblättriger Zinnwaldit, zur Gangmitte folgen dicktafeliger Wolframit, Quarz, feinkörniger Kassiterit, feinblättriger Zinnwaldit, seltener Molybdänit und Bismuthinit sowie Galenit, Sphalerit, Tennantit, Arsenopyrit, Chalkopyrit, Stannit (Stannin), Bornit

und Covellin. Hinzu kommen sekundärer Scheelit, Stolzit, Wulfenit und Koechlinit.

Zinnwaldit, Quarz, Kassiterit, Scheelit, Baryt, Apatit und Fluorit kamen in schönen Kristallen in Drusen vor (JAHN 2002). Bemerkenswert sind ebenfalls die typischen Wolframitkristalle und Pseudomorphosen von Hämatit nach Wolframit (QUELLMALZ 1992).

Der Zinnwaldit, der nach der Zinnwalder Lagerstätte seinen Namen erhalten hat, ist kein gültiges Mineral mehr. Er bildet einen Mischkristall aus der Reihe Siderophyllit – Polyolithionit (JAHN 2002 nach RIEDERER et al. 1998).

Bergbau

Der Zinnbergbau im oberen Osterzgebirges ging von Graupen (Krupka/ČR) aus. Dort gab es wahrscheinlich schon im 13. Jahrhundert erste Gewinnungserfolge. Der Zinnbergbau auf dem oberen Erzgebirgskamm begann um 1378 im „Cynwald“ mit der Gewinnung von Seifenzinn. Seit Mitte des 15. Jahrhunderts ist im größeren, böhmischen Teil der Zinnwalder Lagerstätte der Tiefbau nachweisbar. Im kleineren, sächsischen Teil begann die Zinnerzgewinnung erst in der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts.

Die Hauptblütezeit des Zinnwalder Bergbaus lag zwischen 1550 bis 1600. In diese Zeit fällt auch die

Gründung von Böhmischem Zinnwald (1562/63) und Sächsisch-Zinnwald (ab 1570). Um 1550 wurde der Tiefe Bünaustolln in 60 m Tiefe zur Ableitung der Grubenwasser angelegt. Zwei große Greisenkörper von ca. 50 m Mächtigkeit und 60 m Durchmesser wurden im 18. Jahrhundert ausschließlich durch Handbohr- und Sprengarbeit abgebaut, die heute die Reichtroster Weitung auf sächsischer Seite und die Schwarzwänder Weitung auf böhmischer Seite bilden. Ab 1820 sank die Produktion, weil der Bergbau der Klein- und Familienbetriebe unrentabel geworden war. 1852 schlossen sich die wichtigsten Grubenbetriebe von Zinnwald zu „Vereinigtes Zwitterfeld zu Zinnwald“ zusammen. Das Verwaltungsgebäude

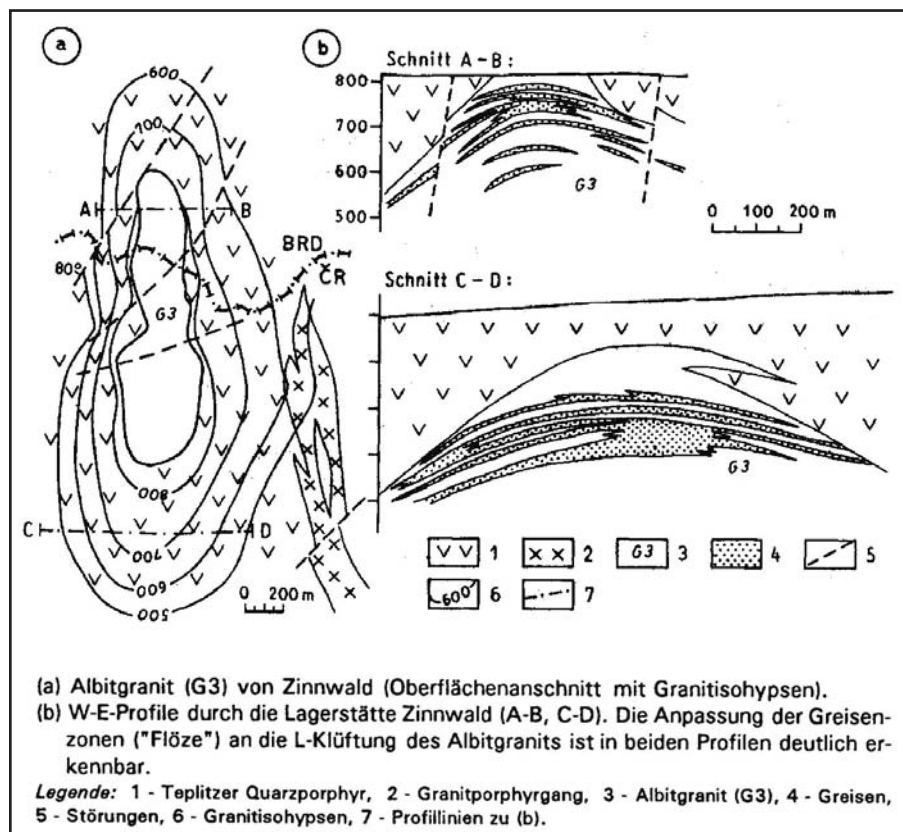


Abb. 5: Geologische Übersicht der Erzlagerstätte Zinnwald (aus BAUMANN et al. 2000: 129)

Fig. 5: Geological sketch map of the ore deposit of Zinnwald (from BAUMANN et al. 2000: 129)

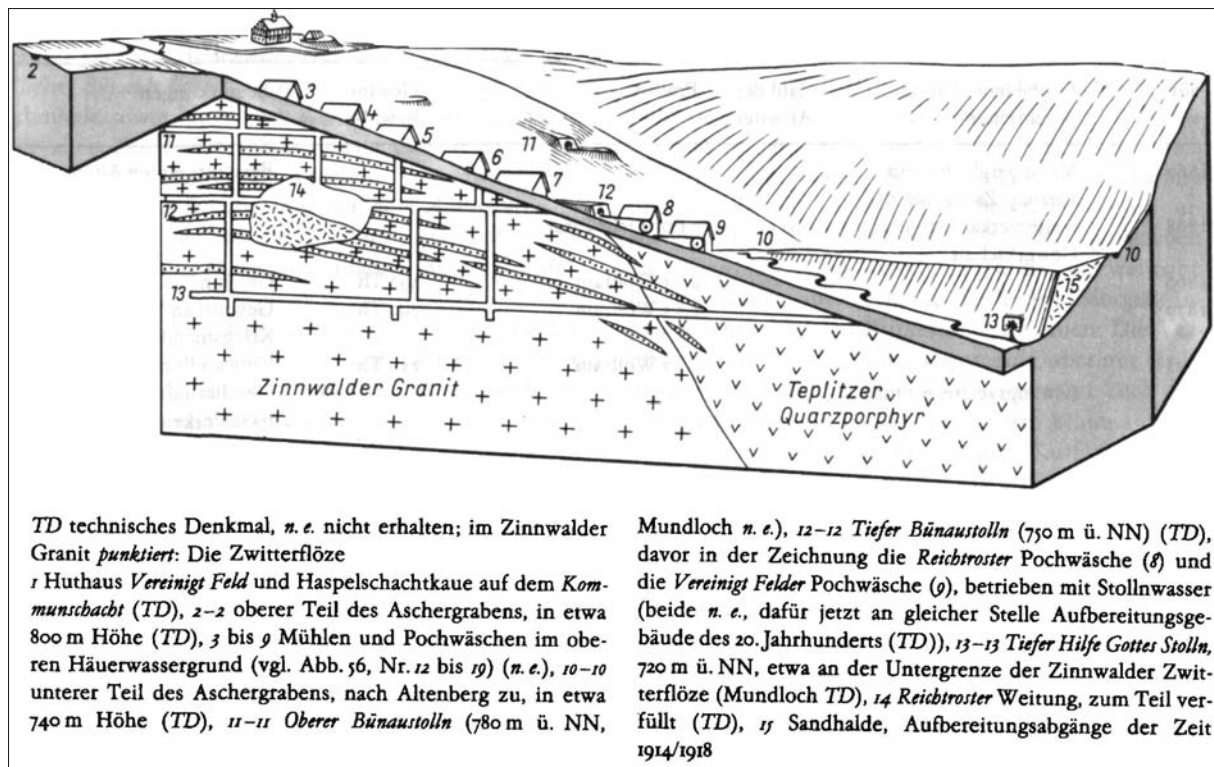


Abb. 6: Schematischer Schnitt durch den Bergbau von Zinnwald (aus WAGENBRETH et al. 1990: 183)

Fig. 6: Cross section through the mining district of Zinnwald (from WAGENBRETH et al. 1990: 183)

dieser Gewerkschaft wurde eine zum Huthaus umgebaute ehemalige Dorfschmiede, das heute als Museum genutzt wird. Ein nochmaliger Aufschwung des Bergbaus in Zinnwald wurde ab 1880 durch die Förderung von Wolframerzen erreicht. Hinzu kam seit 1890 die Nutzung des Lithiumglimmers Zinnwaldit zur Gewinnung von Lithium und die Förderung von Quarz für die böhmische Glasindustrie. Nach 1945 wurde der Bergbau in Sächsisch-Zinnwald mangels bauwürdiger Vorräte stillgelegt. Auf tschechischer Seite ist noch bis 1990 Bergbau getrieben worden.

Trotz der zinnsteinreichen Flöze und Greisenkörper erlangte der Zinnwalder Bergbau nie die Bedeutung und den technischen Entwicklungsstand wie der Zinnbergbau von Altenberg.

Neubewertung

Für Zinnwald ist die Wiederaufnahme des Bergbaus zum gegenwärtigen Zeitpunkt unwahrscheinlich, wobei im sächsischen Lagerstättenteil noch 2.600.000 t Resterze verstreut im Altbergbauggebiet lagern (SCHILKA et al. 2008). Die Vorräte betragen 5.350 t Zinn und 4.240 t Lithium (Steckbriefkatalog 2008). Da 2/3 der Lagerstätte auf tschechischem Gebiet liegen, muss bei einer Wiederaufnahme des Bergbaus die Gesamt-lagerstätte in Betracht gezogen werden.

Der Zinnwaldit besitzt Gehalte von durchschnittlich 1,4 % Li. In Zinnwald und Altenberg sind nach ei-

ner Vorratsberechnung zu DDR-Zeiten ca. 30.000 t Lithium nachgewiesen (LEHMANN & KAUFMANN (um 2008), <http://www.smul.sachsen.de/umwelt/geologie/>). Eine Gewinnung wäre wahrscheinlich nur im Zusammenhang mit Zinn sinnvoll. Lithium wird bei der Herstellung langlebiger Akkumulatoren in der Automobiltechnik eine größere Bedeutung erhalten. In Kamenz in Sachsen baut die Firma Li-Tec eine Herstellungslinie für Lithium-Ionen-Batterien für die Automobilindustrie auf.

3.1.1. Besucherbergwerk „Vereinigt Zwitterfeld zu Zinnwald“ (Tiefer Bünaustolln)

Der um 1550 angesetzte Tiefe Bünaustolln war der wichtigste Stollen für alle Zinnwalder Gruben und damit die Lebensader für den Bergbau. Im Jahr 1813 besuchte Johann Wolfgang von Goethe Zinnwald und befuhr hier am 11. Juli die Grube „Vereinigt Zwitterfeld“. Anschließend wanderte er den Aschergraben nach Altenberg entlang, woran das 1913 errichtete Goethe-Denkmal erinnert.

Nach dem Ende des 2. Weltkrieges wurde wegen Ermangelung größerer Erzvorräte der Bergbau in Sächsisch-Zinnwald eingestellt. Seit 1969 sind die Grubenbaue im deutschen Lagerstättenteil über viele Jahre hinweg wegen möglicher Bergschadengefährdung für die Oberfläche mit großem Aufwand ver-

wahrt worden. In den Jahren 1990 bis 1992 wurde durch umfangreiche bergmännische Sicherungs- und Herrichtungsarbeiten im Tiefen Bünaustolln ein Besucherbergwerk geschaffen. Die Befahrung des Besucherbergwerkes „Vereinigt Zwitterfeld zu Zinnwald“ gibt einen Eindruck über die Lagerstättensituation und die Abbaumethoden.

In der Nähe des Besucherbergwerkes ist am Aschergraben eine Sandhalde gelegen, welche durch ihren kargen Bewuchs auffällt. Hier wurden seit 1917 die Abraumsande aus den Zinnwalder Erzaufbereitungsanlagen des Stahlwerkes Becker abgelagert.

3.1.2. Museum „Huthaus“ Zinnwald

Das 1756 errichtete Gebäude beherbergte ursprünglich eine Dorfschmiede. Im Jahr 1853 erwarb das Bergbauunternehmen „Vereinigt Zwitterfeld zu Zinnwald“ das Haus und baute es zu einem Huthaus um. Es beherbergte nun neben der Bergschmiede den Gezäheraum, das Erzmagazin, die Betstube, die Bergbeamtenwohnung und die Schreibstube. Im Türmchen auf dem Dach des Hauses befand sich die Anläuteglocke, welche die Bergleute zur Schicht in die Grube rief. Jeweils um 4:00 Uhr, um 12:00 Uhr und um 20:00 Uhr gab sie das Zeichen zum Ein- und Ausfahren für die Zinnwalder Bergleute. Schon seit dem Jahr 1913 steht das Huthaus als Kostbarkeit der Region unter Denkmalschutz. Im Jahr 1983 bauten es Zinnwalder Bürger zu einem Heimatmuseum aus. Mit dem Abschluss einer umfassenden baulichen Sanierung und musealen Neugestaltung in den Jahren 1998/99 bietet das Gebäude heute eine abwechslungsreiche Museumsausstellung.

Im Erdgeschoss des Huthauses können die originalgetreu wieder hergerichtete Bergschmiede und Betstube besichtigt werden. Der Amtsraum des Bergverwalters zeigt Gerätschaften der Grubenverwaltung, wie marktscheiderische Instrumente, Proben der Zinnwalder Erzaufbereitung, Zinnstempel, bergmännisches Geleucht verschiedener Epochen und anderes. Daneben werden die Wohnverhältnisse eines Bergverwalters im Osterzgebirge gezeigt. Die lagerstättengeologisch-mineralogische Sonderausstellung „Die Erzlagerstätte Zinnwald und ihre mineralogischen Schätze“ des Museums für Mineralogie und Geologie der Senckenberg Naturhistorischen Sammlungen Dresden im Erdgeschoss des Huthauses präsentiert neben einer kurzen Einführung zur Geologie der Region und zur Bildung von Zinn-Wolframlagerstätten sowie der Erläuterungen zur Verwendung von Zinn, Wolfram und Lithium ausgewählte Minerale und Erzstufen der osterzgebirgischen Zinnlagerstätten Zinnwald, Altenberg und Sadisdorf (THALHEIM 2001).

3.2. Die Zinnlagerstätte Altenberg

Geologie

Die Altenberger Lagerstätte ist wohl die berühmteste erzgebirgische Zinnerzgrube. Über diese Lagerstätte ist eine umfangreiche Abhandlung erschienen (WEINHOLD 2002).

Den geologischen Rahmen der Altenberger Lagerstätte bilden die im Oberkarbon nacheinander an der NNW-SSE streichenden vulkanogenen Einbruchszone zwischen Dippoldiswalde und Teplitz (Teplice, ČR) aufgedrungenen Rhyolithe (Quarzporphyre) vom Typ Teplitz und der subvulkanisch gebildete Altenberger Granitporphyr (Mikrogranit), welche im Hüllgestein Gneis aufsitzen. Nach diesen vulkanischen Aktivitäten schloss sich die Intrusion des Jüngeren Intrusivkomplexes (YIC) an. Der Granitkörper der Altenberger Lagerstätte lässt mehrere Intrusionsphasen erkennen und weist dadurch eine starke Untergliederung auf. Einer ersten Intrusivphase ist der Schellerhauer Syenogranit (G1) zuzuordnen, der in Altenberg nur als syenogranitische Xenolithe im Monzogranit (G2) auftritt. Der Monzogranit stellt die Hauptintrusionsphase dar und bildet einen geschlossenen Gesteinskörper von ca. 450 m Durchmesser. Er wird auch als Außengranit bezeichnet. Der feinkörnige Granit mit serialporphyrischem Gefüge besteht aus ca. 40 % Quarz, 30 % Kalifeldspat, 20 % Plagioklas und 10 % Glimmer. Apophysen dieses Granits im Rhyolith und Granitporphyr verdeutlichen die Altersbeziehungen zwischen den Effusiva und den Intrusiva. Der Monzogranit wurde durch postmagmatische Restlösungen intensiv metasomatisch verändert und bildet das eigentliche erzhaltige Gestein. Der Granit ist von einem Netzwerk feiner Klüfte und Trümchen durchzogen, an welchen bevorzugt die Vergrünung stattgefunden hat. Aufgrund dieses Netzwerkes von Greisentrümchen wird dieser Granit auch als „Schnittmustergranit“ bezeichnet. Zum Zentrum des Granitstocks nehmen die Greisen- oder Zwittertrümer zu, bis zur vollständigen Umwandlung des Granits in einen kompakten, schwarzen Greisen, der als Zwitter bezeichnet wird. Die Greisentrümer bestehen aus Quarz, für die dunkle Färbung verantwortlichen Li-Biotit sowie Topas. Hinzu kommen etwas Fluorit und Kassiterit.

Eine jüngere Granitintrusion sitzt dem Kreuzungsbereich der „Roten Kluft“ mit der „Nordstörung“ auf. Dieser Albitgranit (G3), der auch als Innengranit bezeichnet wird, besteht aus ca. 40 % Albit, 30 % Kalifeldspat, 25 % Quarz und 5 % Glimmer. Er besitzt einen ausgeprägten Kontaktbereich mit einer tektonischen Brekzie sowie einem Stockscheider.

Die jüngste geologische Bildung um die Altenberger Lagerstätte ist der tertiäre Basalt des Geisingberges NE der Stadt.

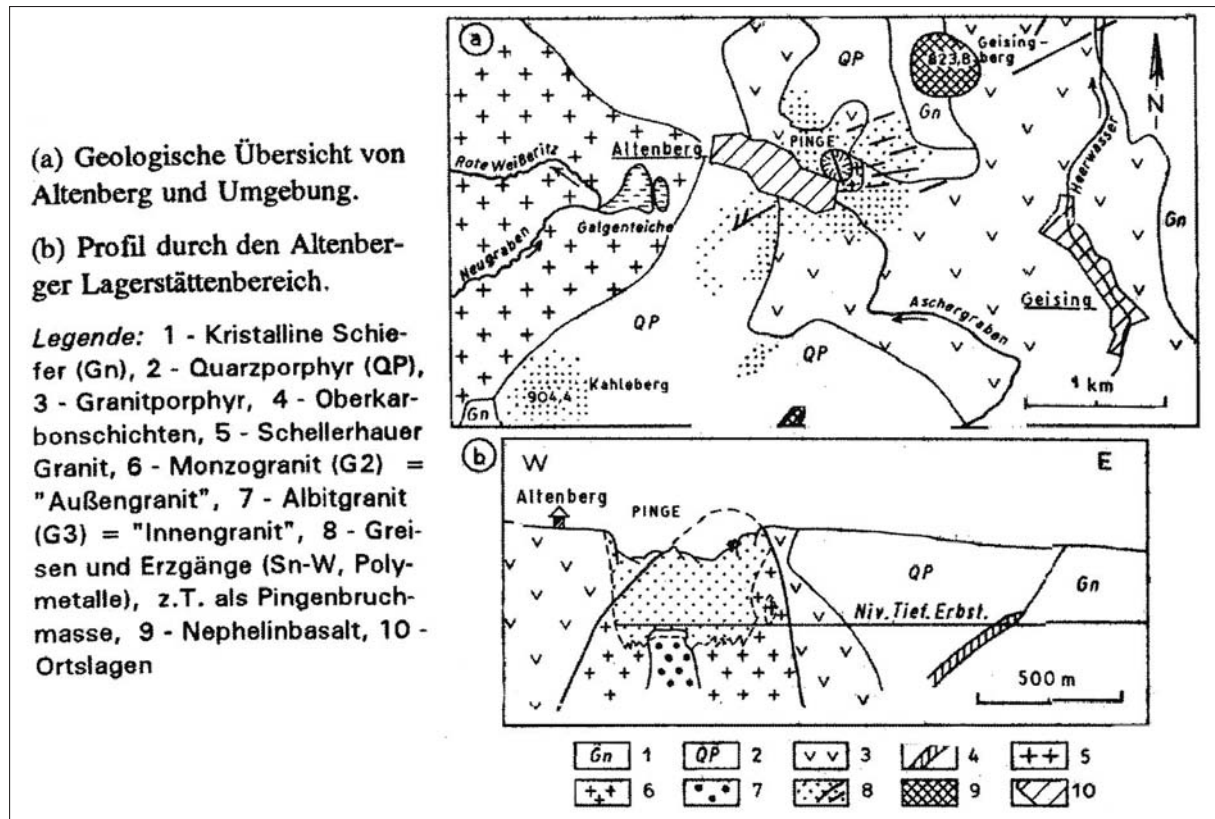


Abb. 7: Geologische Übersicht der Erzlagerstätte Altenberg (aus BAUMANN et al. 2000: 123)

Fig. 7: Geological sketch map of the mining district of Altenberg (from BAUMANN et al. 2000: 123)

Die eingehenden Untersuchungen zum Bau der Lagerstätte Altenberg erlauben die Rekonstruktion der tektonischen Verhältnisse während der Vergreisungsprozesse. Der Lagerstättenbereich wird von drei markanten Störungen durchzogen:

- „Rote Kluft-Störung“ (140 bis 155°/85°SW) als eine alte Tiefenstruktur, auf welcher die Granitintrusionen erfolgten. Sie teilt den Altenberger Granit in zwei annähernd gleiche Hälften.

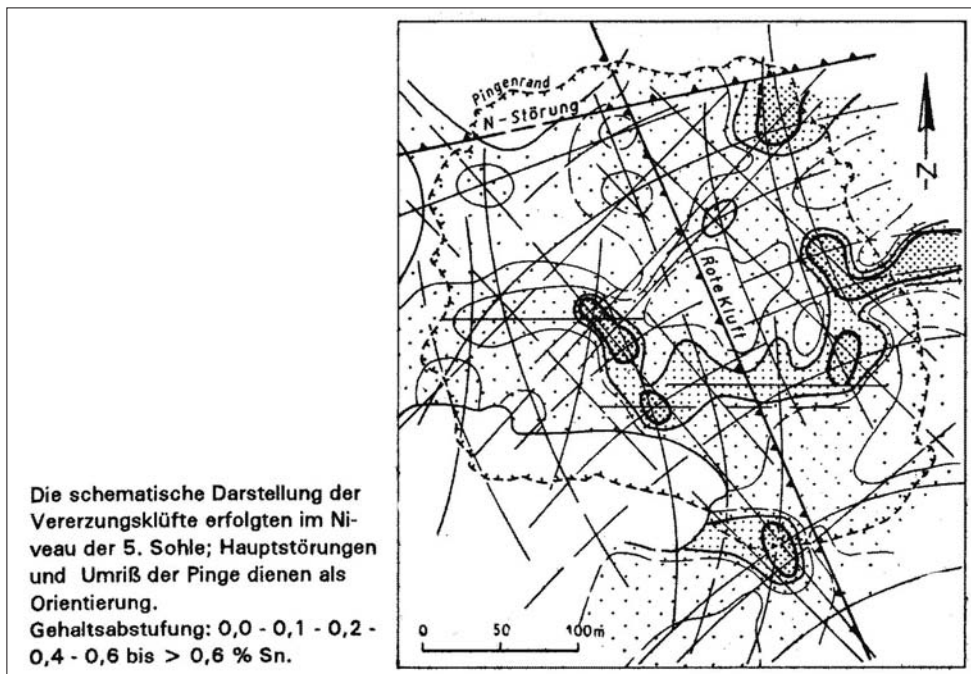


Abb. 8: Hauptklüftung und Zinnverteilung im Granitstock von Altenberg (aus BAUMANN et al. 2000: 125)

Fig. 8: Main cleavage and distribution of tin in the granite of Altenberg (from BAUMANN et al. 2000: 125)

- „Nordstörung“ (80 bis 90°/80° N) mit Mächtigkeit bis zu 60 m und Kaolinisierungszone.
- Tiefenbachstörung (100°/80° N) mit Mächtigkeit bis zu 50 m, welche nicht mineralisiert ist.

Die Hauptvererzungszonen mit Kassiterit sind bevorzugt an die Hauptrichtungen der Granitklüftung gebunden, während die Vergreisung den gesamten Granitstock und z. T. die Nebengesteine erfasste. Die

höchsten Zinnkonzentrationen kommen dabei an den Kreuzungsbereichen der Kluftrichtungen vor.

Begünstigend für die Lagerstättenbildung war, dass die porphyrischen Dachzonen über den jüngeren Granitintrusionen relativ dicht waren, und damit gute Voraussetzungen für die Anreicherung von Restdifferenziaten vorlagen. Hinzu kam die tektonisch kontrollierte Platznahme der Kleinintrusionen mit entsprechender Magmendifferentiation und anschließenden spät- bis postmagmatischen Prozessen der Metasomatose.

Die Greisenbildung mit der Hauptvererzung in der Lagerstätte Altenberg ist vom Alter her postmonzogranitisch. Im Zuge der Vergreisenung wurde durch Lithium- und Fluorzufuhr der Feldspat in Quarz, Topas und Glimmer (Zinnwaldit, Li-Biotit) umgewandelt. In der Nachbarschaft des Altenberger Granits sind partiell auch Rhyolith, Granitporphyr und Gneis vergreist. Durch die Zufuhr metallhaltiger Lösungen mit Sn, W, Mo, As und Bi kam es anschließend zur Vererzung des Granits und randlich auch der Rahmengesteine der Lagerstätte.

Der Greisenkörper unterteilt sich im Granit in einen liegenden Topas-Glimmer-Greisen (Dunkelgreisen) und den hangenden Quarz-Topas-Greisen (Hellgreisen). Die Zinnvererzung ist hauptsächlich an die Greisenkörper gebunden, untergeordnet an Quarz-Kassiterit- und Tonmineral-Kassiterit-Trümer. Sie setzt erst 50 bis 80 m unterhalb der Vergreisenungsgrenze ein, wobei der Übergangsbereich der beiden Greisentypen am stärksten vererzt ist. Dieser Übergang vom F-haltigen Hellgreisen zum Li- und Rb-haltigen Dunkelgreisen hat wohl als geochemische Barriere gewirkt. Die meisten Abbaue (Weitungen) des Mittelalters befanden sich in diesem Bereich, wo auch der Verbruch und die Pingenbildung einsetzte. Die Wurzelzone des Erzkörpers liegt in unmittelbarer Nachbarschaft zur „Roten Kluft“, welche auch der Lösungszufuhr diente. Der Greisenkörper erstreckt sich bis in eine Teufe von 250 m und hat dort einen Durchmesser von 350 m. Die Bruchkontur der Pinge bildet in etwa diesen Greisenkörper nach.

Die Greisen enthalten fein eingesprengten Kassiterit in 80 bis 120 µm Korngröße, z. T. eng verwachsen mit Hämatit, etwas Wolframit, Arsenopyrit, Molybdänit und gediegen Wismut. Geringmächtige, überkritische Gangtrümer durchsetzen die Greisen. Sie sind mit Quarz, Wolframit, Molybdänit, Arsenopyrit, Pyrit, Chalkopyrit sowie Hämatit und Tonmineralen mineralisiert. Eine hydrothermale Nachphase brachte noch eine geringe Sulfidvererzung mit Arsenopyrit, Pyrit und Chalkopyrit sowie eine intensive Hämatitisierung und Bildung von Fluorit. Altenberg ist für das Mineral Prosopit ($\text{Ca}[\text{Al}_2(\text{F},\text{OH})_8]$) Typlokalität (SOKATSCH & WEISS 2001, MASSANEK 2001).

Der Exokontakt des Albitgranites ist als tektonische Zerrüttungszone ausgebildet, die von zahlreichen Quarztrümmern mit hohen Gehalten an Kassiterit und Wolframit durchzogen wird. Die Kontaktzone zwischen Monzogranit (G2) und Albitgranit (G3) wird durch einen bis zu 2 m mächtigen Randpegmatit gebildet. Dieser Stockscheider besteht aus Orthoklas mit Dunkelglimmer sowie Quarz und Topas. Der pseudomorph nach Orthoklas ausgebildete stängelige, gelbe Topas bildet den berühmten Altenberger Pyknit (JAHN 1999, SOKATSCH & WEISS 2001).

Bergbau

Bei Altenberg wurde im Geisinggrund schon Zinnseifnerei betrieben, ehe man um 1440 den vererzten Granit fand. Damit begann der Bergbau auf dem sogenannten „Zwitterstock“ zu Altenberg. Um 1449 und 1452 erfolgte die erstmalige Nennung von Gruben im Bereich der späteren Pinge, wie die „Reiche Zeche“ oder die „Rote Grube“. Der Aschergraben wurde Mitte des 15. Jahrhunderts angelegt und führte seit etwa 1458 Aufschlagwasser aus dem böhmischen Gebiet bei Zinnwald bis zum Altenberger Zwitterstock zum Betreiben von Kunstgezeugen für den Bergbau und Pochwerken für die Erzaufbereitung. Der Aschergraben zählt zu den ältesten Kunstgräben im Erzgebirge. Seit 1545 erfolgte die Anlage der Galgenteiche als bergmännisches Wasserreservoir. Um 1489 erscheint zum ersten Mal die Bezeichnung Altenberg für die Zinnstadt auf dem Geisingberg. Ab 1491 wurde der 2 km lange „Tiefe Erbstolln“ zur Wasserlösung in den tieferen Grubenbauen aufgeföhren, der unterhalb von Geising sein Mundloch hat. Durch den intensiven und relativ planlosen Abbau durch Feuersetzen in der Anfangszeit, es soll damals 120 Zechen gegeben haben, kam es um 1545 und 1578 zu den ersten Grubeneinbrüchen. 1620 erfolgte dann der große Pingenbruch, der zum Rückgang des Bergbaus führte. Nach dem Zusammenschluss der Grubenunternehmer zur „Zwitterstocksgewerkschaft“ um 1664 wurden Schächte im festen Gestein neben der Pinge abgeteuft. Die Pinge wurde unterfahren und nun konnten die zinnhaltigen Bruchmassen von unten her abgebaut werden. Diese Abbautechnologie über Ringstrecken, Schubörter und Rollen erhielt sich mit einigen Modernisierungen bis zur Schließung des Bergbaus im Jahre 1991. Zwischen 1837 und 1855 wurde südlich der Pinge der „Römerschacht“ als neuer Hauptförderschacht abgeteuft, der bis 1983 in Betrieb war. Ab 1868/69 firmiert das Unternehmen unter dem Namen „Altenberger Zwitterstocksgewerkschaft“ und ab 1877 als „Vereinigtes Feld im Zwitterstock“. Um 1951 wurde der „VEB Zinnerz Altenberg“ gegründet und ab 1952 als neuer Zentralschacht der „Arno-Lippmann-Schacht“ abgeteuft, der 1963 in Betrieb ging. Neue Aufbereitungsanlagen mit

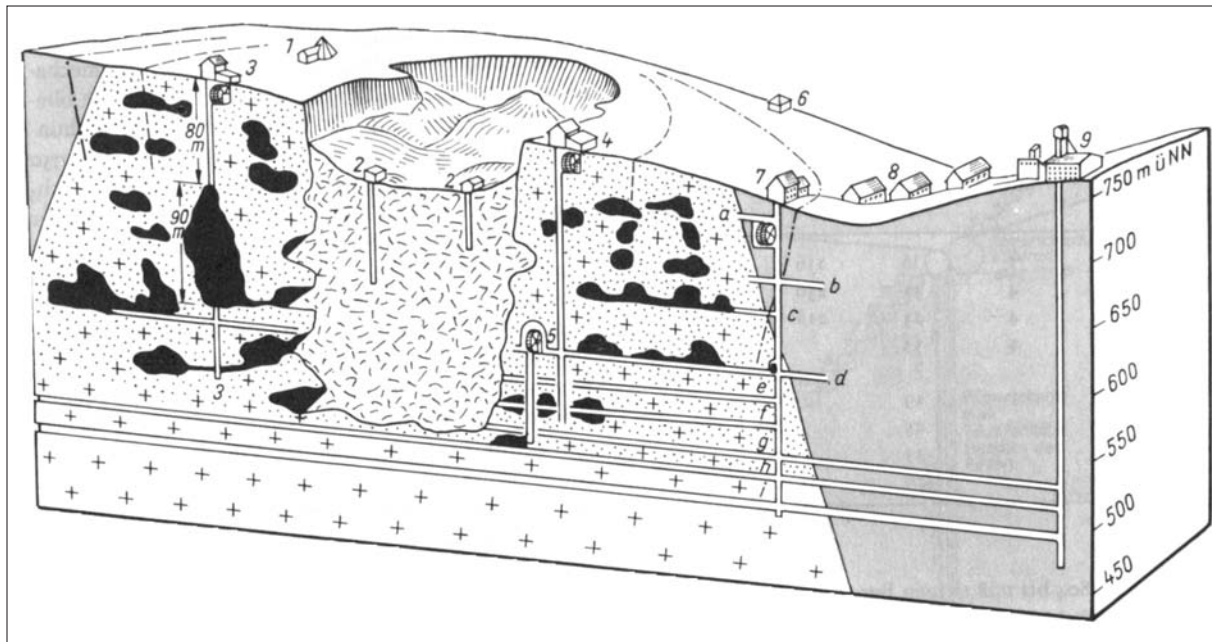


Abb. 9: Schnitt durch die Altenberger Lagerstätte mit Bergbauanlagen (aus WAGENBRETH et al. 1990: 173)

Fig. 9: Cross section through the tin deposit of Altenberg with the mining buildings (from WAGENBRETH et al. 1990: 173)

Kreuze: Granit, in den obersten 220 m mit Zinnstein vererzt (*Punkte*). Die Pinge etwa im Zustand des 18. Jahrhunderts. *Gestrichelte Linie:* etwa heutiger Umfang der Pinge. *Strichpunktierter:* Vermutlich endgültiger Umfang der Pinge

1 Pferdeköpfe-Schacht, 15. bis 18. Jahrhundert, 2 Schächte in den Bruchmassen, z. B. die *Reiche Zeche* und *St. Anna*, 3 *Creutzer Schacht*, im 18./19. Jahrhundert der »obere Wassergöpel«, ging etwa 90 m tief durch eine Weitung, 4 *Saustaller Schacht*, im 18./19. Jahrhundert der »untere Wassergöpel«, 5 der Kunstschacht vom Bergmeister FINCKE mit dem großen Kunstrad auf der Stollsohle, 6 Pulverhaus, 7 *Römerschacht* mit Kehrrad (zwischen a und b) und Wassersäulenmaschine (bei d), 8 Pochwäschen unterhalb vom *Römerschacht*, 9 *Arno-Lippmann-Schacht* und *Schacht III*

Sohlen im *Römerschacht*: a Rösche (10 m Tiefe), b Kugelstolln (58 m), c Heinrichssohle mit Weitungen des Schaubergwerks (85 m), d Sohle von *Zwitterstocks Tiefem Erbstolln* (133 m), e 1/2 1. Gezeugstrecke (152 m), f 1. Gezeugstrecke (172 m = Abbausohle 1955), g 1/2 2. Gezeugstrecke (192 m = 5. Sohle, Ringstrecke um die Pinge), h 2. Gezeugstrecke (220 m = 6. Sohle, baut festes Gestein im Teilsohlenbruchbau ab), i 1/2 3. Gezeugstrecke (233 m = 7. Sohle, Fördersohle für 6. Sohle im schwach vererzten Gestein)

Flotation ermöglichten das effektivere Ausbringen des Zinns. Bis zur Einstellung des Bergbaus im Jahre 1991 sind ca. 106.000 t Zinn aus dem Altenberger „Zwitterstock“ gefördert worden. Altenberg gehört damit zu den bedeutendsten Zinnlagerstätten Europas. Neben dem Zinn spielte in Altenberg ab Mitte des 19. Jahrhunderts noch die Gewinnung von Wismut (seit 1854), Arsen (seit 1861) und Wolfram (seit 1916) eine untergeordnete Rolle. Lagen die Gehalte an Zinn zu Beginn des Bergbaus um 1440 bei ca. 0,75 % betragen sie am Ende der Produktion 1991 nur noch um 0,29 %.

Neubewertung

In der Zinnerzlagerstätte Altenberg befinden sich heute noch in 28.138.000 t Roherz 74.200 t Zinn (SCHILKA

et al. 2008). Die Gehalte an Zinn betragen dabei 0,29 %, an Wolfram 0,04 % und an Molybdän 0,02 % (BAUMANN et al. 2000). Die Gewinnung der Nebenelemente W und Mo in verkaufsfähigen Konzentraten ist für einen zukünftigen wirtschaftlichen Bergbau von Bedeutung. Neben dem Zinn werden auch Vorräte von 35.400 t Arsen, 9.900 t Wolfram, 4.100 t Wismut und 3.700 t Molybdän genannt (Steckbriefkatalog 2008). Des Weiteren wäre die Möglichkeit der Aufbereitung von Nb, Ta, Rb und Ge zu prüfen.

In der weiteren Umgebung von Altenberg gibt es noch die Zinnvorkommen Sachsenhöhe, Hegelshöhe und Schenkenshöhe, welche auch von Interesse sind und sowohl Zinn- als auch Wolframvorräte beinhalten (SCHILKA et al. 2008, Steckbriefkatalog 2008).

3.2.1. Altenberger Pinge

Den besten Blick auf die Pinge hat man vom südlichen Berghang an der Straße nach Zinnwald. Die Bruchkontur bildet in etwa den Greisenkörper nach. In der Mitte ist die NW-streichende „Rote Kluft“ zu sehen, welche den Altenberger Granitstock in nahezu zwei gleichgroße Hälften teilt.

Mit einer Führung des Bergbaumuseums Altenberg ist die unmittelbare Besichtigung des Pingengeländes von einer Aussichtsplattform möglich.

3.2.2. Bergbaumuseum Altenberg, Historische Zinnwäsche

Im Jahre 1577 wurde die damals schon bestehende Zinnerzwäsche erstmals urkundlich erwähnt. Die alte Pochwäsche hieß ursprünglich „Naumann-Mühle“ und erhielt später die Bezeichnung „IV. Zwitterstocksgewerkschaftliche Wäsche“. Der Altenberger Zwitter, das erzhaltige Gestein, wurde mittels Pochwerken staubfein zerkleinert. Ab 1512 sind durch den Dippoldiswalder Bergherrn Sigismund von Maltitz Nasspochwerke in Altenberg eingeführt worden. Bis 1953 war diese Art von Pochwerken in Betrieb. Im Jahre 1840 existierten im Tiefenbachtal in Richtung Geising 14 Pochmühlen und 3 Schmelzöfen.

Der Zinnstein wurde auf Langstoßherden vom tauben Nebengestein nach der Dichte getrennt. Anschließend erfolgte die Verhüttung und Gewinnung des fast reinen Zinns über mehrere Stufen.

In jüngerer Zeit erfolgte die Trennung des Zinnsteins vom Nebengestein durch Flotationsprozesse. Der Spülschlamm aus den Pochwerken wurde in Klärteichen im Tiefenbachtal abgesetzt. Nachdem die Kapazität hier erschöpft war, musste eine neue Spülhalde im Tal der Kleinen Biela nördlich des Geisingberges angelegt werden, welche den Flotationsschlamm aufnahm und bis zum Ende des Bergbaues in Betrieb war.

Im Jahre 1952 erfolgte die Stilllegung der „IV. Wäsche“, welche in den Jahren 1953 bis 1957 zu einer technischen Schauanlage ausgebaut wurde. Nach der durch Schäden an Bausubstanz und Technik erforderlichen Schließung im Jahr 1983 konnte die Zinnwäsche nach einer umfangreichen Sanierung 1994 wieder eröffnet werden. Sie zeigt auch heute noch dem Besucher das Konstruktionsprinzip und die Technik der Altenberger Pochwerke und Zinnwäschen, welche schon durch Georgius Agricola im Jahr 1556 dargestellt worden sind (PRESCHER 1974).

Neben dem Gebäude der Wäsche befindet sich der „Neubeschert Glück Stolln“, welcher in den Jahren 1806 bis 1849 zur Erkundung im Grubengebiet „Rothe Zeche“ aufgefahren wurde und heute als Bergbauschauanlage mit einer begehbaren Stollenlänge von 195 m genutzt wird.

3.3. Die Zinn-Kupfer-Lagerstätte Sadisdorf

Geologie

Den geologischen Rahmen um die Kupfergrube Sadisdorf bilden Biotitgneise mit eingeschalteten Muskovitgneisen und Amphiboliten. In den kristallinen Gesteinen sitzen der Teplice Rhyolith und Gangporphyre des Sayda-Berggießhübeler Gangschwarmes auf. Der Sadisdorfer Granit ist ein steil einfallender Granitstock mit einem geringen Oberflächenanschnitt um die Sadisdorfer Pinge. Er besteht aus zwei Intrusionsphasen, dem Außengranit, einem feinkörnig-porphyrischer Monzogranit (G2), und dem Innengranit, einem mittelkörnigen Albitgranit (G3). Der Innengranit wird vom Außengranit durch einen ausgeprägten pegmatitischen Stockscheider getrennt, der als Quarzglocke ausgebildet ist. Diese diente als stauende Barriere bei der autometasomatischen Vergreisung des Innengranits, der in seinem oberen Bereich bis zu einer Teufe von 180 m in Glimmer-Greisen umgewandelt ist. Im Außengranit befindet sich eine schlauchförmige Intrusionsbrekzie mit granitischer Matrix und Gneisrelikten. Über der Innengranitkuppel ist der Außengranit noch partiell in einen Topas-Glimmer-Greisen umgewandelt. Das Teilrevier „Zinnklüfte“ nimmt eine Sonderstellung ein, wobei der Einfluss der Nebengesteine durch die Wechsellagerung von Muskovitgneisen mit dichten Gneisen mit ihrer unterschiedlichen Klüftigkeit eine wichtige Rolle bei der Mineralisation spielte. Dabei neigen im Gegensatz zu den dichten Gneisen die Muskovitgneise zur Spaltenbildung und damit zu einer stärkeren Vergreisung und Vererzung. Die dichten Gneise dienten als Stauhazone. Der Transport der überkritischen, erzführenden Lösungen erfolgte auf schlotförmigen Greisenbrekzien und Trümerzügen.

Die Mineralisationen sind an tektonische Klüftbildungen gebunden. So tritt die überkritische Sn-W-Assoziation (Quarz-Kassiterit-Formation) bevorzugt auf ENE- bis NNE-Klüften und die nachfolgende hydrothermale Gangmineralisation (Quarz-Polymetall-Assoziation) auf NW- bis N-streichenden Klüften auf. Hier ist eine Rotation der Spaltenöffnungstektonik anzunehmen. Im Bereich „Zinnklüfte“ sind „schwebende Gänge“ mit NE-SW-Orientierung entwickelt, die ausschließlich als Zinnerzgänge entwickelt sind und von Greisenzonen begleitet werden. In dieser Richtung parallel der Rhyolithgänge des Sayda-Berggießhübeler Gangschwarmes sind auch der „Grüne Gang“, der „Rote Gang“ sowie der „Faule Gang“ ausgebildet. Sie stellen Übergangstypen der Sn-W- zur Quarz-Polymetall-Assoziation dar. Die Kreuzungszonen der Strukturen fungierten als bevorzugte Aufstiegsbahnen der Magmen und Erzlösungen.

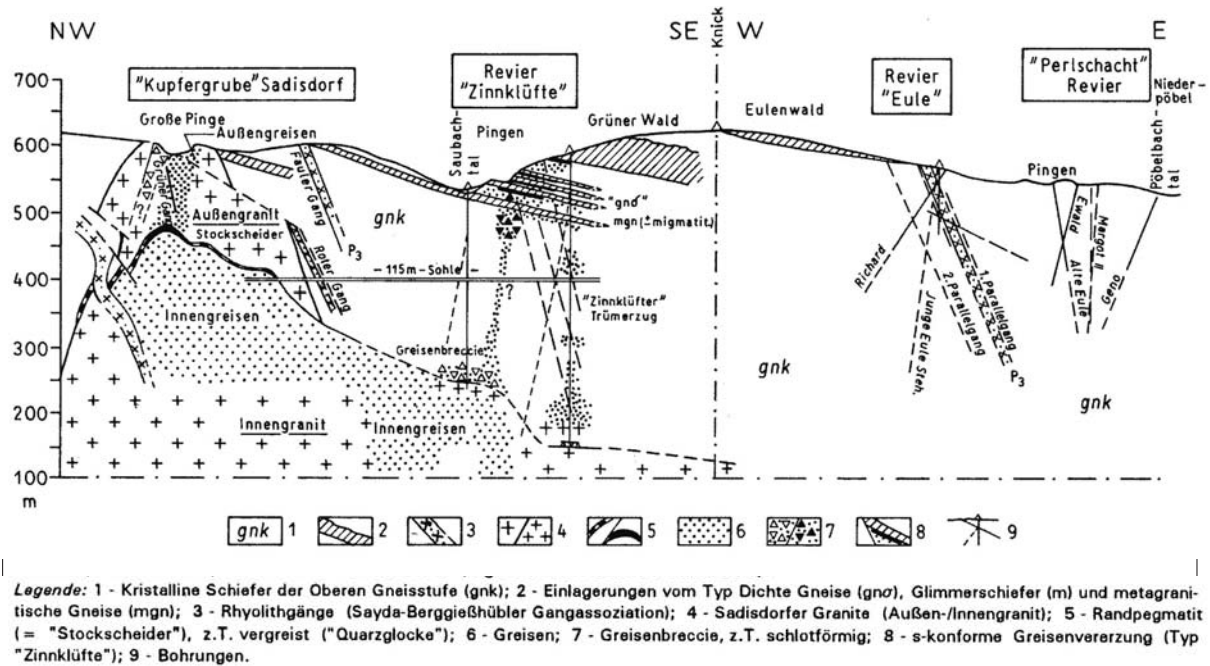


Abb. 10: Geologischer Schnitt durch die Erzlagerstätte Sadisdorf (aus BAUMANN et al. 2000: 136)

Fig. 10: Cross section through the ore deposit of Sadisdorf (from BAUMANN et al. 2000: 136)

Strukturell treten in Sadisdorf sowohl Greisen in den Kuppelbereichen des Außen- und Innengranits als auch Gänge in den Dachzonen auf, wobei die Gänge immer von einer Nebengesteinsvergreisung umgeben sind. Eine Besonderheit sind Schlotbrekzien mit Übergängen zu Erzimpregnationen, die mit Cu-, Mo- und As-Sulfiden mineralisiert sind.

Die Zinnerzgänge besitzen räumlich stets enge Beziehungen zum Granit. Die jüngeren hydrothermalen Gänge mit verschiedenen Sulfiden, Uraninit, Fluorit, Baryt und seltener Bi-Co-Ni-Ag-Bildungen sind dagegen über den gesamten Lagerstättendistrikt verteilt. Im weiter vom Granit entfernten Bereich von Niederpöbel überwiegen diese hydrothermalen Gänge. Die Sulfidmineralisationen der älteren, überkritischen Quarz-Kassiterit-Gänge haben einen Indikatorcharakter für Zinn, während dieser bei den jüngeren hydrothermalen Gängen der Quarz-Polymetall-Assoziation fehlt.

Der Greisen des Sadisdorfer Außengranits ist ein feinkörniges, durch Glimmer dunkel gefärbtes Gestein, das aus Quarz, Topas, Fluorit und Glimmer besteht. Das Erzmineral in den Greisenrümern im Granit ist vorwiegend Kassiterit, begleitet von wenig Wolframit sowie Pyrit, Chalkopyrit und gediegen Wismut. Der mittelkörnige Greisen des Innengranits besteht ebenfalls aus Quarz, Topas und Glimmer mit etwas Fluorit. Er ist mit Kassiterit, Wolframit, gediegen Wismut, Hämatit sowie Pyrit, Chalkopyrit, Stannit (Stannin), Sphalerit, Galenit, Bismuthinit und Emplektit minera-

lisiert. Die Korngröße des Kassiterits lag hier bei über 100 µm. Der Innengreisen einschließlich der Quarzglocke besitzt die höchsten Sc-, Nb- und Ta-Gehalte des Erzgebirges (KOLITSCH et al. 1997 nach SCHRÖCKE 1954). Der Stockscheider, die pegmatitische Randfazies des Innengranits ist als Quarzglocke ausgebildet und besteht aus großkristallinem Quarz, wenig Glimmer und Topas sowie reichlich Wolframit, der z. T. in Scheelit umgewandelt ist. An der W-Flanke der Quarzglocke trat ein Quarzgang mit einer intensiven Molybdänitmineralisation sowie der seltenen Minerale Jordisit (MoS₂) und Ilsemannit (Mo₃O₈ · n H₂O) auf.

Bergbau

Die Besonderheit der Kupfergrube Sadisdorf unter den Zinnlagerstätten im Osterzgebirge besteht darin, dass sie neben der Gewinnung von Zinnerzen eine große Bedeutung für die Förderung von Kupfer- und Silbererzen besaß. Schon um 1505 war sie die bedeutendste Kupfer- und Silbergrube des Gebietes. Etwas später folgte die Zinnengewinnung. Zur Bildung der Sadisdorfer Pinge kam es im Gefolge des intensiven Bergbaus im 16. und 17. Jahrhundert durch den Einbruch von Weitungen (Grubenbauen). Diese Weitungen entstanden durch die damals übliche Abbaumethode, das Feuer setzen, bei der das Gestein durch Erhitzen mürbe gemacht wurde. Weitere Pingenbrüche ereigneten sich 1684, 1686 und 1709, die eine Tiefe von 100 m erreichten und den Göpelschacht zerstörten.

Formation Abfolge	Quarz-Kassiterit-Formation (q-ks)					Quarz-Polymetall-Formation ("kb", qst) *		
	Greisenparagenesen (Metasomatite)			Gangparagenesen		"Kiesige"	Zn-Sn-Cu	Pb-Folge
Minerale	Glimmer-greisen	Topas-greisen	Quarz-greisen	q-ks-to	q-ks-sf			
Quarz	[Bar]							
Fluorit	[Bar]							
Feldspat (Albit)	[Bar]							
Turmalin	[Bar]							
Muskovit (-Serizit)	[Bar]							
Lithiumglimmer	[Bar]							
Dunkelglimmer	[Bar]							
Beryll	[Bar]							
Topas	[Bar]							
Apatit	[Bar]							
Chlorit	[Bar]							
Hämatit/Limonit	[Bar]							
Kassiterit	[Bar]							
Wolframit, Scheelit	[Bar]							
Molybdänit	[Bar]							
ged. Wismut	[Bar]							
Bismuthinit, Emplektit, Cubanit, Bornit, Chalkosin, Covellin	[Bar]							
Arsenopyrit, Pyrit, Pyrrhotin/Markasit	[Bar]							
Sphalerit, Chalkopyrit, Stannin, Tennantit	[Bar]							
Galenit	[Bar]							
Pyrrargyrit-Proustit	[Bar]							
Charakt. Hauptelemente	Li	F Sn (W)	(Sn) (S) W	Sn, As, Cu		Fe, Sn, Zn, Cu, Pb		

Abb. 11: Mineralisationschema der Erzlagerstätte Sadisdorf (aus BAUMANN et al. 2000: 139)

Fig. 11: Scheme of the mineralization of the ore deposit of Sadisdorf (from BAUMANN et al. 2000: 139)

Zwischen 1665 bis zur Aufgabe der Grube im Jahre 1769, als der Hauptschacht zusammenbrach, hat die Kupfergrube etwa 70.000 t Erz im Wert von 165.000 Talern geliefert.

Zur Ableitung der Grubenwässer aus tieferen Teilen der Kupfergrube begann ab 1729 der Vortrieb des Tiefen Kupfergrübner Stollns vom Saubachtal aus, der jedoch unvollendet blieb und erst zwischen 1833 und 1851 den Durchbruch unter die Bruchmassen der Pingge erreichte. Im Jahr 1940 wurde über dem Mundloch eine Stollnkaue mit Türmchen errichtet.

Im Laufe der Jahrhunderte wechselten erfolgreiche Phasen des Bergbaus mit weniger Ertrag bringenden Perioden. Ende des 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts lebte die Bergbautätigkeit in Sadisdorf noch einmal auf, bis sie im Jahre 1954 endgültig eingestellt wurde.

Bis Mitte des 17. Jahrhunderts herrschte auf den „Zinnklüften“ am östlichen Hang des Saubachtals reger Bergbau auf die Zinnerzgänge und Greisenzonen, die noch heute in Form lang gestreckter Halden- und Pingenzüge zu verfolgen sind.

Im Pöbeltal wurden über Jahrhunderte Zinnwäschen betrieben, wobei die durch Hämatitstaub belasteten Abwässer den Pöbelbach rot färbten und der Roten Weißeritz ihren Namen gaben.

Im Revier Perlschacht bei Niederpöbel ging zwischen 1949 und 1953 noch einmal Bergbau um, wobei durch die SDAG Wismut 30,3 t Uran gewonnen wurde.

Neubewertung

In Sadisdorf sollen in 12.200.000 t Roherz noch 28.000 t Zinn enthalten sein. Daneben könnten Cu, W, Mo, Bi und Ta gewonnen werden. Falls es gelingt, aus diesen Nebenbestandteilen verkaufsfähige Konzentrate herzustellen, könnte eine Wiederaufnahme des Bergbaus sinnvoll sein (SCHILKA et al. 2008). Daneben werden 4.000 t Wolfram für diese Lagerstätte prognostiziert (Steckbriefkatalog 2008).

Vor kurzem machte eine Meldung im Magazin „Der Spiegel“ (24/2009, S. 125) Schlagzeilen. Im Auftrag des kanadischen Unternehmens Tinco Exploration Inc. wurden Bohrungen und Analysen aus DDR-Zeit neu bewertet, mit dem Ergebnis, dass in Sadisdorf mit bis 1 kg Molybdän pro t Gestein relativ hohe Gehalte an Molybdän vorliegen.

3.3.1. Halde des Tiefen Kupfergrübner Stollns

Nach dem Bau des Tiefen Kupfergrübner Stollns wurde auch Haldenmaterial der Kupfergrube Sadisdorf über diesen Stollen ausgefahren. In diesem Haldenmaterial ist 1908 ein Mineral in kleinen, blauen Kristallen gefunden worden, welches 1926 nach seinem Entdecker, dem Mineralogen Professor Friedrich Kolbeck von der Bergakademie Freiberg, als Kolbeckit benannt wurde (EDELMAAN 1926). Es handelt sich um ein seltenes Sc-Phosphat. In letzter Zeit konnten auf der Halde des Tiefen Kupfergrübner Stollns im Saubachtal mehrere

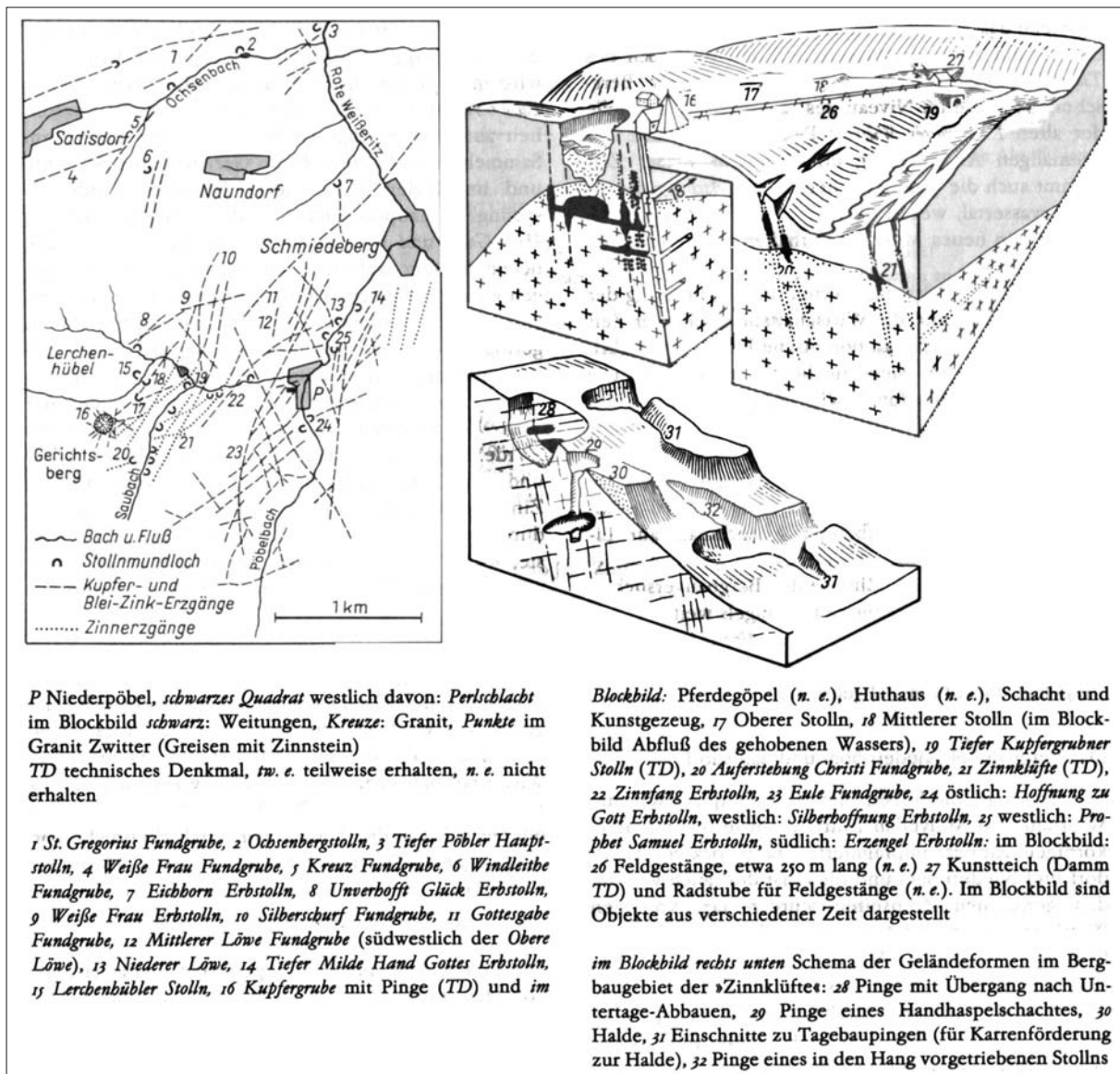


Abb. 12: Bergbauegebiet von Sadisdorf mit Blockbild (aus WAGENBRETH et al. 1990: 186)

Fig. 12: Mining region of Sadisdorf with perspective block (from WAGENBRETH et al. 1990: 186)

Neufunde dieses sächsischen Originalminerals (type mineral specimen) gemacht werden (SCHYNSCHETZKI & MASSANEK 1997, THALHEIM 1997).

3.3.2. Pinge der Kupfergrube Sadisdorf

Ein Blick in die Pinge der Kupfergrube Sadisdorf gibt einen Eindruck über die Lagerstätten- und Abbausituation in Sadisdorf. Nahe unter der Erdoberfläche sind am Rand der Pinge noch alte Feuersetzorte zu erkennen. Auf der Halde nördlich der Pinge sind in den 1990er Jahren noch typische Paragenesen und vor allem Sekundärminerale gefunden worden (KOLITSCH et al. 1997).

3.4. Die Nutzung der Metalle

Zinn (Sn) gehört zu den am frühesten in der menschlichen Geschichte verwendeten Nutzmatalen. Es wurde zuerst mit Kupfer (Cu) zu Bronze legiert. Zinn besaß vom 16. Jahrhundert bis zum Ende des 18. Jahrhunderts für die Herstellung von Zier- und Gebrauchsgegenständen im Zinngießerhandwerk eine große Bedeutung. Aus Zinn wurde auch Stanniol hergestellt, eine dünne Metallfolie, die als Verpackungsmaterial und Lametta zum Einsatz kam. In der venezianischen Glasindustrie wurde Zinnfolie zur Herstellung von Spiegeln verwendet. Zinn diente ebenso zur Produktion von Tuben.

Heute ist Zinn ein wichtiger Rohstoff zur Herstellung von Bronzen (Münzen, Glocken, Armaturen, Lagern), in der Weißblechproduktion (Konservendosen) und als Lötzinn (Elektronikindustrie). Außerdem wird Zinn zur Herstellung von Zinnchemikalien eingesetzt.

Wolfram (W) ist ein wichtiges Stahlveredlungsmetall. Wolframstähle sind hitzebeständig, verschleißfest und hart. Daneben besitzt Wolfram eine große Bedeutung bei der Herstellung von Wolframcarbiden, die zu Hartmetall weiterverarbeitet werden. Das Hartmetall findet aufgrund seiner großen Zähigkeit und Härte einen breiten Einsatz in der Werkzeugindustrie. Aus Wolframdraht wurden Glühlampenwendeln gefertigt.

Der Name Wolfram für das Metall geht auf einen alten sächsischen Bergmannsausdruck aus dem 14. Jahrhundert zurück. Die Berg- und Hüttenleute hatten beobachtet, dass sich ein schweres, schwarzes beigemengtes Erz störend auf das Zinnschmelzen auswirkte. Man verglich dieses Erz mit dem Wolf, der das Schaf, in diesem Fall das als „Rahm“ bezeichnete nützliche Zinn beim Schmelzen verschlang. Aus diesem „Wolferahm“ wurde der heutige Name für das Metall.

Lithium (Li) bekam erst Anfang des 20. Jahrhunderts eine Bedeutung durch die Verwendung als Legierungsbestandteil in der Aluminiumindustrie sowie für die Herstellung von Lithiumchemikalien und Lithiumpräparaten. Letzteren ist eine antidepressive Wirkung eigen. Im Metallleichtbau werden Aluminium-Lithiumlegierungen eingesetzt, besonders in der Flugzeug- und Raumfahrtindustrie. Daneben erlangte Lithium in jüngerer Zeit auch Bedeutung in der Kerntechnik zur Herstellung von Tritium, als Abschirmungsmittel sowie als Reaktorkühlmittel. Lithiumverbindungen werden Schmiermitteln beigemischt, die bei hohen Temperaturen zum Einsatz kommen. Des Weiteren wird Lithium auch zur Herstellung von Glasuren, keramischen Werkstoffen und Gläsern verwendet. In jüngster Zeit hat das Metall für die Produktion von Lithiumbatterien ein breites Einsatzfeld gefunden.

Molybdän (Mo), dessen nützlichen Eigenschaften erst Ende des 19. Jahrhunderts erkannt worden sind, wird heute als Stahlveredler eingesetzt. Das Metall erhöht die Widerstandsfähigkeit von Stahl gegen Abnutzung und Korrosion, z. B. in Kugellagern, dessen Elastizität und Hitzebeständigkeit in Gasturbinen, Düsentriebwerken sowie dessen Säureresistenz.

Bei einem Schmelzpunkt von 2600 °C findet Molybdän Einsatz in der Elektroindustrie bei der Herstellung von Kontaktspitzen, Heizelementen und duktilen Kontaktstrahlen.

In der chemischen Industrie dient das Metall zur Herstellung von Katalysatoren für die Petrochemie, zur Herstellung von Pigmenten, Glasuren und Flammenschutzstoffen. Durch seine Lamellenstruktur wird

MoS₂ als Festschmierstoff eingesetzt. In der Automobilindustrie dienen Molybdänbeschichtungen der Erhöhung der Korrosions- und Verschleißfestigkeit von Kolbenringen in Motoren. Daneben ist Molybdän ein lebenswichtiges Spurenelement und kommt in Düngemitteln, Vitaminpräparaten sowie in Tierfutter zum Einsatz.

Schriftenverzeichnis

- BAUMANN, L., KUSCHKA, E. & SEIFERT, T. (2000): Lagerstätten des Erzgebirges. – XII, 300 S.; Stuttgart (Enke).
- EDELMANN, F. (1926): Kolbeckit ein neues sächsisches Mineral. – Jahrbuch für das Berg- und Hüttenwesen in Sachsen, 100: 73-74; Freiberg.
- JAHN, S. (1999): Geologie, Bergbaugeschichte und Mineralien von Altenberg in Sachsen. Größte Zinnlagerstätte Mitteleuropas. – Mineralien-Welt, 10 (2): 17-39; Haltern.
- JAHN, S. (2002): Weltberühmter Mineralienfundort: Zinnwald/Cinovec im sächsisch-böhmischen Erzgebirge, Sachsen. Ein Lagerstätten-Portrait. – Mineralien-Welt, 13 (5): 16-55; Haltern.
- KOLITSCH, U., WITZKE, T. & WEISS, S. (1997): Die Mineralien von Sadisdorf, Sächsisches Erzgebirge. – Lapis, 22 (2): 13-28, 30-32; München.
- KÜHNE, E. & THALHEIM, K. (2007): Die geologische Literatur über Sachsen 2001-2005. Bibliographie d. im Zeitraum von 2001-2005 erschienenen Veröff. zu geowiss. Problemen d. sächs. Territoriums. – Schr. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 15: 1-287; Dresden.
- MASSANEK, A. (2001): Altenberg/Sachsen: Typlokalität und Fundort der besten Prosopitkristalle. – Lapis, 26 (2): 17-18; München.
- PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.) (2008): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – 537 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- PRESCHER, H. (Hrsg.) (1974): Georgius Agricola - Ausgewählte Werke. Gedenkausgabe des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden. Band VIII: De re metallica libri XII. – 931 S.; Berlin (Deutscher Verlag der Wissenschaften).
- QUELLMALZ, W. (1992): Zinnwald im Erzgebirge - ein klassischer Wolframitfundort. – Lapis, München 17 (2): 31-35; München.
- SCHILKA, W., GERHARD, H., SLABY, D. & REIMER, W. (2008): Sächsisches Rohstoffkataster der Spät- und Erzvorkommen. Stand Oktober 2008. – 50 S.; Freiberg (Geokompetenzzentrum Freiberg e. V.).
- SCHYNSCHETZKI, H. & MASSANEK, A. (1997): Nach siebzig Jahren wiederentdeckt: Das Scandiumphosphat Kolbeckit aus Sadisdorf. – Lapis, 22 (2): 29; München.
- SOKATSCH, J. & WEISS, S. (2001): Zinnbergbau in Altenberg/Sachsen. ‚Jahrhundertfunde‘ mit Prosopit und die weltbesten Walpurginkristalle. – Lapis, 26 (2): 13-17, 19-25; München.
- THALHEIM, K. (1997): Kolbeckit: Noch ein Neufund. – Lapis, 22 (4): 5; München.
- THALHEIM, K. (2001): Die Erzlagerstätte Zinnwald im Erzgebirge. (Ausstellung im Museum „Huthaus“ in Zinnwald-

Georgenfeld, Museum für Mineralogie u. Geologie d. SNSD). – Lapis, 26 (9): 7; München.

WAGENBRETH, O., WÄCHTLER, E., BECKE, A., DOUFFET, H. & JOBST, W. (1990): Bergbau im Erzgebirge. Technische Denkmale und Geschichte. – 504 S.; Leipzig (Dt. Verl. f. Grundstoffind.).

WEINHOLD, G. (2002): Die Zinnerz-Lagerstätte Altenberg/Osterzgebirge. BECKER, M., BERNHARDT, H., KÜHN, M. & SIEGERT, J. (Mitarb.). – Bergbau in Sachsen, 9: 1-273; Freiberg.

Internet

LEHMANN, U. & KAUFMANN, H. (um 2008): Lithium. - [<http://www.smul.sachsen.de/umwelt/geologie/>].

Steckbriefkatalog (2008): Neubewertung von Spat- und Erzvorkommen im Freistaat Sachsen. Steckbriefkata-

log. – Im Auftrag des Sächsischen Staatsministeriums für Wirtschaft und Arbeit, Freiberg 2008. - [<http://www.smul.sachsen.de/umwelt/geologie/>].

Geologische Karten

GÄBERT, C. (Bearb.) (1906): Geologische Karte von Sachsen 1 : 25 000, Blatt 119 (5248) Altenberg-Zinnwald, mit Erläuterungen. – 2. Aufl., Finanzministerium.

REINISCH, R. (Bearb.). (1916): Geologische Karte von Sachsen 1 : 25 000, Blatt 100 (5147) Dippoldiswalde-Frauenstein, mit Erläuterungen. – 2. Aufl., Finanzministerium.

REINISCH, R. (Bearb.). (1915): Geologische Karte von Sachsen 1 : 25 000, Blatt 101 (5148) Dippoldiswalde-Glashütte, mit Erläuterungen. – 2. Aufl., Finanzministerium.

Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1 : 400 000. Karte ohne quartäre Bildungen (1994). – 3. Aufl., Sächs. Landesamt für Umwelt u. Geologie; Freiberg.

LOBST, R. & KLEEBERG, K. (2009): Steine/Erden-Lagerstätten bei Kamenz (Oberlausitz). – In: LANGE, J.-M., LINNEMANN, U. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): GeoDresden2009. Geologie der Böhmisches Masse – Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas, 161. Jahrestagung Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, 30.09.-02.10.2009 in Dresden. Exkursionsführer. –Exkurs.f. und Veröföftl. DGG, 241: S. 134 - 150, 11 Abb., 6 Tab.; Hannover.

Steine/Erden-Lagerstätten bei Kamenz (Oberlausitz)

REINER LOBST, KATRIN KLEEBERG

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, PF 54 01 37, D-01311 Dresden, reiner.lobst@smul.sachsen.de, katrin.kleeberg@smul.sachsen.de

Geologischer Aufbau des Exkursionsgebietes

Das Exkursionsgebiet (Abb. 1) zeigt auf engem Raum beispielhaft die kleinräumige Wechselhaftigkeit der oberflächennahen geologischen Verhältnisse und der darin begründeten Vielfalt an Steine- und Erden-Rohstoffen in der Oberlausitz. Es werden im Abbau befind-

liche Lagerstätten von Grauwacke, Granodiorit (Werkstein- und Haufwerks-Gewinnung), Grauwacke- und Granodioritkaolin sowie Tertiärton besucht. Auf die ebenfalls in dieser Region an zahlreichen Stellen in Abbau befindlichen Sand- und Kiessand-Lagerstätten

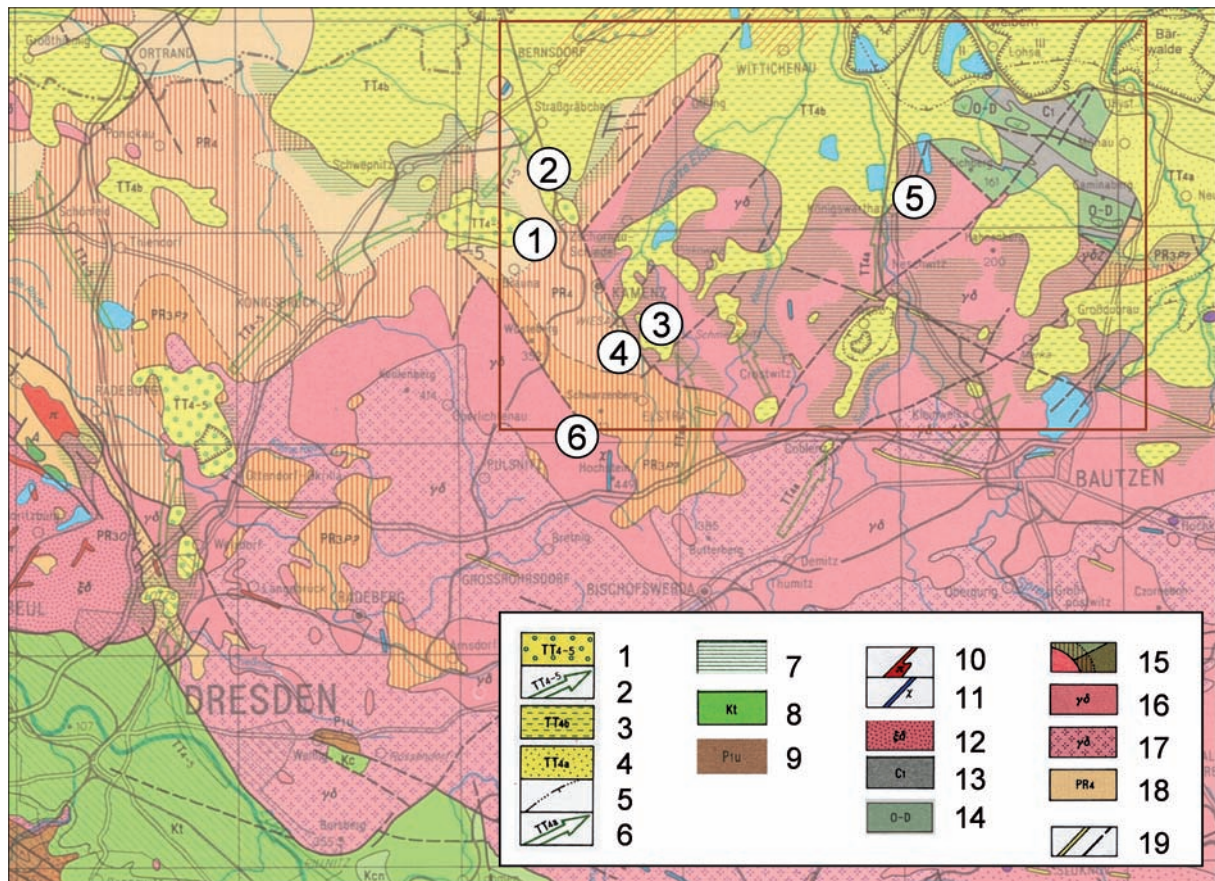


Abb. 1: Geologische Übersicht zur westlichen Oberlausitz (Ausschnitt aus ALEXOWSKY & LEONHARDT 1994) und zu den Exkursionspunkten (Kreise): 1 – Grauwacke Bernbruch, 2 – Kaolin Cunnersdorf, 3 – Ton und Kaolin Wiesa (Hasenberg), 4 – Granodiorit Kamenz, 5 – Kaolin Caminau, 6 – Granodiorit Kindisch; Rotes Rechteck: Ausschnitt der Abb. 3.

Legende: *Mittelmiozän bis Pliozän:* 1 – Schotter der Senftenberger Elbe, 2 – vermutete Flussläufe; *Untermiozän:* 3, 4, 5 (unter Bedeckung) – sandig-tonige Ablagerungen, 6 – vermutete Flussläufe; *Paläogen ?:* 7 – Kaolinisierung; *Cenoman bis Coniac:* 8 – mergelige und sandige Ablagerungen (Kc, Kt, Kcn); *Paläozoikum:* 9 – Sedimente und Vulkanite (Unterrotliegend), 10 – saure bis intermediäre Ganggesteine (Permkarbon), 11 – Gabbro- bis Dioritgänge (Unterdevon), 12 – Hornblendemonzonit (Unterkarbon), 13 – Tonschiefer und Grauwacken (Unterkarbon), 14 – Ablagerungen des Ordovizium bis Devon, 15 – Kontakthof (senkrechte Schraffur), 16 – Biotitgranodiorite (Kambrium), 17 – Zweiglimmergranodiorite (Neoproterozoikum–Kambrium); *Neoproterozoikum:* 18 – Grauwacken (PR4+PR3P); 19 – Quarzgang / Störung

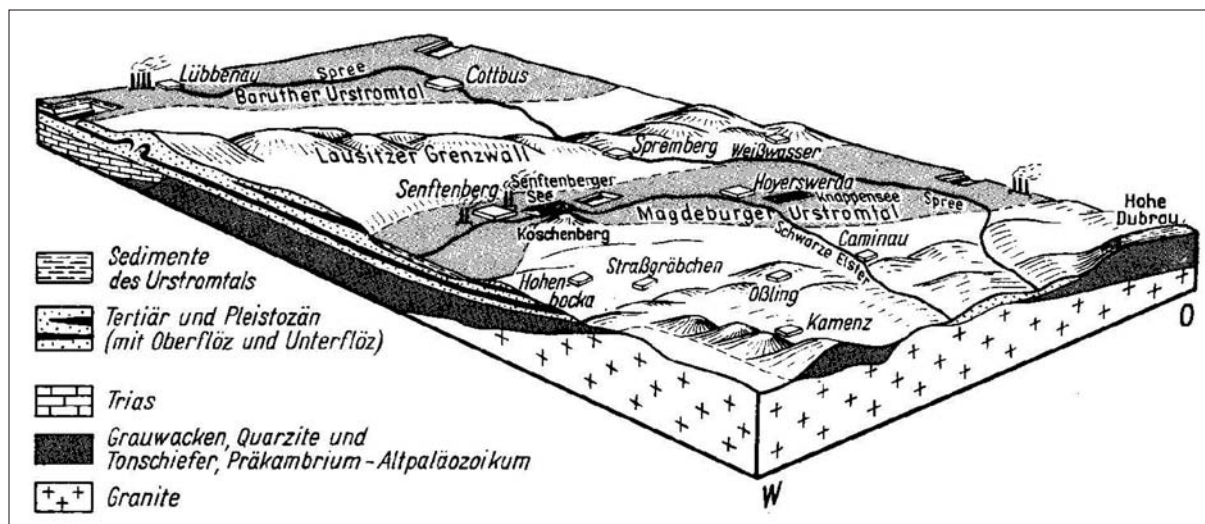


Abb. 2: Geomorphologische Übersicht zur nordwestlichen Ober- und Niederlausitz (aus: WAGENBRETH & STEINER 1990)

sei hier nur hingewiesen. Die Lagerstätten umfassen einen Bildungszeitraum vom Neoproterozoikum bis zum Quartär.

Die Lausitzer Antiklinalzone – als nordwestlicher Teil der Lausitz-Riesengebirgs-Scholle zwischen Elbezone im SW und Ostbrandenburg-Nordsudetischer Senke im NE gelegen (s. KRENTZ 2000) – baut sich im heutigen Anschnitt aus einem weitgehend mit känozoischen Sedimenten bedeckten Komplex neoproterozoischer Grauwacken-Serien im Norden und einem überwiegend cadomischen Granodiorit-Granit-Komplex im Süden auf. Das Exkursionsgebiet in der westlichen Oberlausitz umfasst wesentliche Teile des Granodiorit-Granit-Komplexes und seines nördlichen Kontakthofes zu den Grauwacken (Abb. 1 und 2).

Der vermutlich mehrere 1000 m mächtige **Grauwackenkomplex** baut sich aus anchimetamorphen, verbreitet turbiditischen Grauwacke-Grauwackenschluffstein-Argillit-Abfolgen auf. Diese Grauwackefolgen werden zur „Lausitzer (Haupt-) Gruppe“ zusammengefasst (KEMNITZ & BUDZINSKI 1994; vgl. CFS 200, S. 323-330). In die Abfolgen sind untergeordnet Metakarbonatlagen (= Tuffe z. T.), konglomeratische Lagen und Linsen sowie ein Schwarzschieferhorizont mit Tufflagen (BURMANN et al. 1998) eingeschaltet.

Mikrofossilien aus schwach kontaktmetamorphen Grauwacken (Erstfunde von Bernbruch; Exkursionspunkt 1) belegen das neoproterozoische Alter (BURMANN 1966, s. in BURMANN et al. 1998). Das Alter ihrer jüngsten magmatischen Abtragungsquelle und somit das maximale Sedimentationsalter der Grauwacken widerspiegelt das Pb-Pb-Alter der idiomorphen Zirkonpopulation der Grauwacken-Zirkone mit im Mittel ca. 574 ± 10 Ma (TICHOMIROVA 2002). Dies steht in Übereinstimmung mit Altersdaten aus einer

als Metatuff angesprochenen Kalksilikatfelslage vom Wüsteberg (BUSCHMANN u. a., 2001), 7,5 km im NW von Kindisch (Exkursionspunkt 6).

Die Grauwacken-Abfolge wurde in ihrem Hauptverbreitungsgebiet vor der Granodioritintrusion um W-E-Achsen verfault, so dass die Schichtflächen (Bankung) heute meist steil nach Nord oder Süd einfallen (Exkursionspunkte 1 u. 2). Am West- und Südrand der schmalen, von Kamenz bis südlich Kindisch (Exkursionspunkt 6) reichenden Grauwacken-Dachschorle sowie in Teilgebieten der östlichen Lausitz sind dagegen Faltenachsen und Verschuppungsflächen um N-S zu beobachten.

Im **Granodiorit-Granit-Komplex** überwiegen flächenmäßig bei weitem anatexitische Zweiglimmergranodiorite sowie z. T. muskovitführende Biotitgranodiorite mit kleinräumigen Granitanteilen (EIDAM u. a. 1990, KRAUSS u. a. 1992; Tab. 1). Die Biotitgranodiorite (Exkursionspunkte 4 und 6) intrudierten sowohl in die Zweiglimmergranodiorite als auch in die verfaulten Grauwacken, die sie weitflächig kontaktmetamorph überprägten (Abb. 1). Radiometrische Altersdatierungen an Einzelzirkonen ergaben für die Zweiglimmergranodiorite Pb-Pb-Alter zwischen 550-569 Mill. a, für die Biotitgranodiorite solche um 534 Mill. a (TICHOMIROVA 2002).

Die früher nach ihrem locus typicus Demitz-Thumitz als *Westlausitzer* (bzw. *Demitzer*) Granodiorit benannte „Normalausbildung“ der Biotitgranodiorite wird heute in zahlreiche Typen unterteilt, die sich weniger stofflich, jedoch deutlicher strukturell unterscheiden lassen (SCHUST & WASTERNAK 2002: Abb. 11).

Der mittelkörnig-gleichkörnige Granodiorit-Typ *Kindisch* (Exkursionspunkt 6; Tab. 1) kommt zusammen mit dem ähnlichen Typ *Häslich* nur am Westrand der

weit nach Süden reichenden Kamenzer Grauwacke-Dachschole, etwa zwischen der Autobahn A4 im Süden und Brauna im Norden, vor (Abb. 1).

Der grobkörnige Granodiorit-Typ *Kamenz* (Exkursionspunkt 4; Tab. 1) zeichnet sich durch blastisch gewachsene porphyrische Kalifeldspat-Körner bis > 1 cm Größe aus. Er kommt nur in der sog. Klosterpflege zwischen Kamenz und dem Hahnenberggebiet (im Osten) sowie nördlich davon vor, wo er inselartig unter wechselnd mächtiger Pleistozänbedeckung und verbreitet tiefgründig kaolinisiert zutage tritt (Exkursionspunkt 5). In Kuppenposition fehlt i. d. R. die Verwitterungs- und Lockergesteinsdecke oder letztere ist nur geringmächtig. Hier waren und sind die Ansatzpunkte für Werkstein-Brüche zwischen dem Stadtgebiet von Kamenz, Wiesa und Nebelschütz. Im Osten und Süden, etwa zwischen Panschwitz-Kuckau und Radibor, grenzt dieser Typ an den feinkörnig-serialporphyrischen („Normal“-)Typ *Oberkaina* (Tab. 1).

Typ	Zweiglimmergranodiorit	Kindisch Häslich	Kamenz	Oberkaina
Plagioklas	25 - 52	37 - 46	30 - 53	37 - 51
Alkalifeldspat ¹⁾	1 - 12	4 - 13 ²⁾	5 - 30	5 - 13
Quarz	29 - 43	27 - 35	24 - 44	19 - 25
Biotit	7 - 22	13 - 19	6 - 20	23 - 25
Muskovit	1 - 9	+		0 - 1
Cordierit	1 - 15			

¹⁾ Orthoklas und Mikroklin. ²⁾ Im Typ Kindisch ± nur Orthoklas.

Tab. 1: Mineralogische Zusammensetzung ausgewählter Granodiorit-Typen (n. EIDAM u. a. 1990)

In diese cadomischen Plutonite und z. T. auch in die Grauwacken intrudierten im Unterdevon (KINDERMANN 2003) weit verbreitete, Dekameter mächtige Gänge von Gabbros bis Dioriten („Dolerite“; PESCHEL u. a. 1973; Exkursionspunkt 6) sowie in großer Anzahl damit räumlich und wohl auch zeitlich assoziierte, etwas jüngere, geringmächtige Basitgänge (früher „Lamprophyre“; *Gangbasalte* i. S. v. KRAMER u. a. 1977, KRAMER 1998; Exkursionspunkte 1-6).

Außerhalb des Exkursionsgebietes treten desweiteren petrographisch verschiedene Plutonite und Gänge unterschiedlichen Alters (Ordovizium bis Unterkreide) sowie Tertiärvulkanite auf.

Die **Kaolin-Vorkommen** sind „Teil eines Gürtels aus mesozoisch-tertiären Verwitterungskrusten im Bereich des 50. Breitengrades“ (ADAM 1974). Die weiträumige Verbreitung der kaolinisch zersetzten Gesteine unter der Lockergesteinsbedeckung lässt Abb. 1 erkennen (Nr. 7 der Legende).

Die Kaolinisierung erfolgte unter feucht-warmen Klimabedingungen während Zeiten tektonischer

Ruhe und daraus folgender geringer Erosionsrate (STÖRR 2006), in der Lausitz (unter Berücksichtigung der paläogeographischen Entwicklung n. VOIGT 2009) vermutlich erst im Paleozän (vgl. STÖRR 1983). Ausgehend von den Intergranularen bilden sich zunächst Dreischichtsilikate (grün gefärbte Liegendzone des Zersatzprofils), die im Prozess der fortdauernden Kaolinisierung unter Freisetzung von Fe und Mg wieder abgebaut werden. Schließlich kommt es zu Abfuhr der Alkalien und Erdalkalien und eines Teils der Kieselsäure. Zum Schluss liegen im Kaolin im Wesentlichen die wasserhaltigen Alumosilikate Kaolin und Halloysit vor. Sideritische Bindung von restlichem Fe ergibt helle bis weiße, hämatitische Bindung rote Kaoline (STÖRR 1983). Sekundär führt die Infiltration von Huminstoffen aus überlagernden Tertiärsedimenten zu Braunfärbungen (verbreitet quartär wieder teilweise ausgelaugt); der Eintrag von Fe-Verbindungen aus quartärer oder tertiärer Überdeckung zu gelblichen Färbungen ehemals hellen Kaolins (STÖRR 1983, 2006).

Die in Abhängigkeit von der petrographischen Ausbildung und tektonischen Beanspruchung sowie der paläogeographischen Situation primär unterschiedlich tief reichende kaolinische Verwitterungskruste der Grauwacken und der Granodiorite ist nur noch relik-tisch erhalten. Ursachen dafür sind jungtertiäre und vor allem pleistozäne Erosion sowie Bruchtektonik. Die Kaoline weisen daher unterschiedliche und eng-räumig wechselnde Mächtigkeiten von im Mittel 15 bis 40 m (maximal ≥ 60 m) auf (Abb. 3).

Unmittelbar nördlich der Grauwacke-Lagerstätte Bernbruch tritt – vermutlich durch eine Störung getrennt – am *Roten Berg* (195 m HN) bei Cunnersdorf Grauwackenkaolin mit einer Basis bei ca. 145 m HN auf (Exkursionspunkt 2; Abb. 6).

Die Kaolinlagerstätte Caminau (Exkursionspunkt 5) gehört zum nördlichsten bekannten oberflächennahen Verbreitungsgebiet von Granodiorit-Kaolin in der Oberlausitz. Bei einem Oberflächenniveau von ca. 135 m HN weist das stark schwankende Basisrelief des Kaolinkörpers Höhen zwischen ca. 85 bis 130 m HN auf.

Die Granodiorit-Kaoline der Lagerstätte Wiesa lagern mit einem flachwelligen Basisrelief von 135 bis 200 m HN unter fluviatilen Tertiärsedimenten. Synsedimentäre und pleistozäne Bruchtektonik beeinflusst die Lagerungsverhältnisse (Exkursionspunkt 3; Abb. 8). Kaolin und Tertiär bilden eine Hochlage bis > 200 m HN.

Vergleichbare, senkenförmig in den Granodiorit-Kaolin eingreifende, fluviatil-limnische **unter/mittelmiozäne Tertiärfolgen** (STANDKE 1998) mit Tonen, Schluffen, Sanden, Braunkohlen und auch Quarzsand treten, bruchtektonisch kontrolliert, in der Umgebung bei Piskowitz, Schmeckwitz und Wetro – am Südrand

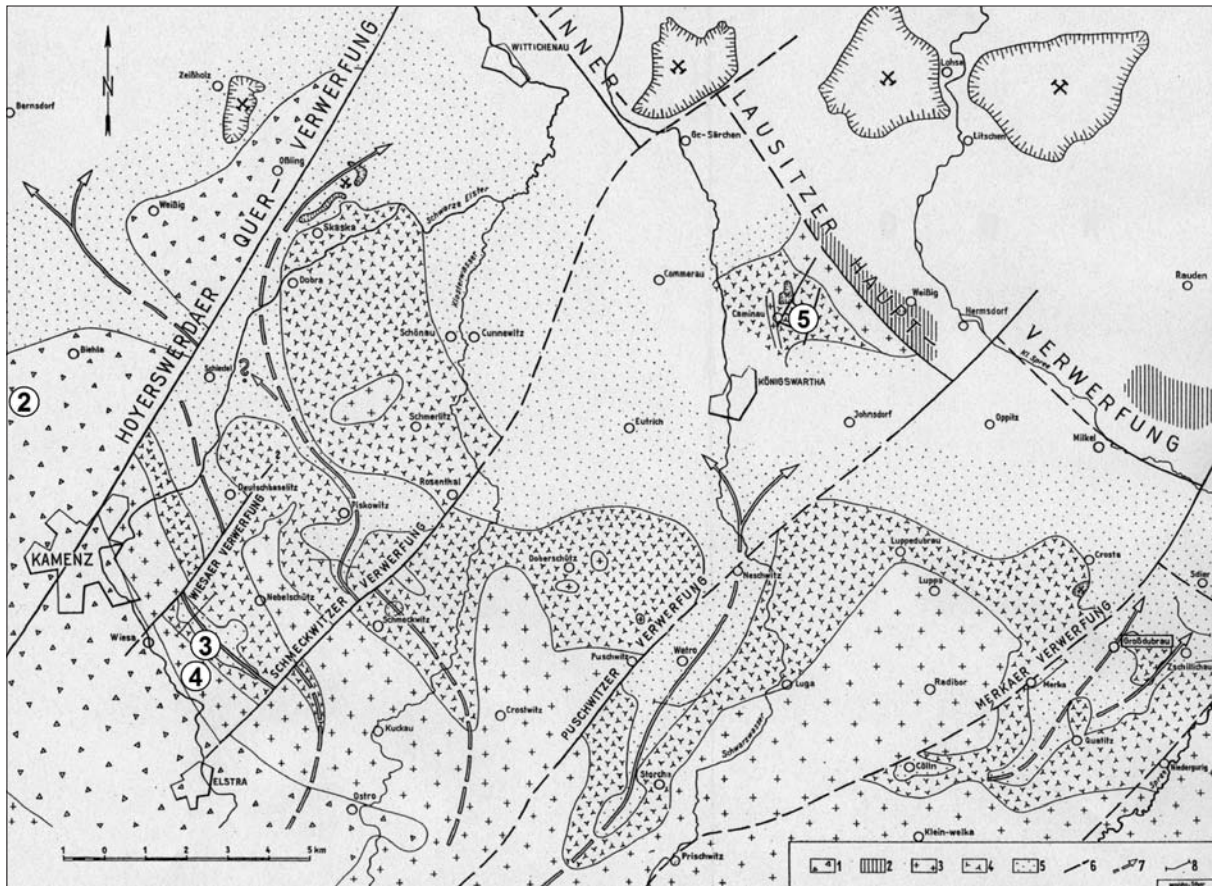


Abb. 3: Verbreitung von Kaolin und Tertiärsenken zwischen Kamenz und Caminau (aus BUCHWALD 1971) und Lage der Exkursionspunkte 2 bis 5 (Kreise).

1 – Grauwacke, 2 – anstehendes Paläozoikum des Görlitzer Synklinoriums, 3 – Biotitgranodiorite, 4 – Granodioritkaolin, 5 – Tertiärsedimente, 6 – Störungen, 7 – tertiäre Flussläufe (z. T. vermutet), 8 – Schnittlinien (Wiesa s. Abb. 8)

der geschlossenen Tertiärverbreitung (Abb. 1) – auf (BUCHWALD 1971; Abb. 3).

Im stratigraphisch Hangenden des Kaolins lagern gebietsweise Reste von sandig-kiesigen Ablagerungen des spättertiären *Senftenberger Elbelaufes* (Exkursionspunkt 2) sowie des frühpleistozänen *Bautzener Elbelaufes* (WOLF & SCHUBERT 1992; Exkursionspunkt 3).

Im **Quartär** kam es während der Elstereiszeit zu erosiven Abtragungs- und Umlagerungsprozessen, von denen sowohl die Flussschotter als auch Tertiärsedimente und der Kaolin betroffen sind. Oberflächlich weiträumig verbreitet sind elsterzeitliche fluviatile und glazifluviatile Kiessande und Grundmoränen. Die Niederungen des rezenten Gewässernetzes werden von saale- und weichselzeitlichen fluviatilen Schüttungen, einschließlich der holozänen Alluvionen beherrscht. Diese quartären Sedimente weisen verbreitet Mächtigkeiten von ca. 20 bis 30 m (max. um 70 m) auf (vgl. KOCH & ALEXOWSKY 1999, LORENZ 1998).

Weichselzeitlicher Löß und -lehm überzieht erst im südlichen Exkursionsgebiet in mehr oder weniger geschlossener Verbreitung alle genannten älteren Bil-

dungen; er wurde seit alters her an zahlreichen Orten zur Ziegelherstellung genutzt (zu quartären Lagerstätten s. ALISCH u. a. 2001 und FREIBERG u. a. 2004).

1. Grauwacke-Lagerstätte Bernbruch bei Kamenz

(TK 25/GK 25: 4650, 4750)

Tagebau Butterberg der Natursteinwerke Weiland GmbH, Hoyerswerda/OT Schwarzkollm

Die Lagerstätte Bernbruch ist eine von 7 Grauwacke-Gewinnungsstätten in Sachsen. Ihr Wert wird vor allem durch die Eignung der Grauwacke als Bahnschotter bestimmt.

1.1. Geologie der Lagerstätte

Die Grauwacke-Lagerstätte Bernbruch am Butterberg (ehemals 220 m HN) gehört zu einem Zug mehr oder weniger isoliert aus der pleistozänen Bedeckung aufragender Grauwackenareale zwischen Königsbrück und Wittichenau. Zusammen mit den Grauwacke-

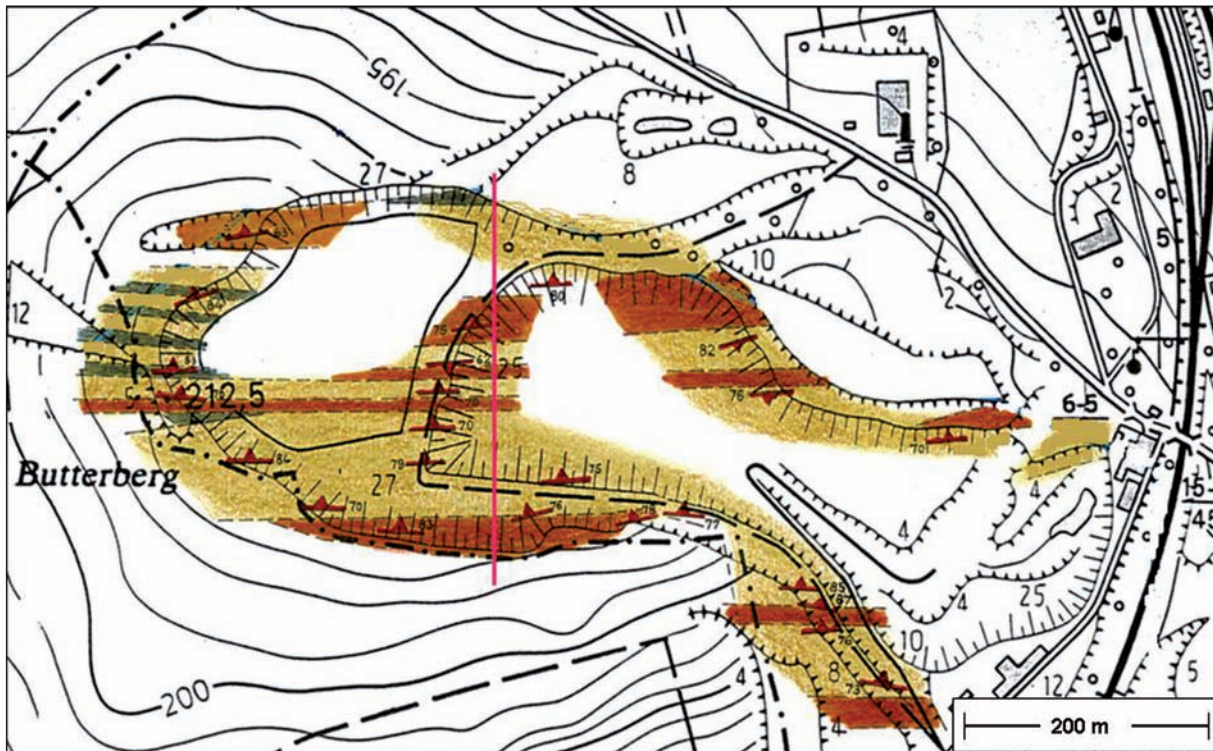


Abb. 4: Grauwacke-Tagebau Butterberg: Geologische Übersicht (n. RATHNER 2001; bearb.).

Dachschollen zwischen Kamenz und Burkau sowie nördlich Weißenberg gehören sie dem Kontakthof der cadomischen Biotitgranodiorite an.

Die Grauwackeneinheit baut sich generell aus miteinander wechsellagernden Lithotypen von Grauwackepeliten (z. T. bis Tonstein; Ton- bis Mittelschluffbereich) und Grauwackensammitten unterschiedlicher Korngröße (Grobschluff- bis Mittelsandbereich, vereinzelt Grobsand) auf (Abb. 4; RATHNER 1996, 2001). Bankmächtigkeiten und Korngröße (generalisiert): dunkelgrün – plattige, pelitische Schichtenfolge, braun-plattige bis dünnbankige Wechselfolge pelitischer und feinsammitischer Schichten, ocker-bankige Folge fein- oder mittelsammitischer Schichten; Streichen/Fallen der Schichtflächen (Bankung; Fallwinkel in Grad). Rote Linie: Schnittebene der Abb. 5

Die Grauwackensammite setzen sich aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Muskovit und Gesteinsdetritus (Lydit, Quarz, Quarzit, Tonschiefer, feinkörnige Vulkanite, unterschiedliche Quarz-Feldspat-Verwachsungen, Serizitaggregate) sowie Akzessorien zusammen. Das Bindemittel besteht vorwiegend aus Biotit und nicht näher bestimmbar hellem Feinstkorn.

Die Grauwacken-Schichten stellen überwiegend normal gradierte Absätze aus Turbiditen dar.

Die Schichtmächtigkeiten liegen zwischen 1 cm und > 4 m, im Mittel bei ± 50 cm. Häufig boten Schichtflächen Ansatzpunkte für die Schichtklüftung. Dadurch entstand eine mehr oder weniger deutliche Bankung, die innerhalb der kartierten grauwackebetonten Schichtkomplexe von ca. 10 und 25 m Mächtigkeit (s. Abb. 5) Bankungsfugenabstände von 20 bis 200 cm (bankig bis dickbankig) umfaßt.

Die Pelite bauen sich qualitativ weitgehend aus dem gleichen Mineralbestand wie die gröberkörnigen Schichtglieder auf. Ihre Schichtmächtigkeiten variieren zwischen 1 mm und 95 cm; der Durchschnittswert liegt bei 10 cm. Die engständigeren Bankungsfugen gliedern die dm- bis maximal > 8 m mächtigen Pelitkomplexe (s. Abb. 5) in 2 bis 20 cm mächtige Bänke (plattig bis dünnbankig; RATHNER 2001).

Die Grauwackepelite sind meist mehrfach geschiefert („Grauwackenschiefer“). Sie treten in der Lagerstätte anteilmäßig zurück (RATHNER 1996).

[Vol.-%]	Matrix (< 200 μm)	Quarz	Feldspäte	Muskovit	Biotit	Gesteins- bruchstücke	Akzessorien					
Grauwacke	53,2	16,5	12,4	n.n.	n.n.	16,3	1,6					
[M.-%]	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
Grauwacke	72,2	14,1	0,5	1,0	2,6	1,6	1,2	2,1	3,6	0,14	0,2	0,9
Grw.- Pelit	61,0	19,5	0,9	1,5	5,6	2,8	1,1	4,4	1,3	0,15	0,6	2,7

Tab. 2: Mineralogische und chemische Zusammensetzung der Grauwackepelite und -psammite, Tagebau Butterberg (in Vol.- bzw. Masse-%; aus KEMNITZ & BUDZINSKI 1994)

Der Tagebau, dessen Erstreckung das W-E-gerichtete Schichtstreichen abbildet, hat eine flach östlich einfallende Schichtmulde mit einer Amplitude > 20 m aufgeschlossen; die abbautechnisch wichtige Bankungsklüftung fällt deshalb steil nach S bzw. N ein. In der > 100 m breiten Scherlinsen-Störungszone (insgesamt mit Aufschiebungscharakter) auf der Nordflanke ist die Bankung innerhalb der Störungsphacoide infolge Schollenrotation ebenfalls nach N geneigt (Abb. 5).

Längs der Klüftzonen wird die Grauwacke in N-S-Richtung, d. h. quer zur Faltenachse, von mehreren dm- bis max. wenige m mächtigen Gangbasalten durchschlagen (RATHNER 2001).

Die Grauwacke wird im Raum Bernbruch weiträumig von elsterkaltzeitlichen Schmelzwassersanden überzogen (s. KOCH & ALEXOWSKY 1999). Am Westrand des Tagebaus füllen die Sande eine bis – 16 m reichende Rinne über bis 10 m tief verwitterter Grauwacke und begrenzen das Vorratsfeld. Als Zwischenabraum sind verwitterte Ganggesteinsbereiche sowie intensive Klüftungszonen zu betrachten.

Den kontaktmetamorphen Veränderungen, vor allem Biotitprossung in der umkristallisierten Matrix, die in Bernbruch makroskopisch scheinbar fehlen, verdankt die Grauwacke ihre ausgezeichnete technische Verwertbarkeit.

1.2. Aufschluss und Erkundung

Der Steinbruch am Butterberg wurde 1902 aufgeschlossen. 1963 erfolgten im westlichen und südlichen Vorfeld des bis dahin auf –50 m (210 - 160 m HN) aufgefahrenen Tagebaus Erkundungsarbeiten (9 Bohrungen im Abstand von ca. 200 m und 22 - 60 m Tiefe, Schurf von 150 m Länge, (nicht verwertbare) Widerstandssondierungen, Steinbruchkartierung, gesteintechnische Untersuchungen). 1982 wurde der Abbau eingestellt.

Detaillierte klufttektonische Aufnahmen finden sich in SCHWAB 1962; darauf aufbauend liegt in RATHNER 1996

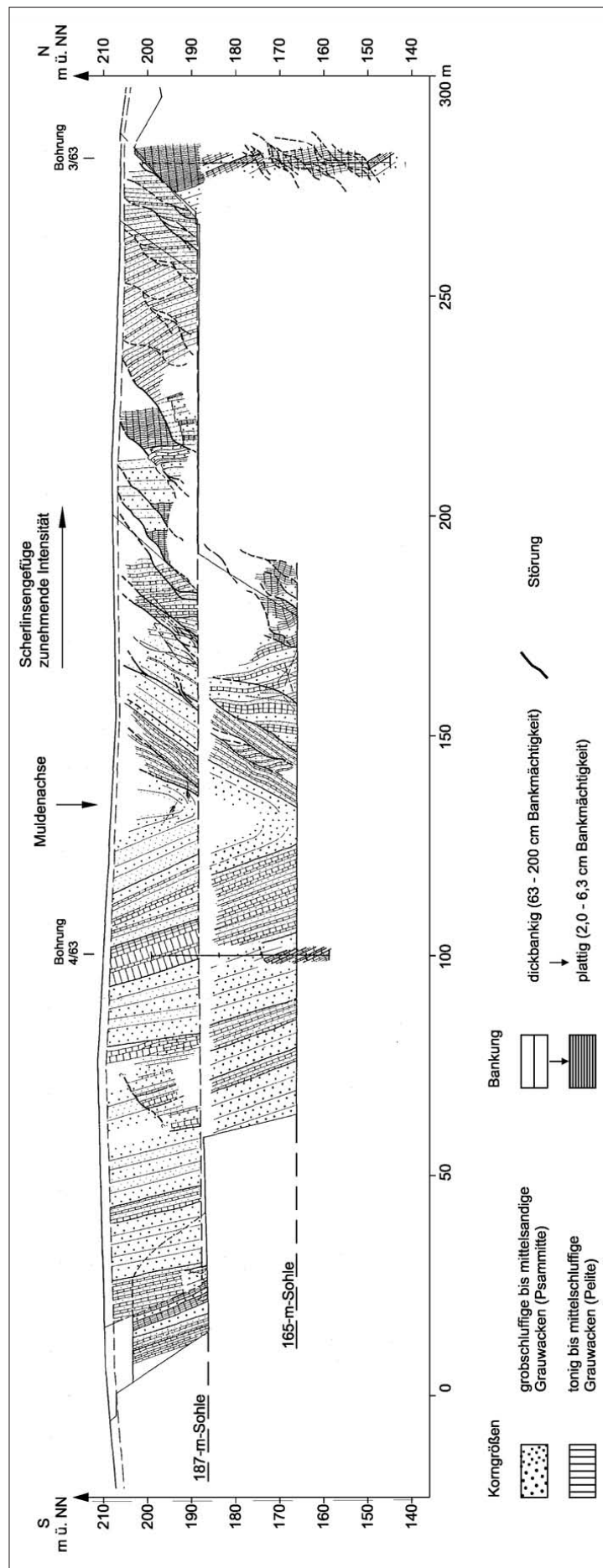


Abb. 5: Nord-Süd-Schnitt durch den Grauwacke-Tagebau Butterberg (187-m-Sohle und Bohrungen in die Ebene der 165-m-Sohle projiziert; aus RATHNER 2001, bearb.)

eine großmaßstäbige Dokumentation (1 : 1 000) der Lagerungsverhältnisse (Bankung, Schieferung, Störungen, Gesteins- und Mineralgänge; s. a. RATHNER 2001) sowie erstmals der Grauwacke-Lithotypen vor.

1.3. Abbausituation, Rohstoffkennwerte, Verwendung

Der derzeitige, erst 2004 wieder in Betrieb genommene 3-söhlige Tagebau-Aufschluss von ca. 210 bis 155 m HN soll in Zukunft bis zum Niveau 75 m HN vertieft werden. Möglichen Problemen im Rohhaufwerk (Festigkeit, Fehlförmigkeit in Abhängigkeit von der Lithologie) muss beim derzeitigen weiteren Abbau nach Westen auf der 165-m-Sohle durch entsprechende Abbausteuerung begegnet werden.

Die engständige komplexe Klüftung führt zu einer günstigen Haufwerks-Körnung im cm- bis dm-Bereich.

Das Haufwerk wird im Bruch verarbeitet. Die psammitischen Grauwacken sind für die Herstellung von Schotter und Splitt geeignet, aus angewittertem Hangendmaterial und größeren Partien von Grauwackeschiefern kann Mineralgemisch erzeugt werden.

Die Grauwacke weist u. a. eine hohe Schlagfestigkeit auf, was für die Eignung als Schnellbahnschotter wesentlich ist. Weitere Produkte sind Splitte für Asphalt, Beton und Brechsand. Derzeit werden folgende

Produkte hergestellt: Schotter/Splitt 0-2, 2-5, 5-32, 32-56 und Mineralgemisch 0-22. Die zertifizierten Zuschlagsstoffe aus der Grauwacke sind ohne Einschränkungen in der Asphalt- und Betonherstellung zugelassen (www.natursteinwerke-weiland.de).

Die Abfrachtung erfolgt über die Straße und den wieder hergestellten Bahnanschluss an die Güterstrecke Senftenberg – Kamenz – Radeberg.

2. Grauwackekaolin-Lagerstätte Cunnersdorf bei Schönteichen

(TK 25/GK 25: 4650)

Tagebau Cunnersdorf der Stephan Schmidt Meißen GmbH, Kamenz/OTWiesa

Die Grauwackekaolin-Lagerstätte Cunnersdorf steht sachsenweit als einzige ihrer Art in Abbau. Der Rohstoff wird auf Grund seiner speziellen granulometrischen und mineralogischen Zusammensetzung zur Optimierung verschiedener Eigenschaften von keramischen Produkten verwendet.

2.1. Geologie der Lagerstätte

Oberflächenah tritt unmittelbar nördlich der Grauwacken-Lagerstätte Bernbruch am Roten Berg (195 m HN) bei Cunnersdorf Grauwackekaolin auf.

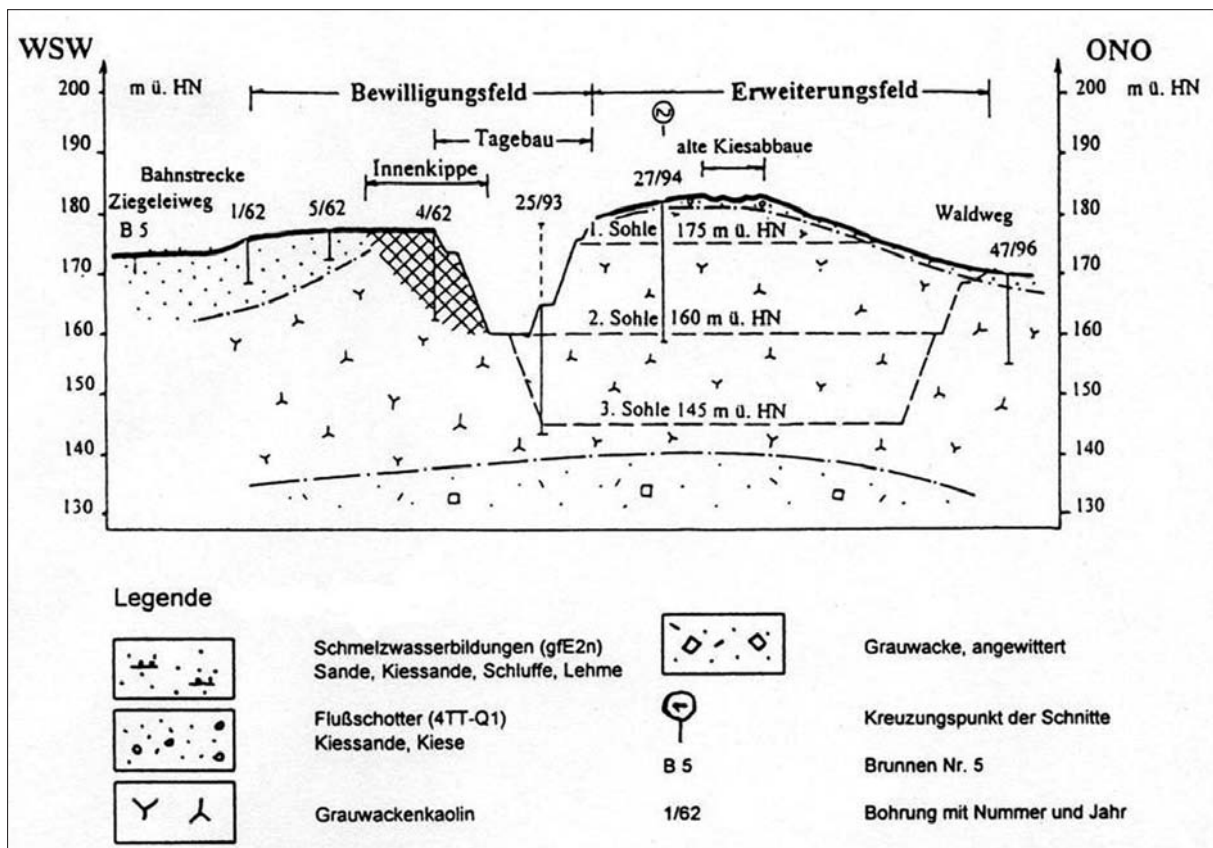


Abb. 6: Geologischer Schnitt durch die Kaolinlagerstätte Cunnersdorf mit derzeitiger und geplanter Tagebaufigur (aus PLÜSCHKE & KLEEBERG 1997)

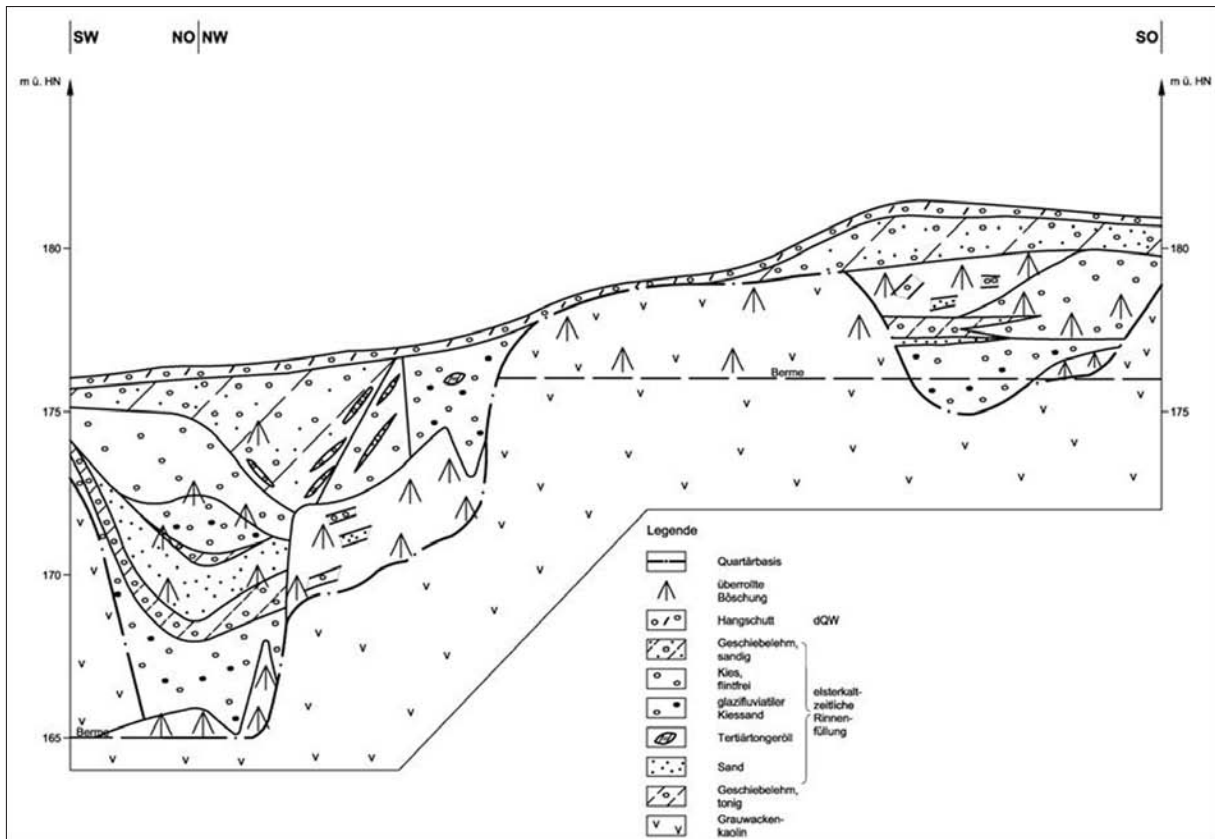


Abb. 7: Tagebau Cunnersdorf: Pleistozäne Rinnen in der nördlichen und nordöstlichen Abraumböschung (5-fach überhöht; n. HÜBNER 2001)

Nach Westen und Südwesten ist die Kaolinlagerstätte durch oberflächennah anstehendes, kaum verwittertes Festgestein begrenzt. Nach Süden und Osten setzt sich der Kaolin fort, jedoch sinkt seine Mächtigkeit auf ca. 15 m. Im Norden und Nordwesten wurde der Kaolin von elsterkaltzeitlichen Schmelzwässern erodiert. Im Bereich dieser Erosionskante werden die Sedimente bis 14 m mächtig und bilden damit die Lagerstätten-grenze. (s. a. Abb. 6).

Im Hangenden des Kaolins lagern Schotter eines spättertiären/frühpleistozänen Flusslaufes, des „Senftenberger Elbelaufes“, die an der Flanke des Roten Berges nur noch durchschnittlich 3 m mächtig sind. Gegenwärtig ist im Tagebau eine bis 10 m in den Rohstoffkörper eingreifende pleistozäne Erosionsrinne mit nordischem und aufgearbeitetem Tertiärmaterial angeschnitten (Abb. 7; HÜBNER 2001).

Das Normalprofil der Kaolin-Lagerstätte Cunnersdorf ist aus der Tabelle 3 ersichtlich.

Der Grauwackenkaolin weist eine durchschnittliche Rohstoffmächtigkeit von 26 m bei maximalen Mächtigkeiten von ca. 40 m auf.

Die tektonischen Elemente der verfalteten Grauwacke zeigen sich im Kaolin als Reliktgefüge (steile Ban-

Stratigraphie	Schichtbezeichnung	durchschnittl. Mächtigkeit (m)	Nutzbares/Abraum
Holozän	Mutterboden	0,2 bis 0,4 m	Abraum
Pleistozän (Elster-2)	Schmelzwasser-sande und -kiese, Schluff	0,0 ... 14 m	Abraum
Tertiär bis Frühpleistozän	Flussschotter (Kiessande)	0,0 ... 3,0 m	Abraum
Tertiär	Grauwackenkaolin	ca. 2,5 ... 40 m	Nutzschicht
Neoproterozoikum	Grauwacke	>> 100 m	Liegendes

Tab. 3: Normalprofil der Kaolinlagerstätte Cunnersdorf (n. SCHELLENBERG & KLEEBOEG 1997)

kungsklüftung [65 bis 85°] um NW-SE streichend, Gangbasalt, Störungen um N-S und E-W) und sind lokal wasserführend. Häufig sind so genannte „Eisengänge“ (parallel zur Bankung), die als offene oder geschlossene Klüfte auftreten, sowie unregelmäßig im Rohstoffkörper verteilte, bis 3 cm mächtige Eisenkrusten oder -schwarten.

Bereiche mit Eisengängen und -krusten müssen als Zwischenabraum ausgehalten werden.

2.2. Aufschluss und Erkundung

Die Kaolingewinnung wird in Cunnersdorf seit mehr als 100 Jahren betrieben. So wurde im 19. Jahrhundert am Roten Berg eine Ziegelei errichtet, die rotbrennende Ziegel herstellte (Alter Ziegeleiteich im SW). In einem anderen Teil der ausgetonten alten Abbaue erfolgte die Anlage einer Hausmülldeponie, die jedoch seit ca. 15 Jahren geschlossen und abgedeckt ist.

Die Lagerstätte ist mit über 50 Bohrungen gut erkundet. Die Bohrlochabstände betragen 20 bis 100 m, im Erweiterungsfeld Ost > 100 m. Der überwiegende Teil der Bohrungen ist rohstofftechnologisch untersucht.

2.3. Abbausituation, Rohstoffkennwerte, Verwendung

Der laufende Tagebau ist 20 bis 30 m tief und wird z. Z. auf 2 Sohlen erschlossen.

Die hydrogeologischen Verhältnisse sind unproblematisch. Grundwasser sitzt der Grube nur über die Anschnitte der Kiese und Sande im Hangenden des Kaolins und über offene Klüfte, Basitgänge und „Eisengänge“ im Rohstoff selbst zu.

Der Kaolin ist ein toniger Schluff mit wechselnden Feinsand- und Mittelsand-Anteilen; der Kornanteil > 63 µm beträgt ca. 18 bis 35 M.-%. Von der Fraktion < 63 µm (65 bis 80 M.-%) beträgt der Anteil > 20 µm 27 bis 36 M.-%, der Anteil < 2 µm ca. 25 M.-%. Die Farbe des Gesteins schwankt von gelblich-beige bis braun-schwarz. Mineralogische Hauptbestandteile sind Kaolinit (25 M.-%), Illit (25 M.-%) und Quarz (40 M.-%) sowie Eisenminerale (Goethit, Limonit, Siderit (7 M.-%)). Auf Grund dieser Eisenminerale ist der Kaolin rot bis rotbraun brennend; auch gelbe und braune Farben können erzeugt werden. Der durchschnittliche Gehalt an SiO₂ liegt bei 60 M.-% und der an Al₂O₃ um 25 M.-% (PLÜSCHKE & KLEEBERG 1997).

Das Einsatzspektrum des Kaolins umfasst im Bereich Bau- und Grobkeramik die Ziegel-, Klinker- und Dachziegelproduktion sowie Fassadenplatten, bei der der Kaolin vor allem als farbgebende und magernde Komponente verwendet wird. Die Gehalte an Eisen- und Titanverbindungen, die die gelbe bis rote Brennfarbe bedingen, sind das – in Ergänzung zum weißbrennenden Kaolin – gewünschte Charakteristikum dieses Rohstoffs. Weitere Verwendungsmöglichkeiten sind die Steinzeugproduktion und die Herstellung von Poroton. Der Cunnersdorfer Kaolin ist außerdem als Abdeckmaterial im Landschaftsbau und für Deponien geeignet.

Die Gewinnung erfolgt mittels Schürfkübelraupe und Hydraulikbagger. Der Kaolin wird auf speziellen Halten im Bereich der Grube gemischt und homogenisiert.

Der Abtransport des Rohkaolins erfolgt per LKW über die Straße zum Mischwerk in Kamenz/Wiesa (s. Exkursionspunkt 3) oder direkt zum Kunden.

Die Lagerstätte ist u. a. Rohstoffbasis für verschiedene keramische Betriebe (Ziegel- und Klinkerwerke) im Lausitzer Raum. Unabhängig davon sind durch den Gleisanschluss im Werk EU-weite Lieferbeziehungen möglich.

3. Ton- und Granodioritkaolin-Lagerstätte Wiesa bei Kamenz

(TK 25/GK: 25 4750)

Tagebau Wiesa der Stephan Schmidt Meißen GmbH, Kamenz/OT Wiesa

In der Lagerstätte Wiesa-Hasenberg werden sowohl hellbrennende Tone als auch Kaoline gewonnen.

3.1. Geologie der Lagerstätte

Die Lagerstätte Wiesa befindet sich im Bereich einer bruchtektonisch kontrollierten Senke. Pleistozäne Tektonik längs NE-streichender Brüche („Wiesaer“ und „Schmeckwitzer Verwerfung“, Abb. 3) führte dabei zur Erhaltung von Teilen der Senkenfüllung. Die Lagerstätte wird durch Festgesteinsaufragungen oder erosiv durch fluviatile Ablagerungen begrenzt (Abb. 8).

Im Liegenden folgen unmittelbar über dem Granodiorit grünlich gefärbte Kaoline der Dreischichtsilikatzone, die von rötlichen Kaolinen und schließlich von hellen Kaolinen überlagert werden (Gesamtmächtigkeit 20 bis 60 m).

Zum Hangenden folgt ein bis zu 40 m mächtiger Komplex miozäner Tone, Schluffe und Sande (Abb. 8). Die Tone und Schluffe sind fluviatile Abtragungsprodukte der kaolinischen Verwitterungskruste. Gegenüber den Tönen von Wetro/Guttau und Rietschen weisen die Wiesaer Tone einen deutlich geringeren Kaolinit-Gehalt auf, zeigen jedoch höhere SiO₂- und Quarzgehalte. Der liegende Granodioritkaolin enthält höhere Kaolinit- und geringere Quarz- und Glimmeranteile als der hangende Ton. Die Illit- und Muskovitgehalte des Tones sind teilweise denen der Lagerstätte Buchholz sehr ähnlich, seine Korngröße schwankt deutlich. Diese Eigenschaften und die Position der Lagerstätte im Bereich der posttertiären Wiesaer Verwerfung an der Grenze zwischen Grauwacke und Granodiorit lassen vermuten, dass die Liefergesteine für die Wiesaer Tone Granodiorit- und Grauwackenkaoline waren.

Über den genannten Schichten tritt im Bereich des Hasenberges ein Kohlenflöz auf, das nach RASCHER &

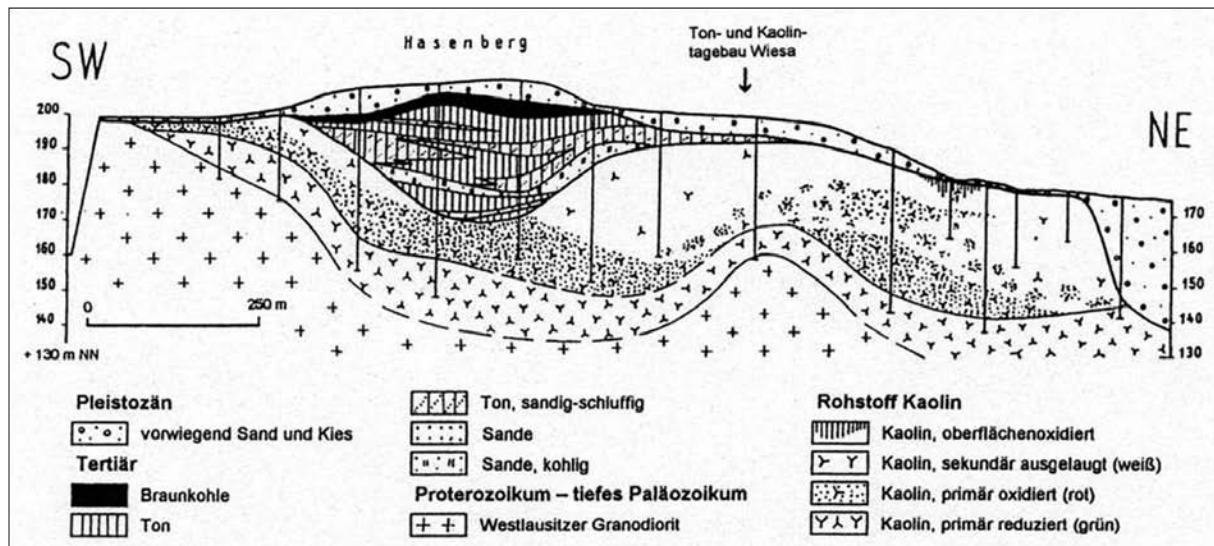


Abb. 8: Schnitt durch die Ton-/Kaolin-Lagerstätte Wiesa (bearb. n. BUCHWALD 1971, aus RASCHER & PLÜSCHKE 1999)

PLÜSCHKE 1999 ein Äquivalent des mittelmiozänen 2. Lausitzer Flözhorizontes darstellt. Die tertiäre Serie fällt flach nach NE ein. Die gesamte Schichtenfolge wird diskordant von bis zu > 10 m mächtigem Pleistozän einschließlich umgelagerten Schottern des Bautzener Elbelaufes (WOLF & SCHUBERT 1992) überlagert.

Kaolin und Tertiär bilden eine NNW-SSE-verlaufende Hochlage bis > 200 m HN (Hasenberg 210 m HN).

Gegenstand des Abbaus im Tagebau Wiesa sind Granodiorit-Kaoline und tertiäre Tone. Die Tone lagern dem hellen Kaolin unmittelbar auf.

3.2. Aufschluss und Erkundung

Wie im benachbarten Thonberg wurden auch am Hasenberg die Tone bereits weit vor 1900 in mehreren Tongruben abgebaut, wovon zahlreiche Restlöcher und Halden zeugen. Eine intensive geologische Erkundung setzte nach 1945 ein; die Ergebnisse der ersten Erkundungsetappe (Nachweis von Kaolinvorräten) sind in ADAM (1974) zusammengefasst. In den Jahrzehnten bis 1991 wurden die Rohstoffe Ton („A-Ton“: kohlig, fett und „C-Ton“: mager) und farbiger Zersatz zur Herstellung von Töpferschamotte verwendet.

Seit 1991 wurde die Lagerstätte mittels Bohrungen betrieblich weiter erkundet (s. GRUNGE 1999) und rohstoffanalytisch untersucht. In der Lagerstätte wurden bisher über 300 Bohrungen geteuft. Aufgrund engräumiger wechselnder Rohstoffqualitäten und ungleichmäßiger Verteilung der Bohrungen sind weitere Erkundungsarbeiten vor allem im SE des jetzigen Tagebaus sowie in dessen Liegendem erforderlich.

Die mittlere Mächtigkeit des Weißkaolins beträgt ca. 10 m, die des Tons 10 bis 20 m. Der Abraum ist bis zu 30 m mächtig.

3.3. Abbausituation, Rohstoffkennwerte, Verwendung

Der Mehrsohlentagebau mit ca. 90 000 m² Größe bewegt sich zwischen 210 m HN (Kuppenlage) und 170 m HN (zukünftige Tagebausohle im Bereich der Basis des Weißkaolins). Zurzeit liegt die Abbausohle zwischen ca. 193 bis 183 m HN. Kaolin und Tone werden selektiv gewonnen.

Im Westen und Osten bestimmen zunehmende Eisen- und Sandgehalte des Tons dessen Abbauende.

Die jährliche Förderung betrug 2008 ca. 55 kt, davon ca. 20 bis 30 Kilotonnen Kaolin.

Die Fe₂O₃ + TiO₂-Armut der Kaoline (< 2,0 %) und Tone (< 2,5 %) bestimmt ihren heutigen Einsatz /5/:

Kaolin (hellbrennend; geschlämmt: 45,5 % SiO₂, 37 % Al₂O₃) in der Fliesenindustrie (Feinsteinzeug)

Tone für Steingut und helle Klinker-Versätze sowie in der Feuerfestindustrie.

Es werden 2 bis 3 helle Ton- und eine Kaolin-Sorte gewonnen, s. a. Tab. 4. Der durch organische Bestandteile schwarzbraun gefärbte kaolinitische Ton im Liegenden des Kohleflözes wird ebenfalls gewonnen. Er ist sehr feinkörnig und brennt hell bis weiß. Die farbigen, rotbrennenden Kaoline sind in bedeutenden Mengen im Umfeld der erkundeten Lagerstätte zwischen Rohrborg (SE) – Hasenberg – Jesau (NW) und teilweise im Liegenden der Lagerstätte vorhanden. Da kein Bedarf vorhanden ist, werden sie nicht gewonnen und verbleiben in der Lagerstätte.

Der Granodioritkaolin wird zusammen mit Tonen und Fremdstoffen im firmeneigenen Mischwerk zu grob- oder feinkeramischen Massen gewünschter Zusammensetzung verarbeitet.

Rohstoff	Nr. des Datenblattes	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Glühverlust
tertiärer Ton	12090	68,8	25,3	1,2	1,2	2,4	0,2	6,0
	12008	70,1	24,2	1,2	1,2	2,1	0,1	5,3
Kaolin (hellbrennend)		66,9	29,9	0,8	0,9	0,1	1,3	7,8
Kaolin (farbig, rotbrennend)		66,4	18,9	0,9	4,6			7,9

Tab. 4: Ausgewählte chemische Kennwerte der Rohstoffe in der Lagerstätte Wiesa-Hasenberg (in M.-%; n. RASCHER & PLÜSCHKE 1999)

4. Granodiorit-Lagerstätte Kamenz-Wiesa

(TK 25/GK25: 4750)

Tagebau Wiesa der Kamener Granitwerke, Inh. Rolf Ziesche, Kamenz/OT Wiesa

Unter den Granodioriten der Oberlausitz ist der porphyrische Typ Kamenz einzigartig und Wiesa z. Z. die einzige Gewinnungsstätte dieses begehrten Dekorsteinmaterials.

4.1. Geologie der Lagerstätte

Die Lagerstätte gehört zum Verbreitungsgebiet des Granodiorit-Typs *Kamenz* (Tab. 1). Er zeichnet sich durch porphyrische Kalifeldspat-Körner bis > 1 cm Größe aus, die dem grobkörnigen Gestein ein lebhaftes und mit den anderen, klein- bis mittelkörnigen und ± gleichkörnigen Granodioriten gut kombinierbares Aussehen verleihen. Deshalb war und ist er ein begehrtes Dekorsteinmaterial.

Der Granodiorit ist im Allgemeinen ärmer an Fremdgesteinseinschlüssen als andere Typen; auffällig sind Einschlüsse älterer porphyrischer Granodiorite, die m³-Größe erreichen können (RATHNER 1992). Aplit- und Pegmatit-Gänge sind selten.

Die (quasi-)orthogonale Klüftung wird durch die zwei steil einfallenden Hauptkluftrichtungen S und Q sowie die der Festgesteinsoberfläche subparallel folgenden flachen Bankungsklüfte L, deren Abstand mit der Tiefe zunimmt, bestimmt.

S	60-65°/80-85°SE (NW)
Q	150-170°/80-85°W, E
L	5-20° n. E, W, SE

Diese Klüfte erleichtern einen „Abbau vom Stock“, traditionell in Kesselbrüchen (Abb. 9).

Großklüfte und Dichtklüftzonen parallel S und Q bestimmen wandbildend die Steinbruchgeometrie. Diagonalklüfte treten nur untergeordnet auf. So verläuft die > 20 m breite Dichtklüftzone der sog. „Mittelrippe“ zwischen Tiefem Bruch und aktivem Tagebau (Abb. 10) spitzwinklig zu S. Der Q-Richtung sitzen dm-mächtige, klüftige Gangbasalte auf; der Gang an der Westwand des Tiefen Bruches knickt in der Mittelrippe nach SW ab.

Die ausgezeichnete Spaltbarkeit des Gesteins hat ihre Ursache in den latenten Teilbarkeitsflächen s, k, l; die Klüftung folgt diesen i. d. R. subparallel. Die Teilbar-

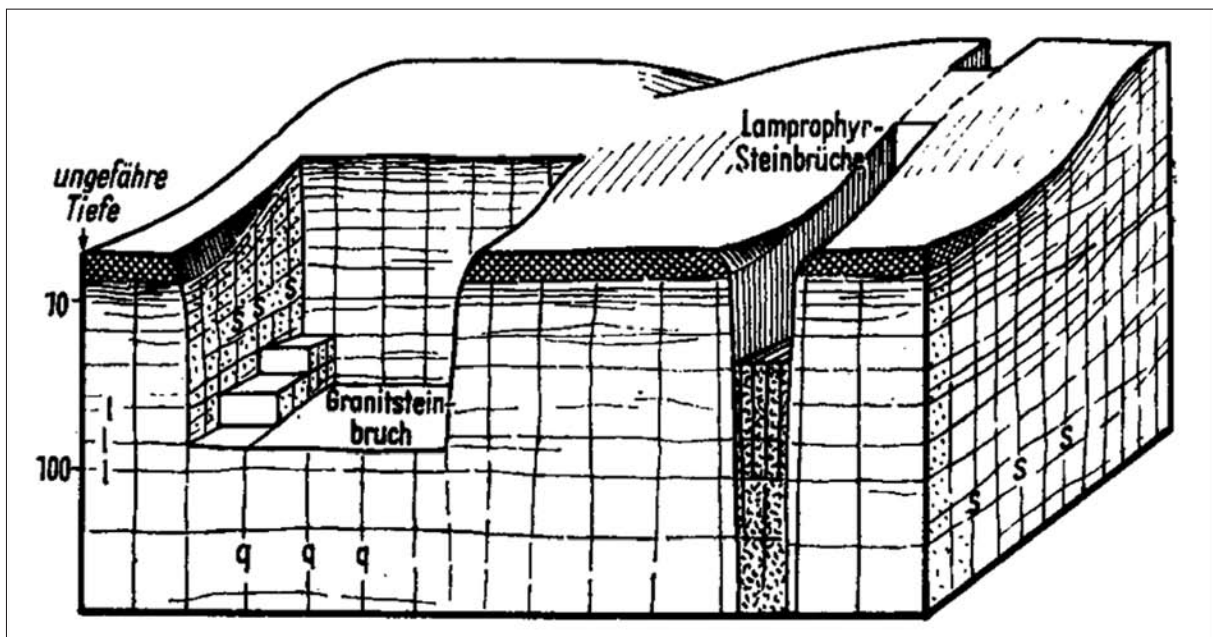


Abb. 9: Blockbild zu Lagerungsformen und Klüftung in Granodiorit- und Gabbro- („Lamprophyr“-)Steinbrüchen der Lausitz (n. WAGENBRETH & STEINER 1990). Hauptkluftrichtungen: s – S-Klüfte, q – Q-Klüfte, l – Lagerklüfte (Bankung)

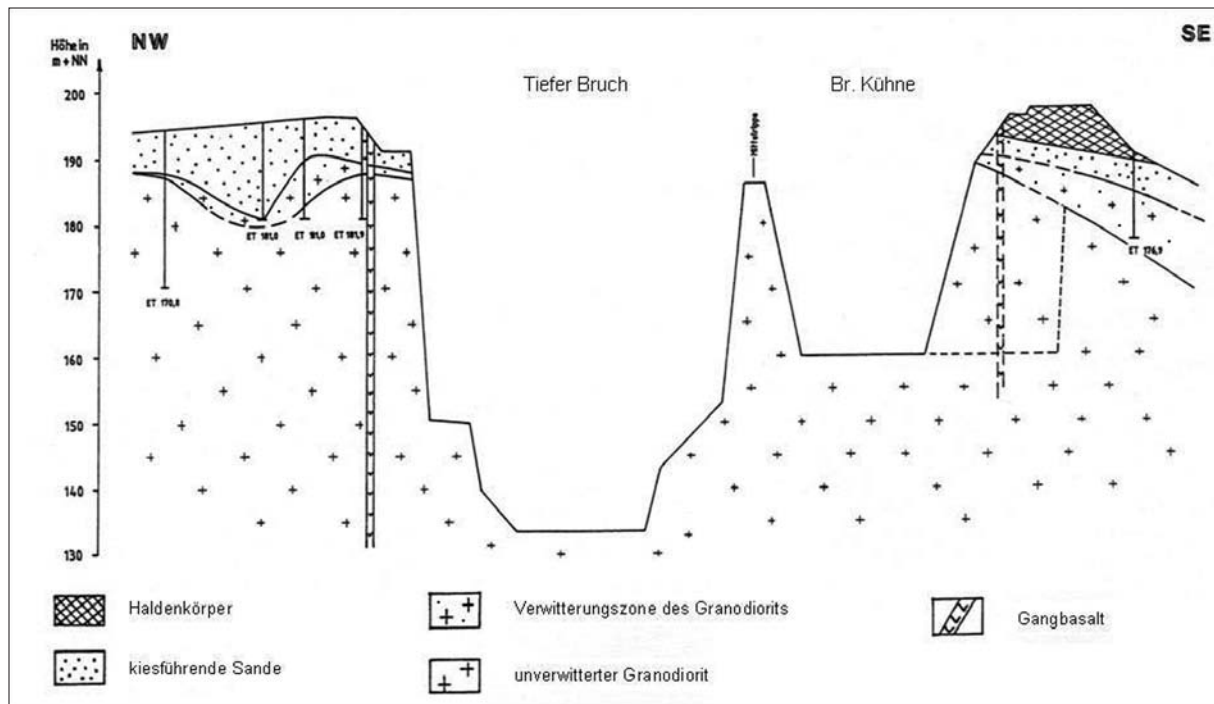


Abb. 10: NW-SE-Schnitt durch die Granodiorit-Lagerstätte Wiesa mit Tiefem Bruch und aktivem Abbau im Bruch Kühne (2-fach überhöht; SD. ROST 1995, bearb.).

keitsflächen ermöglichen die Weiterverarbeitung des Rohblocks bis hin zum Pflasterstein durch Spalten. Die beste Teilbarkeit wird hier in Wiesa durch die Bankung L (vor S) nachgezeichnet.

Der Abraum von 4 bis 22 m (im Mittel 13 m) besteht aus Lößlehm, Kiessand (lokal > 17 m in der Rinne im W) Grus und angewittertem Granodiorit (lokal > 12 m). Am höchsten ist er randlich der Brüche im westlichen, südlichen und östlichen Vorland (Abb. 10).

4.2. Aufschluss und Erkundung

Im Raum Wiesa sind, wie auch im benachbarten Milnitz, bereits vor 1890 mehrere größere Steinbrüche erschlossen worden. Darunter befindet sich auch der ehem. „Grünsteinbruch“ in einem Gabbrogang („Lamprophyr“, s. Abb. 9).

Der Granodiorit wird im Tagebaugebiet in einer von ca. 195 m HN im Norden auf ca. 185 m HN im Süden flach abfallenden Geländekuppe durch 3 Kesselbrüche unterschiedlicher Tiefe erschlossen: Tiefer Bruch (im NW) bis –65 m (ca. 133 m HN), aktiver Bruch Kühne (im SE) bis –40 m (ca. 156 m HN), Restloch Handrick (im E) bis –50 m (ca. 145 m HN).

Seit 1998 erfolgt der Abbau im Bruch Kühne durch die Firma Kamenzer Granitwerke

Als mögliche Erweiterung wurde die Lagerstätte Wiesa im westlichen Vorfeld des Tiefen Bruchs – beginnend 1967 – geophysikalisch sowie mit insgesamt 22

Kernbohrungen von 13 bis 32 m Tiefe bei 15 bis 50 m Abstand, klufttektonischen Messungen und petrophysikalisch-gesteinstechnischen Untersuchungen erkundet.

Bei hohen Abraummächtigkeiten wurden hier keine rohblockhöffigen Vorräte ausgewiesen; allerdings beschränkten sich die o. g. Erkundungsarbeiten auf die obersten, allg. durch geringe Bankabstände charakterisierten 20 bis 30 m (s. Abb. 10).

4.3. Abbausituation, Rohstoffkennwerte, Verwendung

Der „Abbau vom Stock“ ist unproblematisch: Der Granodiorit wird in dem ca. 30 bis 40 m tiefen aktiver Bruch unter Ausnutzung der Bankung als Ablösefläche durch Abbohren in s- und k-Richtung und schonendes Sprengen vom Massiv gelöst und gleichermaßen – auch unter Einsatz von manueller Keilspaltarbeit – weiter in Rohblöcke geteilt. Bei größeren Bankmächtigkeiten sind u. U. sog. „Hebesprengungen“ (parallel L) erforderlich.

Nach Abbau der die Vorräte blockierenden Kabelkrananlage und der Halde am Südrand des ca. 0,9 ha großen Kesselbruchs Anfang der 1990er Jahre erfolgt die Rohsteinförderung heute mittels mobiler Krantechnik (Autodrehkran und semimobiler Drehkran).

Das Ausbringen an Rohblöcken $\geq 0,8 \text{ m}^3$ zur maschinellen Weiterverarbeitung beträgt ca. 15 bis 20 %.

Der Granodiorit zeigt folgende gesteintechnische Kennwerte (Quelle: www.kamenzer-granitwerke.de):

- Rohdichte (nach DIN 52 102): 2,67 g/cm³
- Wasseraufnahme (nach DIN 52 103): 0,27 M.-%
- Druckfestigkeit (nach DIN 52 105): 165 - 206 N/mm²
- Biegefestigkeit (nach DIN 52 112): 19,1 - 20,7 N/mm²
- Frostwiderstand (nach DIN 52104): 0,06 M.-%

Die gesteintechnischen und petrophysikalischen Parameter belegen die Eignung für unterschiedliche Werk- und Dekorstein-Anwendungen im Haus- und Gartenbereich:

- Sanitäreinrichtungen, Wandelemente, Fliesen (für Innen- und Außenbereich)
- Lampensockel und Säulen, Abdeckplatten, Stufen (für Innen- und Außenbereich)
- Bänke, Pflanzkübel, Wassertröge und Brunnenanlagen,
- Rasenbord; Pflaster (Groß- und Kleinpflaster, Mosaik), Wildpflaster
- Bossenverblendsteine, Sichtmauersteine, Böschungssteine, Palisadensteine
- Trockenmauerwerk; Gabionensteine; Molesteine
- Grenzsteine, Bollersteine
- Skulpturen

Je nach Funktion und Wunsch können die Produkt-Oberflächen roh gespalten, gespitzt, diamantgesägt, gestockt oder gestrahlt, geschliffen oder poliert hergestellt werden. Dazu erfolgt die manuelle Verarbeitung im Werk Wiesa, die maschinelle am ehemaligen Bruch Galsberg in Haselbachtal/OT Bischheim.

Eine Verwendung zur Herstellung von Schotter und Splitt ist weder in der Vergangenheit erfolgt noch ist eine solche Eignung nachgewiesen; wegen des größeren Kornverbandes dürfte dies wohl nur eingeschränkt möglich sein.

5. Kaolin-Lagerstätte Caminau

(TK 25: 4652)

Aufbereitung und Tagebau der Caminauer Kaolinwerk GmbH, Königswartha/OT Caminau

Der Kaolin der Lagerstätte Caminau wird nach aufwendiger Aufbereitung zum weit überwiegenden Teil als Papierkaolin verwendet.

5.1. Geologie der Lagerstätte

Caminau ist die nördlichste Kaolinlagerstätte im Lausitzer Massiv (Abb. 1, 3). Die Lagerstätte liegt im *Oberlausitzer Teichgebiet* und nimmt ein Höhenniveau von ca. 135 m HN ein.

Ausgangsgestein des Kaolins ist der grobkörnige, porphyrische Granodiorit *Typ Kamenz*. Im jetzt auf-

geschlossenen Ostfeld ist offenbar auch der „normale“, mittelkörnige Biotitgranodiorit (*Typ Oberkaina*) mit häufiger eingeschalteten, größeren Grauwackeschollen kaolinisiert. Die meist gleichermaßen kaolinisierten Bereiche der Schollen und die teilweise auftretenden zersetzten Basitgänge (Gangbasalte [„Lamprophyre“]) bilden farbige Kaoline. Diese Kaoline weisen geringe Weißgrade auf und bewirken daher eine Reduzierung der Vorräte des begehrten, weißen Kaolins; außerdem wird die Rohstoffgewinnung durch das Aushalten der farbigen Bereiche komplizierter.

Die autochthonen Kaoline sind im Mittel 23 m mächtig, Weißkaoline mit $WG \geq 74\%$ (s. u.) sind um 12 m mächtig. Die Mächtigkeit des sandig-schluffigen Deckgebirges (Quartär mit umgelagertem Tertiär) beträgt 8 bis 12 m, in Rinnen bis ca. 20 m. Über die gesamte Schichtenfolge gibt das Normalprofil in Tab. 5 Auskunft.

5.2. Aufschluss und Erkundung

In Caminau wird seit 1904 Kaolin gewonnen (SCHLEGEL 2004). 1986-88 erfolgte eine Detailerkundung mit Vorratsberechnung (s. SCHELLENBERG & KLEBERG 1997). In den Folgejahren wurde die Lagerstättengrenze (Kaoline mit $WG \geq 74\%$) im Süden und Osten systematisch verdichtend erkundet bzw. Erkundungsergebnisse neu bewertet. Das Westfeld ist seit 2008 ausgetont. Das Lagerstättenareal wurde während der unterschiedlichen Erkundungsetappen mit mittlerweile über 1050 Bohrungen erkundet; weitere Verdichtungsbohrungen im östlichen Vorfeld des Tagebaus sind für die Abbau- und Qualitätssteuerung erforderlich.

5.3. Abbausituation, Rohstoffkennwerte, Verwendung

Gegenwärtig erfolgt der Abbau auf 3 Sohlen im Südfeld und 2 Sohlen im Ostfeld. Die unterschiedlich tief reichenden Erosionsrinnen mit pleistozänen und (umgelagerten) tertiären Sedimenten erfordern eine Vorfeldentwässerung.

Ausgewählte Rohstoffeigenschaften sind der Tab. 6 zu entnehmen. Entscheidend für die derzeitige Verwendung als Füllstoff- und Streichkaolin in der Papierindustrie, sowie als Füll- und Trägerstoff in der chemischen und pharmazeutischen Industrie ist der Weißgrad (WG). In der Vergangenheit wurde Weißkaolin ab $WG \geq 65\%$ als Rohstoff erfasst, zurzeit sind nur Qualitäten $WG \geq 74\%$ verwertbar.

Über eine Bandanlage wird der Rohkaolin der Aufbereitung zugeführt und in verschiedenen Stufen aufbereitet (SCHLEGEL 2004). In Schlämmtrommeln erfolgen die Aufschlammung des Kaolins mit Wasser und die Abtrennung von grobem Sand. Zur weiteren Abtrennung grober Bestandteile wird das aufgeschlammte Material über verschiedene Hydrozyklone gepumpt. Das Eindi-

Stratigraphie	Lithologisch-petrographische Charakteristik	durchschnittl. Mächtigkeit (m)	Bemerkungen
<u>Quartär</u> Holozän	humose Sande	0,4	Bodenbildung
Saale-Kaltzeit bis Weichsel-Kaltzeit	Sande, mittel bis grob, wechselnd kiesig, mit Einlagerungen von humosen Schluffen	1,5	Abraum
Elsterkaltzeit	Geschiebelehm und –mergel mit > 2 m mächtigen Einlagerungen von Kiessanden bzw. tertiärem Schollenmaterial	2,7	Abraum
	glazifluviatile Sande und Kies-sande	3,3	Abraum
	deluvial umgelagerter, teilweise aufgearbeiteter Kaolin (Kaolinton, Quarzgrieß	0,5	Abraum
<u>Tertiär</u>	Kaolin, parautochthon, stark grießig-feingrusig, flaserartig mit ausgewalzten kaolinisierten Feldspatrelikten	0,6	Abraum
	Kaolin, autochthon, Primär-gestein vielfach grobkörnig-porphyrartig, angedeutetes Parallelgefüge	22,9	Nutzgestein
	Granodioritzersatz, stark grießig-feingrusig, z. T. biotitführend	5,9	oberster Bereich noch Nutz-gestein, Liegendes
<u>Kambrium</u>	Granodiorit, stark unfrisch, bröckelig-mürbe		

Tab. 5: Normalprofil der Kaolinlagerstätte Caminau (n. SCHELLENBERG 2000, gekürzt)

Gestein	Weißgrad (2. Zyklonüberlauf)	HCl-lösliches Eisen (in M.-%)	Anteil < 2 µm (in M.-%)
Kaolin, parautochthon	73,1	0,36	41,0
Kaolin, autochthon	74,8	0,24	37,0
Granodioritzersatz, kaolinitisch	63,2	0,60	33,3
„Lamprophyr“, kaolinisiert	49,5	1,43	39,9

Tab. 6: Ausgewählte stoffliche Parameter der Kaolinlagerstätte Caminau (Durchschnittswerte; n. SCHELLENBERG 2000)

cken der in Absatzbassins oder einen Eindickerturm geleiteten Kaolinsuspension erfolgt durch Zugabe eines Flockungsmittels. Über Zentrifugen können weitere grobe Körner abgetrennt und definierte Körnungsbänder erzeugt werden. Zur Erhöhung des Weißgrades werden die Kaoline mittels Hydrosulfit oder Ozon gebleicht. Die mechanische Entwässerung der Suspension erfolgt mit Kammerfilterpressen. Nach dem Pressen werden die

Filterkuchen granuliert und über Bandrockner getrocknet. Das Granulat wird in Bunkern für die Verladung vorgehalten. Weitere Produkte der Aufbereitung sind gemahlener Kaolin und eingedickte Kaolinsuspension (Slurry) (WETZLICH 2000).

Die Abfrachtung der Fertigprodukte (2003 ca. 250 kt; SCHLEGEL 2004) erfolgt per LKW (Tankwagen für Slurry, Muldenkipper für Trockenprodukte).

6. Granodiorit-Lagerstätte Kindisch

(TK 25/GK25: 4850)

Tagebau der ProStein GmbH & Co. KG, Elstra/OT Rauschwitz

Der Tagebau Kindisch ist einer der größten Gewinnungsstätten von Granodiorit-Haufwerk in der Oberlausitz.

6.1. Geologie der Lagerstätte

Der Granodiorit-Typ *Kindisch* bildet im Bereich der Lagerstätte einen markanten Höhenzug. Der Steinbruch selbst liegt im Osthang des Ohorner Steinbergs (432 m HN).

Der blaugraue Biotitgranodiorit (Zusammensetzung s. Tab. 1) zeichnet sich durch ein mittelkörniges, ± gleichkörniges, selten serialporphyrisches Gefüge aus.

Er ist weitgehend frei von Schlieren, verbreitet finden sich als Frühausscheidung cm-große Plagioklasse. Häufig führt der Granodiorit – wie die meisten Granodiorite anderenorts auch – meist cm- bis dm-große Xenolithe von verschiedenen Granodioritoiden (ca. 50 %) sowie von sedimentären Gesteinen (ca. 50 %): (kontaktmetamorphe) Grauwackenhornfelse und Kalksilikatfelse, Quarz, Biotitschiefer, selten Gneise. Einmalig ist der Fund eines Grauwacke-Konglomerates hier in Kindisch (RATHNER 1992).

Im Norden der tiefsten (280-m-)Sohle des Tagebaus ist der hier ca. E-W-verlaufende Intrusionskontakt zu einem steil verfalteten, NNE-SSW-streichenden Schichtverband neoproterozoischer Grauwacke aufgeschlossen (Abb. 11).

Apophysen des Granodiorits von 0,1 bis 10 m Mächtigkeit dringen in die überwiegend steil nach W einfallenden Schichtklüfte der Grauwacke ein und nehmen reichlich Hornfels-Xenolithe auf. Der Kontakt ist durch eine jüngere Störung parallel zur Schichtung überprägt (LOBST 1999). Die Grauwackenfolge baut sich aus Knotengrauwacken (ehemalige tonreichere Schichten) und vorwiegend aus Grauwackenhornfelsen auf; selten sind geringmächtige kalksilikatische Lagen oder Linsen (PUPPE & BAUER 1986).

Die (quasi-)orthogonale Klüftung des Granodiorits ist neben der flach nach NE einfallenden Bankung durch die zwei steil einfallenden Hauptkluftrichtungen S (108/77° N+S) und Q (20/80° E+W) gekennzeichnet.

Der NNE-SSW-verlaufenden Q-Richtung folgen zahlreiche steile, cm- bis m-mächtige Gangbasalte (s. HASER 2003). Diese stark klüftigen, meist dichten bis feinkörnigen, selten feinkörnig-ophitischen Basitgänge setzen auch in die Grauwacke subparallel zur Bankung fort.

Die Gangbasalte bilden im Westen der 280-m-Sohle einen ca. 25 m breiten Gangschwarm, von dem nur noch Reste aufgeschlossen sind. Die ihn im Westen begleitende Störungszone schneidet auf der 300-m-Sohle einen ca. 10 bis 25 m mächtigen, mittelkörnig-ophitischen, mehrphasigen Gabbro-Gang (KRAMER & ANDREHS 1988) ab. Dieser westlich einfallende Gang hat in seinem Hangenden einen bis 5 m breiten Kontaktsaum im Granodiorit erzeugt (u. a. Biotit-Umkristallisation).

Abraum-Deckschichten sind nur noch in Randbereichen, insbesondere im westlichen Vorfeld, vorhanden: Boden, Hangschutt, Granodioritgrus sind hier ca. ≤ 2 m mächtig, einschließlich verwittertem Granodiorit können sie eine Mächtigkeit bis ca. 8 m erreichen, längs Klüftzonen (im NW der obersten Sohle) auch wesentlich mehr.

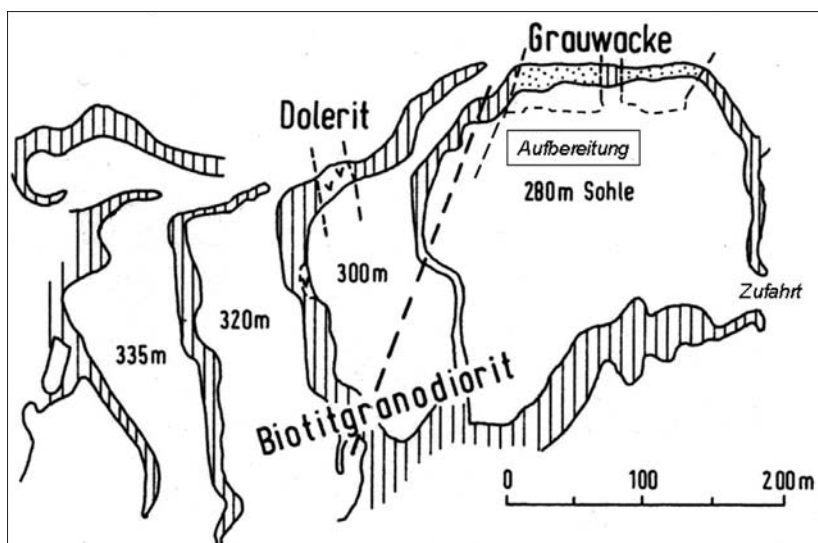


Abb. 11: Geologische Skizze des Granodiorit-Tagebaus Kindisch (n. KRAUSS u. a. 1992; „Dolerit“: Gabbrogang)

6.2. Aufschluss und Erkundung

Auf dem Gelände des heutigen Tagebaus existierten seit mindestens 1888 drei Werkstein-Kesselbrüche. Im nördlichen Vorfeld des untersten Bruchs („Kindisch“) erfolgte 1964 mittels Steinbruchkartierung, Geophysik und 11 Kernbohrungen von 15 bis 75 m Tiefe sowie petrographischen, gesteinsphysikalischen und -technischen Untersuchungen eine Erkundung von Werksteinvorräten (im Niveau +290 ... +280 m HN).

Seit Anfang der 70er Jahre des 20. Jahrhunderts wurden die ehemaligen Werksteinbrüche zu einem großen Hangaufschluss mit mehreren Sohlen zur Haufwerksgewinnung vereinigt. Dabei wurden nur Teile des erkundeten Werkstein-Feldes in Anspruch genommen.

Der mächtige Gabbro-Gang wurde zeitweise selektiv als Werkstein auf der 300-m-Sohle gewonnen.

Zur Vorbereitung einer erneuten Rohblockgewinnung im Granodiorit erfolgten 1987/88 Erkundungsarbeiten zwischen dem Niveau +380 bis +280 m HN: 17 Kernbohrungen (16 bis 40 m Tiefe) von den Tagebaustrossen aus und im westlichen Vorland; klufttektonische Aufnahmen und Eignungsprüfungen. In dem östlich des o. g. Gabbroganges ausgewiesenen Werksteinvorratsblock, mit einem berechneten Kluftkörperanteil $\geq 0,6 \text{ m}^3$ von ca. 55 %, war je Sohle durch die brisanten Haufwerksprengungen eine „Deckschicht“ von 1 bis 4 m Mächtigkeit für eine Werksteingewinnung zerstört. Eine Werksteingewinnung erfolgte daraufhin nur kurzzeitig und kleinräumig oberhalb und unterhalb der +280-m-Sohle, bei fortdauernder paralleler Haufwerksgewinnung auf den höheren Sohlen.

6.3. Abbausituation, Rohstoffkennwerte, Verwendung

Seit 1990 findet ausschließlich Haufwerksgewinnung für die Produktion von Schotter und Splitt auf inzwischen 7 Strossen von i. d. R. 20 m Höhe statt. Der Mehrsohlen-Großtagebau erschließt als Hangauffahrung z. Z. das Niveau +280 m bis +385 m HN; in Zukunft könnte im „Tiefbau“ unterhalb 280 m abgebaut werden.

Für die heutige Gewinnung von Haufwerk zur Herstellung von Schotter und Splitt ist die Lage der Gewinnungsstrossen (NNW-SSE) diagonal zur Hauptklüftung Q (NNE-SSW) für eine optimale Vorzerkleinerung im Zuge der Gewinnungsprengungen von entscheidender Bedeutung.

Derzeit werden ca. 300 kt/a Rohhaufwerk gewonnen. Der Abtransport zum Vorbrecher auf der 280-m-Sohle erfolgt mittels mobiler Technik.

Die Eignung des Biotitgranodiorits für die Herstellung der vielfältigen Brechprodukte belegen folgende gesteintechnische Kennwerte (Quelle: www.prostein.de):

- Rohdichte (nach DIN EN 13383-2): 2,71 g/cm³
- Wasseraufnahme (nach DIN EN 13383-2): 0,3 M.-%
- Druckfestigkeit (nach DIN EN 1926): 122 – 152 MPa
- Schlagzertrümmerung (nach DIN EN 1097-2): 21,0 M.-%
- Polierresistenz (nach DIN EN 1097-8): 53,5
- Frostwiderstand (nach DIN EN 1367-1): 0,1 M.-%
- Alkaliempfindlichkeit (Mörtelschnelltest 28 d): Grenzwert wird unterschritten

- Bitumenaffinität (nach DIN EN 12697-11): 45 % (Umhüllung)

In der auf der 280-m-Sohle stehenden Aufbereitungsanlage werden hergestellt

- Füller, Edelbrechsand, Brechsand-Splitt (0/5), Edelsplitt, Splitt, Splittgemisch und Schotter für unterschiedliche Tragschichten mit und ohne Bindemittel sowie Frostschutzschichten
- Wasserbausteine.

Die kontaktmetamorphe Grauwacke wird nicht mit gewonnen. Der Abtransport der Produkte erfolgt heute über das Straßennetz.

Schriftenverzeichnis

- ADAM, C. (1974): Beiträge zur Kenntnis der Kaoline und Tertiärtonne in Nordsachsen. – Abh. Zentr. Geol. Inst., 181 S.; Berlin.
- ALEXOWSKY, W. & LEONHARDT, D. (1994): Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1 : 400 000 – Karte ohne quartäre Bildungen. – Sächs. Landesamt f. Umwelt u. Geol., Bereich Boden u. Geol.; Freiberg.
- ALISCH, U., EICHBERG, M. & SEHM, K. (2001): Erläuterungen zu Blatt CC 4750 Cottbus. – Karte der oberflächennahen Rohstoffe 1 : 200 000 (KOR 200), 93 S.; 1 Kt., Hannover.
- BUCHWALD, J. (1971): Zur Genese der Oberlausitzer Kaoline und Tone. – Geologie, 20: 38-61; Berlin.
- BURMANN, G., HÜBNER, F., LOBST, R., RATHNER, U. & WIEDEMANN, F. (1998): Zur Fossilführung und Lithologie der Kreuzberg-Dubring-Schichten aus der Lausitzer Grauwacken-Einheit. – Z. geol. Wiss., 25 (1997): 445-464; Berlin.
- BUSCHMANN, B., NASDALA, L., JONAS, P., LINNEMANN, U. & GEHMLICH, M. (2001): SHRIMP U-Pb dating of tuff-derived and detrital zircons from Cadomian marginal basin fragments (Neoproterozoic) in the northeastern Saxothuringian Zone (Germany). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 2001: 321-342; Stuttgart.
- CFS 200 (1997): Stratigraphie von Deutschland II: Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum. Teil I: Thüringen, Sachsen, Ostbayern. – Courier Forschungsinst. Senckenberg; Frankfurt a. M.
- EIDAM, J., HAMMER, J., KORICH, D. & KRAUSS, M. (1990): Stoffliche Charakteristik und Genese der granitoiden Gesteine der Lausitz als Grundlage für ihre metallogenetische Einschätzung. – Unveröff. Forsch.-ber. Ernst-Moritz Arndt-Univ. Greifswald, 254 S.; Greifswald.
- FREIBERG, B., GALINSKY, F., GALINSKY, G. & RUST, A. (2004): Erläuterungen zu Blatt CC 5550 Görlitz. – Karte d. oberflächennahen Rohstoffe 1 : 200 000 (KOR 200), 88 S., 1 Kt.; Hannover.
- GRUNGE, T. (1999): Rohstoffbezogene Modellierung der Ton- und Kaolinlagerstätte Wiesa, Kamenz/Sachsen. – Unveröff. Dipl.-Arb. TU Berlin, 83 S., Anh. I-III; Berlin.
- HASER, S. (2003): Bruch- und Gangtektonik im Steinbruch Kindisch (Lausitzer Massiv). – Unveröff. Diplomkartierung TU Bergakademie Freiberg, 38 S.; Freiberg.
- HERRMANN, O. (1895): Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen [im Maßstab 1 : 25 000], Section Pulsnitz (52) [m. Erläuterungen]. – Geol. Landesamt, Leipzig [GK 4850]

- HÜBNER, F. (2001): Lithologische und stratigraphische Profil-aufnahme des Deckgebirges in der nordöstlichen Böschung des Kaolintagebaues Cunnersdorf bei Kamenz. – Unveröff. Ber. *GEO montan* Gesellschaft für angewandte Geologie mbH; Freiberg.
- KEMNITZ, H. & BUDZINSKI, G. (1994): Die Grauwacken der Lausitz und ihre cadomische Prägung. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, 40: 37-98; Dresden.
- KINDERMANN, A., FIEDLER, F., SEIFERT, T. & UHLIG, S. (2003): Platinmetall-Führung der Ni-Cu-Sulfidmineralisationen im Bereich der Lausitzer Antiklinalzone. – *Z. Angew. Geol.*, 49: 43-47; Stuttgart.
- KOCH, E. & ALEXOWSKY, W. (1999): Geologische Karte der eozän bedeckten Gebiete von Sachsen 1 : 50 000, Blatt Kamenz. – Sächs. Landesamt f. Umwelt u. Geol., Bereich Boden u. Geol.; Freiberg.
- KRAMER, W. & ANDREHS, G. (1988): Erweiterung der stofflichen Charakteristik der Lausitzer Dolerite als eine Grundlage für deren metallogenetische Einschätzung. – Unveröff. Forsch.-Ber., Zentr.-Inst. Physik Erde, Akad. Wiss. DDR, 76 S.; Berlin.
- KRAMER, W., MÜLLER, B. & PESCHEL, A. (1977): Zur tektonischen und substantiellen Charakteristik der Basite des Lausitzer Antiklinoriums und deren Altersbeziehungen. – *Z. Geol. Wiss.*, 5: 95-100; Berlin.
- KRAUSS, M., EIDAM, J., HAMMER, J. & KORICH, D. (1992): Die cadomisch-variszische Entwicklung des Lausitzer Granodiorit-Komplexes. – *Zbl. Geol. Paläont.*, T. I, H. 1-2: 71-85; Stuttgart.
- KRENTZ, O. et al. (2000): Geological Map Lausitz-Jizera-Karkonosze 1:100 000. – Sächs. Landesamt f. Umwelt u. Geologie Freiberg, Państwowy Instytut Geologiczny Warszawa, Český Geologický ústav Praha.
- LOBST, R. (1999): III.: Granodiorit-Granit-Komplex der Oberlausitz. – In: Excursion C 3: The Karkonosze - Izera Dome. – 8. Jahrestagung d. Gesell. f. Geowiss. in Görlitz, Exk.-führ. u. Veröff. GGW, 206: 127-131; Berlin.
- LORENZ, W. (1998): Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen 1 : 50 000, Blatt Bautzen. – Sächs. Landesamt f. Umwelt u. Geol., Bereich Boden u. Geol.; Freiberg.
- PESCHEL, A., MÜLLER, B. & KRAMER, W. (1973): Die basischen Intrusivgesteine der Lausitz und ihre industrielle Nutzung. – *Freiberger Forsch.-H.*, C 283: 154 S.; Leipzig.
- PLÜSCHKE, R. & KLEEBERG, K. (1997): Kaolintagebau Cunnersdorf, Kreis Kamenz. – In: Exk.-führ. u. Veröff. GGW, 200: 157-159; Berlin.
- PUPPE, R. & BAUER, M. (1986): Kartierungspraktikum Kindisch. – Unveröff. Ber., Ernst-Moritz Arndt-Univ. Greifswald; Greifswald.
- RASCHER, J. & PLÜSCHKE, R. (1999): Ton- und Kaolintagebau Wiesa, stephan schmidt meißen gmbh. – In: STÖRR, M. (Hrsg.): Keramikregion Meißen: 95-100; Berlin, Verlag der GGW e. V.
- RATHNER, U. (1992): Über Einschlüsse in Westlausitzer Biotitgranodioriten. – *Veröff. Mus. Westlausitz Kamenz*, 16: 3-23; Kamenz.
- RATHNER, U. (1996): Lagerungsverhältnisse und Schichtflächenmarken der jungproterozoischen Grauwackefolge im Tagebau Halbbach am Butterberg bei Bernbruch (Westlausitz/Sachsen). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU Bergakad. Freiberg, 83 S.; Bautzen/Freiberg.
- RATHNER, U. (2001): Ergebnisse tektonischer Untersuchungen in der jungproterozoischen Grauwackefolge des Tagebaus Halbbach am Butterberg bei Bernbruch (Westlausitz/Sachsen). – *Geoprofil*, 10: 12-38; Freiberg.
- Rohstoffdatenblatt Kaolin Cunnersdorf, Sachnummer 12001 und 12006. – Stephan Schmidt Meißen GmbH Kamenz, Ausgabe September 2001.
- SCHELLENBERG, F. & KLEEBERG, K. (1997): Kaolinlagerstätten der Lausitz – ihre Entstehung, Nutzung und industrielle Bedeutung. – *Aufschluss*, 48: 267-279; Heidelberg.
- SCHELLENBERG, F. (2000): Die Kaolinlagerstätte Caminau. – In: SCHELLENBERG, F., SCHLEGEL, J. & BRAUSE, H. (Hrsg.): Bergbaufolgeaufgaben beim Kaolinabbau in Caminau. – Exk.-führ. u. Veröff. GGW, 210: 10-14; Berlin.
- SCHUST, F. & WASTERNAK, J. (2002): Granitoid-Typen in postkinematischen Granitoidplutoniten: Abbilder von autonomen Intrusionsschüben. – Beispiele vom Nordrand des Böhmisches Massivs (Erzgebirge - Harz - Flechtinger Scholle - Lausitz). – *Z. geol. Wiss.*, 30: 77-117; Berlin.
- SCHWAB, G. (1962): Klufftektonische Untersuchungen der Nordlausitzer Grauwackenformation unter Berücksichtigung der Gesteinsklüftung des Lausitzer Zweiglimmergranits. – *Abh. Deutsch. Akad. Wiss., Kl. Chem., Geol., Biol.*, 2: 80 S.; Berlin.
- STANDKE, G. (1998): Zur Stratigraphie der Tertiärvorkommen in der nördlichen Oberlausitz. – *Veröff. Mus. Westlausitz Kamenz*, 20: 23-64; Kamenz.
- STÖRR, M. (1983): Die Kaolinlagerstätten der Deutschen Demokratischen Republik. – *Schriftenr. geol. Wiss.*, Heft 18: 1-226 S.; Berlin, Akademie-Verlag.
- STÖRR, M. (2006): Zur Geologie und Genese der Kaoline des Böhmisches Massivs. – *Z. geol. Wiss.*, 34: 389-421; Berlin.
- TICHOMIROVA, M. (2002): Die Gneise des Erzgebirges – hochmetamorphe Äquivalente von neoproterozoisch-frühpaläozoischen Grauwacken der Cadomiden. – *Freiberger Forsch.-H.*, C 495: 1-222; Freiberg.
- VOIGT, T. (2009): Die Lausitz-Riesengebirgs-Antiklinalzone als kreidezeitliche Inversionsstruktur: Geologische Hinweise aus den umgebenden Kreidebecken. – *Z. geol. Wiss.* (i. Druck)
- WAGENBRETH, O. & STEINER, W. (1990). *Geologische Streifzüge*. – 4. Aufl.; Leipzig, Dt. Verl. f. Grundstoffindustrie.
- WEBER, E. (1891): *Geologische Specialkarte des Königreichs Sachsen [im Maßstab 1 : 25 000], Section Strassgräbchen (21) [m. Erläuterungen]*. – *Geol. Landesamt, Leipzig*. [GK 4650].
- WEBER, E. (1891): *Geologische Specialkarte des Königreichs Sachsen [im Maßstab 1 : 25 000], Section Kamenz (36) [m. Erläuterungen]*. – *Geol. Landesamt, Leipzig*. [GK 4750].
- WETZLICH, U. (2000): Werksseitige Darstellung der Kaolingewinnung, Aufbereitung und Verarbeitung und deren ständige Weiterentwicklung. – In: SCHELLENBERG, F., SCHLEGEL, J. & BRAUSE, H. (Hrsg.): *Bergbaufolgeaufgaben beim Kaolinabbau in Caminau*. – Exk.-führ. u. Veröff. GGW, 210: 16-17; Berlin.
- WOLF, L. & SCHUBERT, G. (1992): Die spätereitäre bis elstereiszeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. – *Geoprofil*, 4: 1-43; Freiberg.

LANGE, J.-M., ALEXOWSKY, W. & HORNA, F. (2009): Neogen und Quartär im Elbtal und in der Westlausitz – In: LANGE, J.-M., LINNEMANN, U. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): GeoDresden2009. Geologie der Böhmisches Masse – Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas, 161. Jahrestagung Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, 30.09.–02.10.2009 in Dresden. Exkursionsführer. –Exkurs.f. und Veröfftl. DGG, 241: S. 151 - 164, 10 Abb., 5 Tab.; Hannover.

Neogen und Quartär im Elbtal und in der Westlausitz

JAN-MICHAEL LANGE¹, WOLFGANG ALEXOWSKY², FRANK HORNA³

¹ Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Sektion Petrographie, Königsbrücker Landstraße 159, D-01109 Dresden

² Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Referat Deckgebirgskartierung, Kartographie, Halsbrücker Straße 31a, D-09599 Freiberg

1. Übersicht zur neogenen und quartären Entwicklung

Mit der beginnenden Heraushebung der sächsischen Mittelgebirge im Verlauf des Tertiärs konnten aus Böhmen kommende Flüsse nicht mehr, wie noch im Eozän, über das heutige Erzgebirge hinweg nach Norden fließen. Als einziger Abfluss blieb der mit allmählicher Einschneidung verbundene Weg über das Elbsandsteingebirge. Bereits unter- bis mittelmiozäne Sedimente (Brieske- und Meuro-Formation) der Lausitz weisen durch ihre erhöhten Sillimanit-Gehalte im Schwermineralspektrum auf Material der „Urelbe“ hin (WOLF & SCHUBERT 1992). Aus dem oberen Miozän, dem Pliozän und dem beginnenden Unterpleistozän (ab 2,6 Ma) sind zwischen Dresden und der Niederlausitz Flussschotter mit böhmischen Elbeleitergeröllen bekannt, die **Senftenberger Elbeläufe**. Nach WOLF (1980) und WOLF & SCHUBERT (1992) unterscheiden sich: Ältester Senftenberger Elbelauf im Obermiozän – Teile der Rauno-Formation; Älterer Senftenberger Elbelauf (Typ Ottendorf-Okrilla: *Aufschluss Ottendorf-Okrilla*) im Obermiozän bis Pliozän (?); Jüngerer Senftenberger Elbelauf (obere Schotter von Klotzsche) im ältesten Pleistozän – Prätegel.

Das Pleistozän ist durch einen vielfachen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten gekennzeichnet. Gerade in den Kaltzeiten kam es im Zusammenwirken von Erosion (Flusseinschneidung) und Aufschotterung der Flusstäler durch an Sedimentfracht überladene, verwilderte Flüsse zur Bildung von immer tiefer gelegenen Schotterterrassen. Aus dem weiteren Unterpleistozän (nach dem Jüngeren Senftenberger Elbelauf) werden Hochterrassen der Elbe sowie von einigen Nebenflüssen in drei unterschiedlichen Niveaus ausgehalten. Die Elbeschotter der verschiedenen Hochterrassen unterscheiden sich sowohl im Geröll- als auch im Schwermineralspektrum deutlich hinsichtlich der Anteile an „stabilen“ (verwitterungsresistenten) zu „instabilen“ Komponenten. Der Instabil-Anteil nimmt zu den jün-

geren Terrassen zu (ausführlich in WOLF & SCHUBERT 1992). Die älteste, die Höhere Hochterrasse der Elbe führt vom Elbsandsteingebirge (Schotterbasis hier ca. 120–125 m über der heutigen Elbe, normal magnetisiert: ?Olduvai-Subchron WIEGANK 1982, Zuordnung zum Tegelen-Komplex, ca. 1,8 Ma) bis in die Lausitz und wird als **Bautzener Elbelauf** bezeichnet, dessen weiterer Verlauf vermutlich in verschiedenen Armen nach NW führte (*Aufschluss Wiesa*). Der **Schildauer Elbelauf**, die Mittlere Hochterrasse der Elbe wird formal der Eburon-Kaltzeit zugeordnet. Im Elbsandsteingebirge liegt die Schotterbasis bei etwa 100–110 m über Elbniveau, flussabwärts werden die Höhendifferenzen wie auch bei den anderen Terrassen geringer. Die Tiefere Hochterrasse, d. h. die jüngste unterpleistozäne Terrasse, der **Schmiedeberger Elbelauf** hat im Elbsandsteingebirge eine Höhe von ca. 65 m über der Elbe (invers magnetisiert nach WIEGANK 1982) und wird formal in den Zeitraum Menap-Kaltzeit bis Bavel-Komplex gestellt (vgl. Abb. 2).

Der mittelmiozäne **Streumener Elbelauf** (Höhere Mittelterrasse) aus dem Frühstadium der Elster-Kaltzeit (Beginn auch schon im Cromer-Komplex möglich) lagerte seine Schotter ab, bevor die Eisvorstöße Mitteleuropa erreichten. Alle jüngeren Flussschotter enthalten bereits in Spuren Feuersteine und andere vom nordischen Inlandeis bis an die Gebirgsränder transportierte Gerölle. Die Streumener Elbe verlief von Pirna und Dresden nach Norden über Großenhain und weiter über Streumen und Koselitz (nordöstlich von Riesa). Die Schotterbasis liegt im Raum Pirna bei 40–55 m und sinkt bis Streumen auf 15–20 m über der Elbe. Direkt in diese Elbe floss die Gottleuba (*Aufschluss bei Mockethal*). Die übrigen aus dem Osterzgebirge kommenden Flüsse sowie die Freiburger Mulde flossen in einen Vereinigten Osterzgebirgsfluss, bis Meißen etwa in dem Gebiet, das heute von der Elbe benutzt wird und dann nordwärts, wo die Mündung in die Streumener Elbe zwischen Großenhain und Koselitz nördlich von Riesa lag.

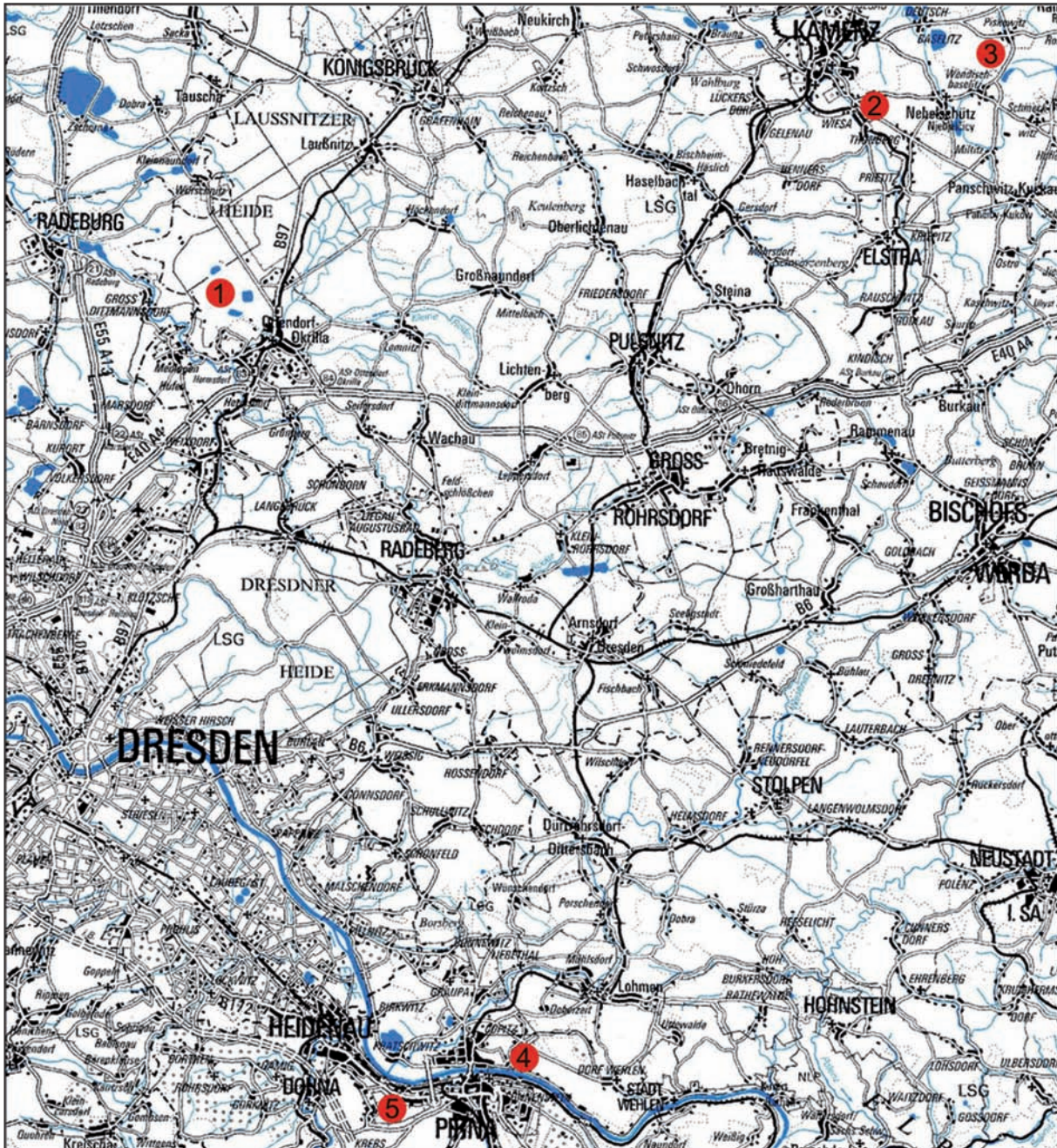


Abb. 1: Lage der Exkursionspunkte

Das **erste Elstereis** (Elster-1-Stadium bzw. Zwickau-Phase) stieß offenbar unter extrem kalt-ariden Bedingungen relativ langsam und gleichmäßig nach Süden vor und staute auf seinem Weg die Elbe und Schritt für Schritt immer höher gelegene Nebenflüsse in ihren Tälern auf. In den Eisstauseen lagerte sich Bänderton mit nur wenige cm mächtigen Jahreswarven ab, was für die geringe Eisvorstoßgeschwindigkeit spricht. Das Eis erreichte im Elbe-Gebiet Geländehöhen von etwa 400 m über NN, in der Lausitz noch größere Höhen.

Im Elbe-Gebiet konnte an mehreren Stellen die Abfolge Flussschotter der Höheren Mittelterrasse – Bänderton – Geschiebelehm oder -mergel kartiert werden.

Wie weit das Eis zwischen den beiden Eisvorstößen nach Norden abschmolz ist nicht bekannt, sicher ist, dass im sächsischen Raum die Flüsse wieder auflebten und noch vor dem Eintreffen des zweiten Elstereises zum Teil recht mächtige und, besonders in den Tälern des Erzgebirgsvorlandes weit verbreitete Schotter ablagerten. Die Flussschotter dieses Zeitabschnittes (Mittlere Mittelterrasse; Elster-2-Frühstadial bzw. Miltitz-Intervall) bilden die am höchsten liegenden Terrassen, die Feuerstein führen und stellen deshalb eine wichtige Zeitmarke dar (*Aufschluss Großsedlitz*). Wie im Unterpleistozän und Frühelster bildeten die Flüsse des Osterzgebirge einen Vereinigten Osterzgebirgsfluss, der aber ab Meißen über Diera Richtung

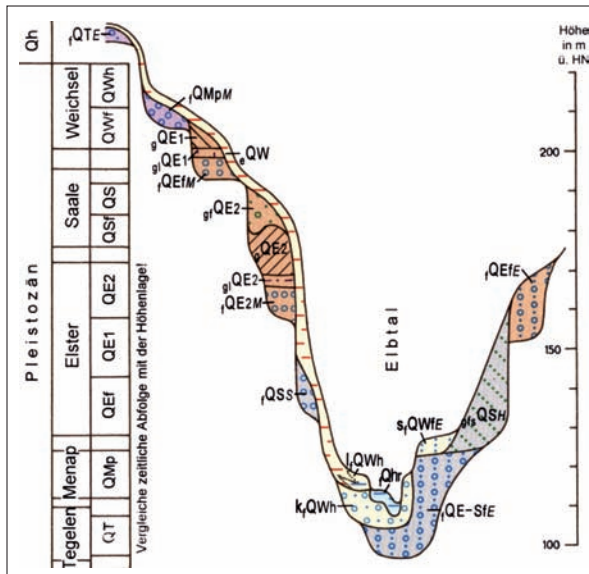


Abb. 2: Schematischer Schnitt durch das Elbtal bei Pirna

Riesa floss und dort bei Althirschstein in die Elbe mündete. Der Verlauf der Elbe in diesem Zeitraum ist kaum belegt (unsichere Vorkommen bei Struppen und Pirna, dann erst bei Althirschstein und Riesa). Vermutlich ist diese **Elster-2-frühstadiale Elbe** noch über Dresden-Klotzsche und Radeburg nach Großenhain und von hier über Althirschstein nach Riesa und Strehla verlaufen. Der sog. „Piskowitzer Elbelauf“ (SCHUBERT 1976) wird hingegen heute als Umlagerung von Schottern des Bautzener Elbelaufes durch einen Lausitzer Fluss (WOLF & SCHUBERT 1992) oder durch Schmelzwässer angesehen (*Aufschluss Piskowitz*).

Auch das **zweite Elstereis** (Elster-2-Stadium bzw. Markranstädt-Phase) staute auf seinem Weg nach Süden sowohl die Elbe als auch die Nebenflüsse auf. Wie die Begleiterscheinungen zeigen (Beckenbildungen vorwiegend aus Schluff und Feinsand mit Jahreswarven von oft über 10 cm Mächtigkeit oder ohne erkennbare Warven; z. T. 10–20 m mächtige glazilimnisch-glazifluviatil-fluviatile Mischbildungen; Stauch- und Satzendmoränen; tiefe Rinnen; Ge-

schiebelehm in stark wechselnder, oft stark sandiger Zusammensetzung), erfolgte aber dieser Vorstoß unter wärmeren Bedingungen, rascher und mit viel höheren Sedimentationsraten als der erste (WOLF & SCHUBERT 1992). Das zweite Elstereis stieß im Elbe-Gebiet bis in Geländehöhen von ca. 300 m, örtlich auch etwas höher, vor. Im Ergebnis des Vorstoßes ist häufig eine übereinander liegende Abfolge aus feuersteinführendem Flussschotter – Beckenschluff bis -feinsand – Geschiebelehm – z. T. Schmelzwasserkies erhalten (*Aufschluss Großsedlitz*).

Die Täler der Elbe und des Vereinigten Osterzgebirgsflusses hatten sich bereits vor dem Eintreffen des Eises so weit angenähert, dass sie nur noch ein schmaler Rücken trennte, den das vorstoßende Elster-2-Eis offenbar leicht ausräumen konnte. Außerdem ist möglicherweise mit einer Verplombung des Elbtals nördlich von Dresden zu rechnen. Jedenfalls flossen seit dem Spätelster zunächst Schmelzwässer und später erstmals die Elbe, zusammen mit den nun direkt in sie mündenden Nebenflüssen, über das heutige Elbtal nach Meißen und Riesa. Auch an mehreren Nebenflüssen sind aus diesem Zeitraum Laufverlegungen nachgewiesen. Nördlich von Riesa war durch das Elster-2-Eis die sog. Elbtalglazialwanne ausgeräumt worden, dadurch kam es, zusammen mit der Laufverkürzung, zu einer dramatischen Tieferlegung des Abflussniveaus der Elbe. Durch Exaration, glazifluviatile und später fluviatile Erosion im Raum Dresden – Pirna und rückschreitend bis mindestens durchs Elbsandsteingebirge wurde das Elbtal bis auf das Niveau der heutigen Quartärbasis ausgeräumt. Nach der Entstehung eines relativ ausgeglichenen Gefälles begann die Elbe noch im Spätelster bis zum Frühsaale das Tal wieder aufzuschottern (Berliner Elbelauf). Weder in der Saale-Kaltzeit (Eisrand nördlich von Dresden, Bändertone bis ins südliche Stadtgebiet), noch durch jüngere Erosionen der Elbe (frühweichselzeitliche Höhere Niederterrasse, hochweichselzeitliche Tiefere Niederterrasse, holozäne Aue) wurden dieses Tiefenniveau wieder erreicht

Tab. 1: Stratigraphische Zuordnung von Flussterrassen im oberen Elbtal und in der Westlausitz.

			Glaziäre Bildungen	Mittel-/ Ostsachsen (Osterzgebirgsflüsse), Elbe			
Holozän	Oberpleistozän	Weichselkaltzeit		Rezente (Tiefere) Aue Basis -8 m / [Oberfläche 0 m]			
				Höhere Aue -2 m / [Oberfläche +2 m]			
				Tiefere Niederterrasse -10 m / [Oberfläche +8 m]			
		Frühweichsel		Höhere Niederterrasse +0 m / [Oberfläche +25 m]			
				Eem			
		Mittelpleistozän		Saale	Warthe		(Erzgebirgsflüsse) +15 m /
					Drenthe		Tiefere Mittelterrasse: <i>Berliner Elbelauf</i> -15 / [Oberfläche +10 m]
					Frühsaale		Geschiebelehm, Schmelzwasserkies Beckenschluff
				Holstein	Mittlere Mittelterrasse <i>Elbe, Vereinigter Osterzgebirgsfluss, +30 /</i> <i>Schwarze Elster ?</i>		
				Elster-Kaltzeit	Spätelster		Geschiebemergel, Schmelzwasserkies Bänderton
Elster-2-Stadium <i>Markranstädt-Phase</i>	Höhere Mittelterrasse: <i>Stremener Elbelauf / Nebenfluss</i> + 45-55 m /						
Miltitz-Intervall	Tiefere Hochterrasse: <i>Schmiedeberger Elbelauf</i> +65 m /						
Elster-1- Stadium <i>Zwickau-Phase</i>	Mittlere Hochterrasse: <i>Schildauer Elbelauf</i> + 100-110 m /						
Frühelster	Höhere Hochterrasse: <i>Bautzener Elbelauf</i> +120-125 m /						
Cromer-Komplex	<i>Jüngerer Senftenberger Elbelauf</i> Klotzsche						
Unterpleistozän	Bavel-Komplex	Älterer Senftenberger Elbelauf Ottendorf-Okrilla					
	Menap-Kaltzeit	<i>Ältester Senftenberger Elbelauf</i> z. T. Rauno-Formation					
	Waal-Warmzeit						
	Eburon-Kaltzeit						
	Tegelen-Komplex						
Tertiär	Prätegelen						
	Pliozän						
	Obermiozän						

Basishöhe der Terrassenbasis /[in Klammer Terrassenoberfläche] über der heutigen Aue (Elbe) im Raum Pirna .

2. Erforschung der Elbeschotter im Elbtal und in der Lausitz

Bereits frühzeitig ist man in der Lausitz auf Gerölle von Kieselhölzern, Achaten und Amethysten aufmerksam geworden – Bildungen, die überwiegend durch alte Elbeläufe in dieses Gebiet transportiert worden waren. Im Zuge der ersten geologischen Landesaufnahme in der westlichen Oberlausitz um 1890 wurden feuersteinfreie Sedimente mit südlichen Geröllen von darüberliegenden pleistozänen Bildungen abgetrennt. Sie unterschieden „miozäne bzw. oligozäne Kiese der Braunkohlenformation“ von solchen präglazialen Alters“ (GENIESER 1955: 225).

Erste umfassende Darstellungen über die Terrassenbildungen der Elbe in N-Böhmen und im S' Elbtal erfolgten durch ENGELMANN (1911) und GRAHMANN (1933). GENIESER (1953-1962) führte diese Arbeiten über den Raum Dresden nach N fort. Damit verbunden war das Aufstellen einer stark erweiterten Leitgeröllgemeinschaft (GENIESER 1955), mit deren Hilfe der Nachweis ehemaliger Elbeläufe erfolgte. GENIESER korrelierte die Elbeschotter der Lausitz mit den Terrassen ENGELMANNs und GRAHMANNs in N-Böhmen und führte die heute noch gebräuchliche Benennung der Elbeläufe ein („Senftenberger ~“, „Bautzener ~“, „Berliner Elbelauf“ u.a.). DIENER (1955) und GENIESER & DIENER (1957) untersuchten die Elbeschotter auf ihren Schwermineralbestand hin. Durch PRÄGER (1971, 1976) erfolgte eine Differenzierung der Elbterrassengliederung im Gebiet um Dresden und eine genaue Untersuchung der Wechselwirkung von fluvialen Bildungen der Elbe mit glazigenen. WOLF (1980) schließlich nahm eine Neuordnung der Terrassengliederung vor. Seine Vorstellungen basierten auf einem konstruierten Abflussgefälle, gestützt durch quantitative Schotteranalysen. Durch WOLF & SCHUBERT (1992) wurde in einer umfangreichen Arbeit der moderne Kenntnisstand zur Flussgeschichte der Elbe zusammengefasst.

3. Exkursionspunkte

3.1. Ottendorf-Okrilla: Kiestagebau Laußnitz I (Kieswerk Ottendorf-Okrilla GmbH)

R ⁵⁴17500, H ⁵⁶74500; 202 m NN; GK25: 4748 (Radeburg), 4848 (Moritzburg-Klotzsche); Älterer Senftenberger Elbelauf.

Die Sande und Kiese des Älteren Senftenberger Elbelaufs treten als isolierte Vorkommen bei Ottendorf-Okrilla auf. Sie lagern dem präkambrischen Untergrund (meist Granodiorite und Grauwacken) und de-

ren tertiären Zersatzprodukten (Kaolin) unmittelbar auf und erreichen eine Mächtigkeit von maximal 35 m. Die Bildungen des Älteren Senftenberger Elbelaufs befinden sich in Höhen von 165–205 m NN. Lokal werden sie von fluvialen Ablagerungen eines präglazialen Flusses (GENIESER 1955: Bautzener Elbelauf, WOLF 1980: Jüngerer Senftenberger Elbelauf in Dresden-Klotzsche) bei 205 - 225 m NN überlagert. Für die Schotter von Ottendorf-Okrilla sind aus den erheblichen Niveaudifferenzen des Liegenden und der rezenten Hochlage post-, möglicherweise auch syn- und präsedimentäre Tektonik anzunehmen (PRÄGER 1975, 1976). Insgesamt hat jungtertiäre, bis mindestens ins Unterpleistozän andauernde Tektonik (Hebung, z.T. Kippung) die Herausbildung und den Erhalt der heutigen Vorkommen der jungtertiären (Elbe-)Schotter in der westlichen Oberlausitz beeinflusst.

Blätterfunde in Tonen von Ottendorf-Okrilla stellen die Älteren Senftenberger Elbeschotter in die Megaflorenzone XIII (MAI 1967). Auffällig ist das Fehlen von pliozänen Quercus-Formen. Untersuchungen von Walther (in KUBE 1979) bestätigen „Ähnlichkeiten mit den Floren von Schipkau, Rauno, Klettwitz, Wischgrund und Sosnica“ (KUBE 1979: 21). Neuere Untersuchungen von WALTHER (frdl. Mitt. 2009) machen ein obermiozänes Alter vergleichbar mit der Flora von Sosnica wahrscheinlich.

Aufgeschlossen sind Sande und Kiese mit typischen Merkmalen einer braided-river-Sedimentation (Abb. 4). Untergeordnet finden sich tonige Einlagerungen, die vor allem im mittleren Niveau (~185 m NN) des Aufschlusses häufiger auftreten. Dies bestätigt frühere Beobachtungen von PRÄGER (1975, 1976). Besonders im W' Bereich des Aufschlusses sind in der Vergangenheit in ähnlichen Höhenlagen großflächige, bis 2,5 m mächtige Tonlagen mit z.T. fossiler Blätterführung aufgetreten. Diese Tone wurden auf der Grubensohle aufgehaldet. Die unterhalb und oberhalb der Toneinschlüssen lagernden Kiessande lassen keine deutlichen Unterschiede erkennen. Es ist jedoch zu beobachten, dass im unteren Bereich des Schotterkörpers bogige und im oberen Bereich horizontale Schichtungen dominieren (s.a. PRÄGER 1975, 1976). Welche Bedeutung dem tonlagenreichen Niveau für die Gliederung des Schotterkörpers zukommt, muss vorerst offenbleiben.

Nicht zu beobachten sind die von GENIESER (1955), GENIESER & DIENER (1957) und PRÄGER (1975, 1976) beschriebenen kaltzeitlichen Zeugen¹. Besonders für die älteren Beschreibungen ist nicht feststellbar, ob diese Beobachtungen auf die heute nicht mehr vorhandenen, höchsten Bereiche der Schotter² beschränkt waren. Bei den von PRÄGER (1975, 1976) angeführten kaltzeitlichen Strukturen³ handelt es sich wahrscheinlich um Erosions- und Deformationsmarken wie flute casts,

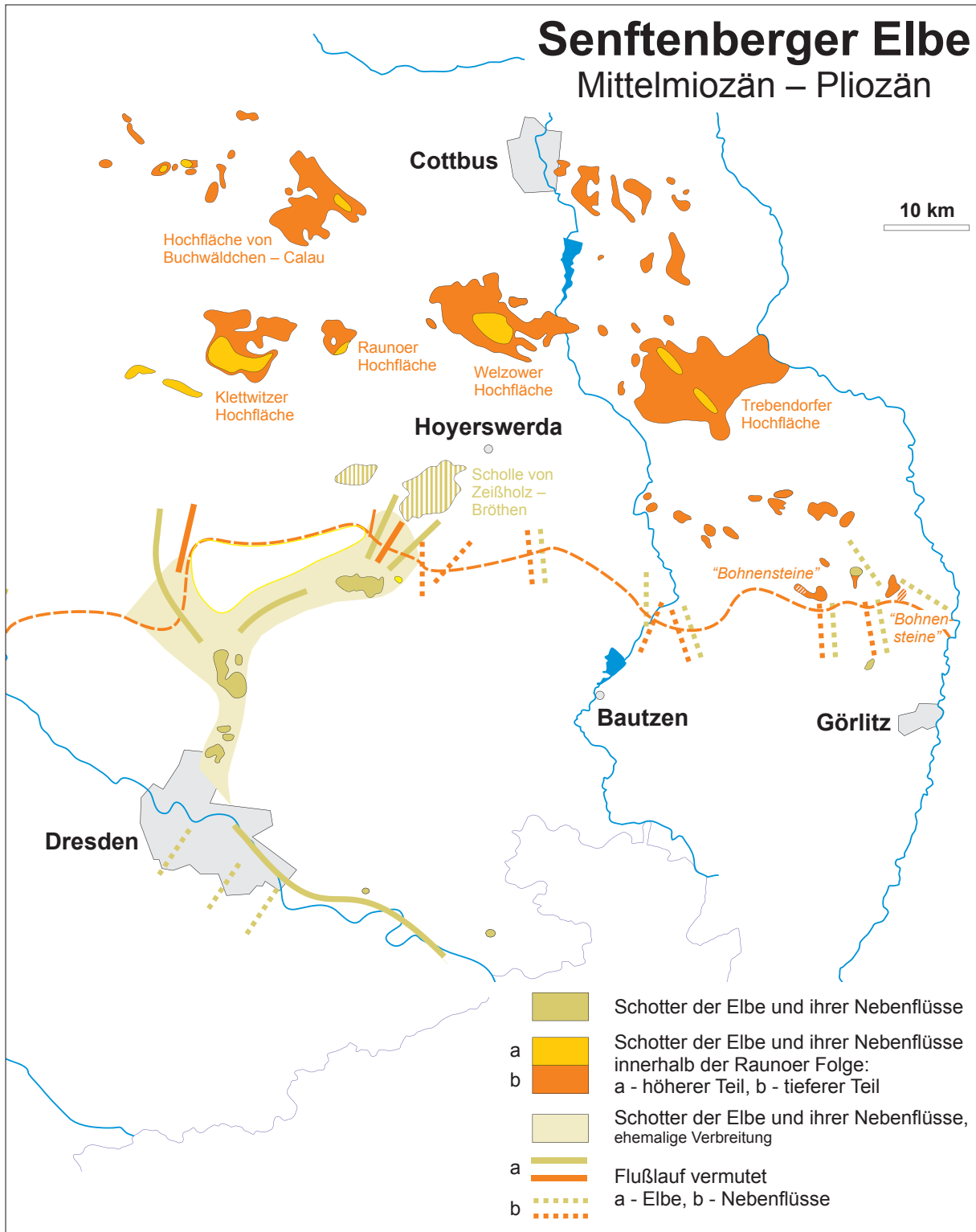


Abb. 3: Paläogeographie der Senftenberger Elbe (verändert nach WOLF & SCHUBERT 1992)



Abb. 4: Kiestagebau Laußnitz I bei Ottendorf-Okrilla: Rinnenstruktur (Aufnahme 2007).

sag structures. Widersprochen werden muss der Feststellung von PRÄGER (1975, 1976), dass fossile Blätter lediglich aus Tongeröllen stammen. Bei Kartierungsarbeiten wurden mehrfach Abdrücke von Blättern in Tonhorizonten angetroffen, die eine muldenförmige Basis aufwiesen und Ausdehnungen von z.T. mehreren 10er Metern Länge (im Anschnitt) und nur wenige dm Mächtigkeit erreichten. Hier handelte es sich um sicher autochthone Lagerungen. In Nachbarschaft zu sandig-kiesigen Rinnenbildungen war stellenweise die Auflösung der Tonhorizonte in dicht beieinanderliegenden, nur durch mm-starke Sandlagen getrennte Brocken und schließlich in häufig an der Rinnenbasis eingelagerte, isolierte Gerölle zu beobachten.

Der Schotterkörper ist überwiegend aus stark grobsandigen Mittelsanden, Grobsand-Feinkies-Mischungen und Fein-Mittel-Grobkiesen aufgebaut. Nur selten finden sich Stein-, Feinsand- oder Tonlagen. Die Sortierung der Sedimente ist – wie für Flussschotter üblich – schlecht bis sehr schlecht. Es dominieren positive Schiefen, d.h. feineres Material ist über die log-normale Verteilung hinausgehend beigemengt. Charakteristisch ist ein dreigeteilter Kurvenverlauf. Gewöhnlich ist die Saltationsfracht besser sortiert als die Suspensions- und Rollfracht. Ihr Anteil an der Gesamtverteilung beträgt 40 - 90 %. Insgesamt weisen die granulometrischen Daten auf ein Milieu mit hoher Transportdynamik (energiereiche und turbulente Strömung) hin



Abb. 5: Kiestagebau Laußnitz I bei Ottendorf-Okrilla: Basaltoider Driftblock (Aufnahme 1999).

An Sedimentstrukturen finden sich Horizontalschichtung, planare und trogförmige Schrägschichtung, Rinnen, Kolke (flute casts), Sackungsstrukturen, Wohnbauten (Ephemeriden-Larven), Driftblöcke (Abb. 5), Verkieselungen.

Die Schwerminerale der Senftenberger Elbeschotter sind einer stabilen Vergesellschaftung zuzuordnen. Wichtigste Gruppen sind die Metamorphen (32 - 62 %) und Stablen (34 - 56 %). Allgemein dominiert Turmalin, gefolgt von Staurolith und Sillimanit. Charakteristisch sind hohe Staurolith/Sillimanit-Verhältnisse (> 1,4) und höhere Epidot- und niedrigere Sillimanit- und Andalusit-Gehalte. Die Gruppe der Instabilen ist mit < 10 % vertreten.

3.2. Kamenz, Ortsteil Wiesa: Kaolintagebau am Hasenberg (Stephan Schmidt GmbH)

R ⁵⁴39712, H ⁵⁶81117; 210 m NN; GK25: 4750 (Kamenz); Bautzener Elbelauf.

In den hangenden Bereichen der Kaolingrube Wiesa bei Kamenz stehen pleistozäne präglaziale Schotter mit Mächtigkeiten von bis zu 4 m an (GENIESER 1955: Bautzener Elbelauf; WOLF 1980, WOLF & SCHUBERT 1992: Bautzener Elbelauf, Mündungsbereich der ?Weißeritz). Die Höhenlage der Schotterbasis liegt bei etwa 198–210 m NN. Diese Bildungen überlagern den oberflächlich kaolinisierten Granodiorit des Grundgebirges. Im Bereich von Hasenberg und Thonberg überdecken sie ein bis zu 40 m mächtiges, mit tonigen, weniger sandigen und kohligten Sedimenten gefülltes, tektonisch angelegtes Tertiärbecken (ADAM 1974).

Die Schotter des Bautzener Elbelaufes sind derzeit nur am SW' Teil des Kaolintagebaus auf einer Länge von etwa 150 m und in einer Mächtigkeit von bis zu 5 m auf-

geschlossen. Es handelt sich meist um grobsandige bis mittelkiesige Sedimente. Unter den größeren Geröllen (gelegentlich auch Driftblöcke) fallen basaltoide Gesteine, Quarz-Lydit-Konglomerate und Kieselschiefer auf. In der Fraktion 6,3–10 mm dominieren Quarze, typisch sind aber auch Granitoide und Feldspate (ECKELMANN 2008b). Untergeordnet treten auch Rhyolithoide, Sandsteine (inkl. „Tertiärquarzite“), Kieselschiefer und verschiedene Metamorphite auf. Auffallend ist der hohe Rundheitsgrad; kantige Gerölle treten nur vereinzelt auf. Schüttungsrichtungsmessungen lassen auf eine nach NW bis SW gerichtete Entwässerung im Aufschlussgebiet schließen.

Der im Vergleich zu den Senftenberger Elbeschottern deutlich höhere Anteil leicht verwitterbarer Komponenten (Basaltoide, Feldspate etc.) und das gelegentliche Auftreten von Würgeböden sind Indikatoren für eine Sedimentation unter kaltzeitlichem Einfluss. Nach WOLF & SCHUBERT (1980) stellen diese Bildungen die ersten Kristallinschotter dar. Durch ihren hohen Anteil an kaolinisiertem Zersatzmaterial und höhere Anteile an stabilen Schwermineralen stehen sie als Zersatzschotter zwischen den „Quarzschottern tertiärer Prägung“ und den nächstjüngeren Kristallinschottern.

3.3. Piskowitz: Kiesgrube am Galgenberg (Sorabia Bau GmbH)

R ⁵⁴43044, H ⁵⁶82846; 197 m NN; GK25: 4751 (Kloster St. Marienstern); umgelagerter Elbschotter.

Aus dem Aufschluss bei Piskowitz beschrieb SCHUBERT (1976) bis zu 8 m mächtige feuersteinführende fluviale Schotter, die miozänen hellgrauen Feinsanden bzw. Schluffen auflagern. Nach Habitus, Geröllzusammensetzung (Elbeleitgerölle) und Schüttungsrichtung ordnete er diese Bildungen einem pleistozänen „Piskowitzer Elbelauf“ zu.

Tab. 2: Geröllanalysen der Bautzener Elbeschotter von Wiesa in der Fraktion 6,3–10 mm.

	Probe A	Probe B	WSA 1	WSA 2	WSA 3	WSA 4	WSA 5
	Wolf (1980)		Eckelmann (2008b)				
Gesamt (Anzahl)	278	1113	492	177	536	479	441
Quarz	65,8 %	75,6 %	68,3 %	61,6 %	75,6 %	82,0 %	67,1 %
Granite/Granodiorite	11,2 %	5,7 %	4,1 %	4,5 %	2,2 %	1,3 %	7,3 %
Rhyolithoide	6,5 %	2,3 %	0,2 %	0,6 %	0,9 %	1,3 %	–
Gneis	4,7 %	1,5 %	–	0,6 %	0,2 %	–	–
Feldspat	5,4 %	5,6 %	3,0 %	3,4 %	4,9 %	3,1 %	6,8 %
Quarzite	1,1 %	2,7 %	3,0 %	1,7 %	6,5 %	2,5 %	1,8 %
Kristalline Schiefer	1,4 %	0,1 %	0,6 %	1,7 %	–	0,8 %	–
Kieselschiefer	1,1 %	3,8 %	3,7 %	3,4 %	3,0 %	2,3 %	2,9 %
Sonstige	2,9 %	2,6 %	17,1 %	22,6 %	6,7 %	6,7 %	14,1 %

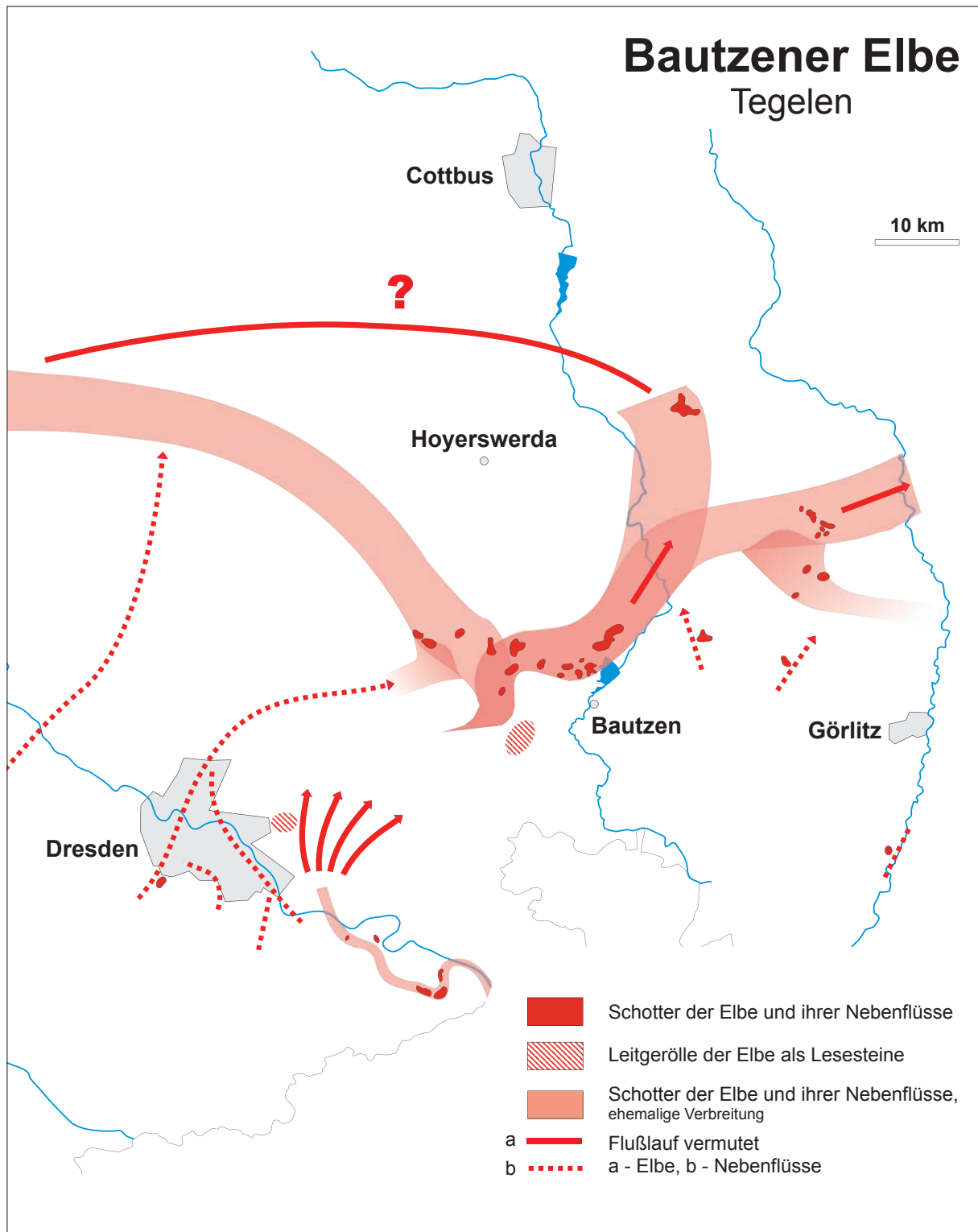


Abb. 6: Paläogeographie der Bautzener Elbe (verändert nach WOLF & SCHUBERT 1992).



Abb. 7: Kaolin- und Tontagebau Wiesa bei Kamenz: Präglaziale Schotter im Hangenden neogener Tone (Aufnahme 2008).

Der Schotterkörper besteht aus einer Wechsellagerung von schrägschichteten Fein- bis Grobkiesen und kiesigen Sanden. Gelegentlich sind Driftblöcke von bis zu 1 m Durchmesser eingebettet. Nach SCHUBERT (1976) bestehen sie hauptsächlich aus Sandsteinen, Phonolithen und Basalten und untergeordnet (bis zu einer Größe von 0,5 m Durchmesser) auch aus Quarzen,

Kieselschiefer, Tephriten, einheimischen Graniten, Quarzporphyren, Gneisen, Quarziten und Quarz-Lydit-Konglomeraten. Nur selten wurden Grauwacken- oder Tertiärtongerölle gefunden. Nordisches Material, hauptsächlich graubraune Feuersteine, sind meist unter 1% vertreten. In der Geröllfraktion von 6,3 bis 10 mm treten meist keine Basalt-, Phonolith-



Abb. 8: Kiesgrube bei Piskowitz: Fluviale oder glazifluviale Schotter (Aufnahme 2007).

und Tephritgerölle auf, allerdings häufig in größeren Fraktionen (SCHUBERT 1976).

Nach neueren Deutungen (zuletzt WOLF & ALEXOWSKY 2008: 435) wird „der von SCHUBERT (1976, 1984) so bezeichnete ‚Piskowitzer Elbelauf‘, der neben nordischem Material außergewöhnlich viel Elbgeröll (typische Elbleitgerölle: Tephrit, Quarz-Lydit-Kon-

glomerat usw.) enthält, jetzt als Elster-2-frühstadialer Flusslauf angesehen: Vermutlich handelt es sich um die Schwarze Elster, die den alten Bautzener Elbelauf querte und dabei das genannte Elbmaterial aufnahm (WOLF & SCHUBERT 1992).“ Möglich ist aber auch eine Umlagerung des Bautzener Elbematerials durch Schmelzwässer des Elster-2-Vorstoßes.

Tab. 3: Geröllanalysen der Schotter von Piskowitz in der Fraktion 6,3–10 mm.

	Probe A	Probe B	PIS 1	PIS 2	PIS 3
	Schubert (1976)		Eckelmann (2008a)		
Gesamt (Anzahl)	675	975	647	786	670
Quarz	76,4 %	83,8 %	75,3 %	83,6 %	76,3 %
Granite/Granodiorite	7,4 %	5,2 %	7,0 %	3,3 %	7,8 %
Rhyolithe	1,5 %	0,8 %	1,1 %	0,9 %	0,4 %
Gneis	0,9 %	0,5 %	0,3 %	0,4 %	–
Feldspat	3,7 %	2,0 %	3,9 %	2,8 %	4,0 %
Quarzite	4,9 %	3,3 %	2,0 %	3,2 %	3,0 %
Kristalline Schiefer	0,4 %	1,0 %	1,2 %	0,1 %	0,3 %
Kieselschiefer	2,7 %	2,0 %	3,2 %	2,4 %	4,5 %
Feuerstein	0,2 %	0,4 %	1,5 %	0,6 %	0,7 %
Sonstige	1,9 %	1,0 %	4,5 %	2,7 %	3,0 %

3.4. Pirna: sog. Weinberg oberhalb vom Mockethaler Grund

R⁵⁴26715, H⁵⁶48610; 165 m NN; GK25: 5049 (Pirna); Frühelsterzeitlicher Flussschotter (Streumener Elbelauf und Nebenfluss).

Zwischenstopp 1: Aussichtspunkt oberhalb des Mockethaler Grundes, sog. Weinberg (R⁵⁴26740, H⁵⁶48400):

Blick nach S auf die Elbe (vom Standort ca. 50 m Höhenunterschied) und auf Pirna mit der Festung Sonnenstein und Umgebung (Abb. 9).

In Höhe des Standortes bietet sich nach N ein Blick auf die Terrassenoberfläche des frühelsterzeitlichen Elbtales. Der Talboden dieses sog. Streumener Elbelaufes (Schotterbasis hier etwa 160–165 m NN ≈ 50–55 m über der heutigen Elbe) erstreckt sich beiderseits des Mockethaler Grundes. Die klassischen Aufschlüs-



Abb. 9: Ausschnitt aus dem Gemälde „Pirna von den Weinbergen bei Posta“ von Bernardo Bellotto, genannt Canaletto, 1753/1754, Staatliche Kunstsammlungen Dresden.

se von Schottern des Streumener Elbelaufes an der „Weißen Taube“ sind seit Ende der 1990er Jahre leider verschüttet. Über den Elbschottern liegen örtlich Schmelzwasserkiese des 2. Elstereis-Vorstoßes und darüber Löss. Der rechte Rand des Tales ist als Riesenfuß gut sichtbar (Die Geländestufe kennzeichnet gleichzeitig den schmalen Faziesübergang zwischen sandiger und kalkig-schluffig-toniger Ausbildung im höheren Oberturon, wodurch es auch teilweise zu Schichtverstellungen, sog. „Riesenfußflexur“ kommt.)

Östlich des Sonnensteins sind am linken Elbhang mehrere Strudeltöpfe in den Oberquader-Sandstein eingelassen. Sie sind 1 bis 3 m tief und erreichen 30–40 cm Durchmesser. Niveaumäßig setzen sie an der Basis des Streumener Elbelaufes an, sind aber nicht mit dessen

Schottern gefüllt oder bedeckt, so dass ihre Entstehungszeit offen ist. Sie können syngenetisch mit dem Streumener Elbelauf, wahrscheinlicher aber im Zuge der elster-2-zeitlichen Teileinschneidung von einem Nebenflüsschen gebildet worden sein (ALEXOWSKY et al. 1997).

Zwischenstopp 2: Am Ausgang des Grundes streichen an der Hangschulter (R⁵⁴26 715, H⁵⁶48 610, am oberen Ende der Treppe) im Niveau des Streumener Elbelaufes bei 165 m NN Gottleubaschotter aus, ein Hinweis, dass wir uns hier an der linken (!) Seite dieses Elbtales im Mündungsbereich der Gottleuba befinden. Etwa 300 m westlich jenseits des Mockethaler Grundes stehen am Burglehn bereits Streumener Elbschotter (mit etwas Nebenflussmaterial) an.

Tab. 4: Geröllanalysen der Frühelster-Schotter bei Pirna in der Fraktion 6,3–10 mm.

	Weinberg am Mocket- haler Grund	Burglehn	Straßenkreuzung SW' Weiße Taube
	<i>Gottleuba</i>	<i>Elbe mit Gottleuba</i>	<i>Elbe</i>
	Wolf (1992)	Wolf (1981)	Wolf (1992)
Gesamt (Anzahl)	452	834	406
Quarz	14,6 %	43,6 %	41,1 %
Granite/Granodiorite	5,5 %	5,4 %	20,2 %
Rhyolithoide	5,8 %	4,1 %	2,5 %
Basaltoide	0,4 %	7,9 %	8,1 %
Gneis	47,1 %	12,1 %	6,9 %
Feldspat	–	4,3 %	5,4 %
Quarzite	9,7 %	9,2 %	6,9 %
Kristalline Schiefer	16,2 %	8,9 %	5,9 %
Kieselschiefer	0,7 %	2,3 %	2,2 %
Sonstige	–	2,2 %	0,7 %

3.5. Pirna: ehem. Kiesgruben östlich vom Barockgarten Großsedlitz

R⁵⁴22 480 H⁵⁶46 885; 190 m NN; GK25: 5049 (Pirna); Abfolge des 2. Elstereisvorstoßes: Flussschotter, Beckenschluff, Geschiebelehm.

Zwischenstopp 1: Am Südostrand der Grube (R⁵⁴22525 H⁵⁶46800) stehen Reste des abgebauten Kie-ses an. Die Schotterbasis liegt etwa bei 170 m NN. Es handelt sich um Müglitzschotter. Die Anwesenheit von etwas Feuerstein zeigt, zusammen mit der Höhendifferenz zur heutigen Müglitz und der Überlagerung durch die glaziäre Abfolge, dass es sich zweifelsfrei um ein Alter zwischen dem 1. und dem 2. Vorstoß des Elstereises handelt (Frühglazial des 2. Eisvorstoßes bzw. sog. Miltitz-Intervall). Anhand der gut kartierten Vor-kommen dieser Kiese lässt sich zeigen dass die Müg-litz bei Köttewitz nach Osten umbog (Ein ähnlicher, zunächst nach Osten gerichteter Verlauf der Schotter

des gleichen Zeitabschnitts ist auch an Lockwitz und Weißeritz nachgewiesen). Diese und andere heutige Elbnebenflüsse sowie die Freiburger Mulde mündeten damals nicht direkt in die Elbe sondern bildeten einen gemeinsamen linken Nebenfluss, den sog. Vereinigten Osterzgebirgsfluss, der erst bei Althirschstein südöstlich von Riesa der Elbe zuströmte.

Zwischenstopp 2: Am Nordrand (R⁵⁴22 480 H⁵⁶46 885) der stark verwachsenen und z. T. durch Füchse zergraben Grubenwand lässt sich die Schotteroberfläche und der kontinuierliche Übergang in Beckenschluffe und darüber folgenden Geschiebelehm erahnen. Typisch für die Beckenbildungen der Elster-2-Abfolge ist der hohe Schluff- bis Feinsandanteil (anders als bei den viel stärker tonigen Elster-1-Bändertonen), sowie häufig viel Glimmer auf den Schichtflächen. Kleine Aufschlüsse aus dem Jahr 1993 ließen folgendes Profil rekonstruieren (Oberfläche ca. 190 m NN):

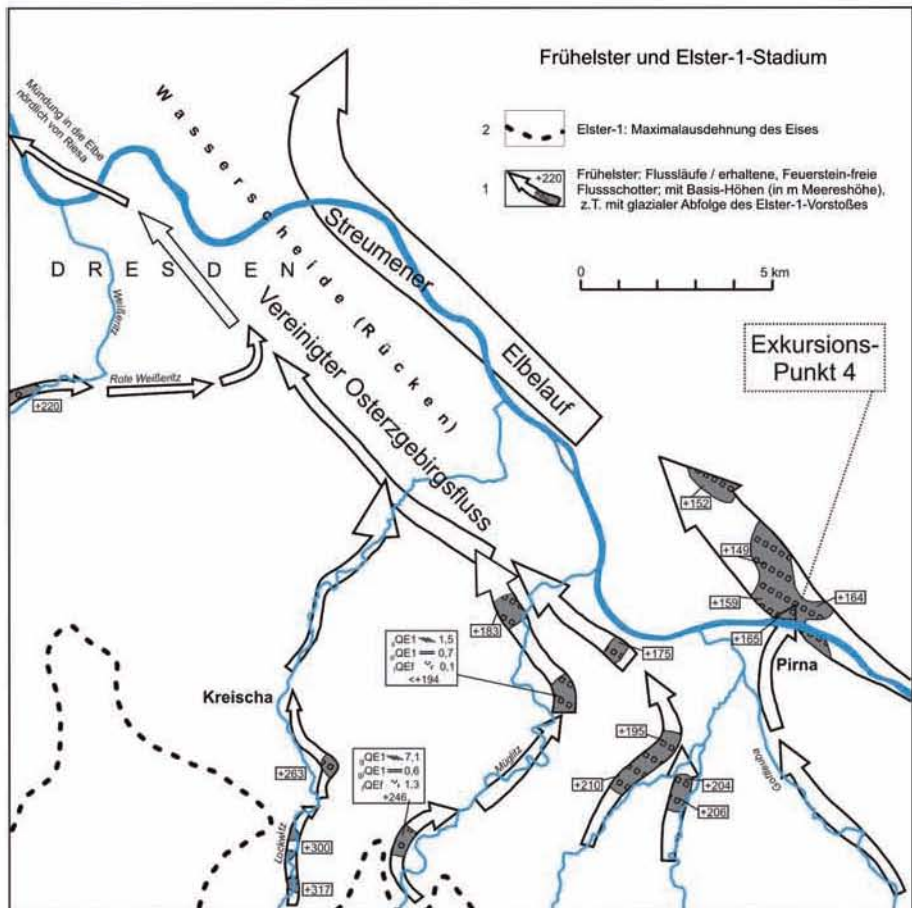
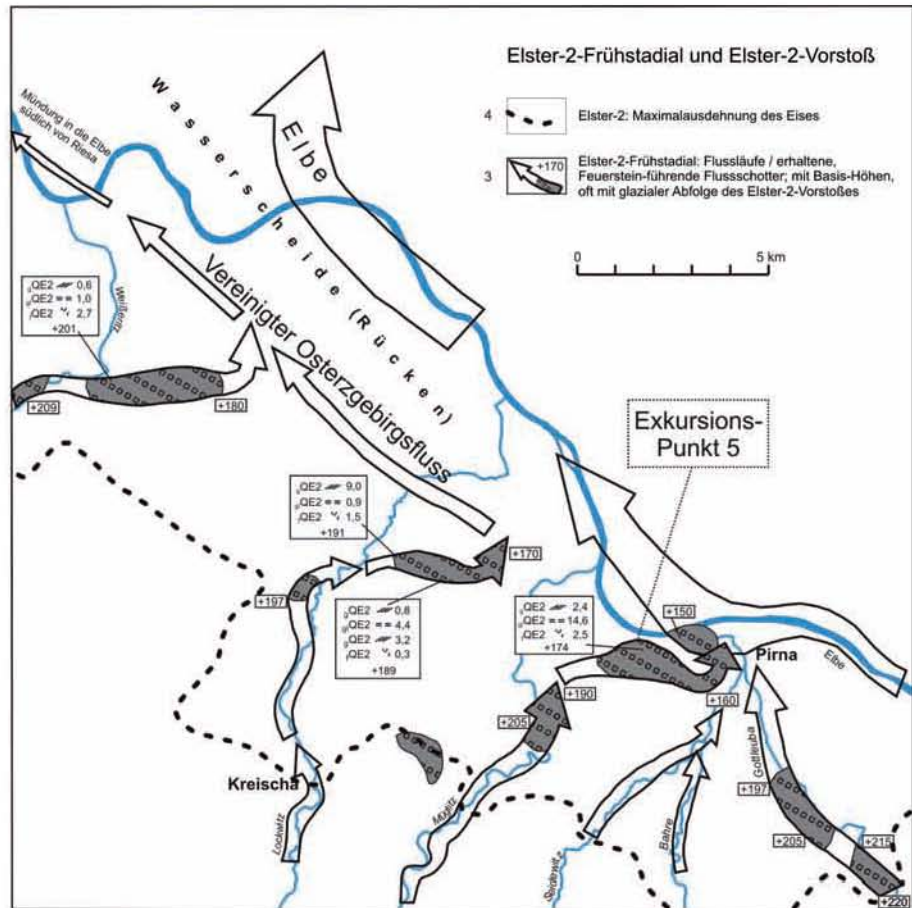


Abb. 10:
Elsterkaltzeitliche Flüsse im
Raum Dresden – Pirna.

Tab. 5: Geröllanalysen von Schottern des Elster-2-Frühglazials bzw. Miltitz-Intervalls nahe des Barockgarten Großsedlitz in der Fraktion 6,3–10 mm.

	E' Barockgarten Großsedlitz
	<i>Müglitz</i>
	Wolf (1994)
Gesamt (Anzahl)	511
Quarz	9,0 %
Granite/Granodiorite	6,4 %
Rhyolithoide	13,6 %
Basaltoide	1,0 %
Gneis	44,1 %
Feldspat	0,6 %
Quarzite	5,5 %
Kristalline Schiefer	18,0 %
Kieselschiefer	1,2 %
Feuerstein	0,1 %
Sonstige	0,2 %

- 0,5 m Schluff, sandig, kiesig (umgelagerter Geschiebelehm; der Geschiebelehm steht auf der Ackerfläche oberhalb flächenhaft an)
- 1,8 m Fein- bis Grobschluff, fein geschichtet, sehr viel Glimmer, hellbraun (Beckenbildung)
- ca. 3,0 m Grobschluff bis Feinsand, glimmerreich, braun (Beckenbildung)
- ca. 20 m Fein- bis Grobkies, steinig, grobsandig, braun bis rotbraun, mit sehr wenig Feuerstein! (Flussschotter)

Die gesamte Elster-2-Abfolge Flussschotter – Beckenschluff – Geschiebelehm ließ sich bei den Kartierarbeiten am Oberflächenausstrich (Peilstangensondierung) sowie in Bohrungen verfolgen und wurden beim Bau des Autobahnzubringers zur A 17 wiedergefunden. Etwa 2 km weiter westlich wurde in einem anderen Niveau auch eine Elster-1-Abfolge (Feuersteinfreie Flussschotter – Beckenton – Geschiebemergel) kartiert.

Anmerkungen

- ¹ Mit Ausnahme eines oberflächenparallel verlaufenden, max. etwa 2 m tiefen, ?weichselzeitlichen Kryoturbaionshorizontes
- ² Dies gilt auch für die problematischen präglazialen Flußschotter (Genieser 1955: Bautzener Elbelauf; Wolf 1980: Jüngerer Senftenberger Elbelauf)
- ³ Bezugnahme auch auf eine gemeinsame Befahrung im Juli 1987

Schriftenverzeichnis

- ADAM, C. (1974): Beiträge zur Kenntnis der Kaoline und Tertiärtonne in Nordostsachsen. – Abh. zentr. geol. Inst., 17; Berlin.
- ALEXOWSKY, W., WOLF, L., KURZE, M. & TRÖGER, K.-A. (1997): Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 5049 Pirna. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, 3. Aufl.: 118 S.; Freiberg.

- ECKELMANN, K. (2008): Sedimentpetrographische Untersuchungen an pleistozänen Sedimenten im Gebiet zwischen Kamenz und Bautzen. – unveröffl. Belegarbeit Technische Universität Dresden; Dresden.
- ECKELMANN, K. (2008): Die Bautzener Elbe und ihre Sedimente: Verbreitung, Zusammensetzung und Rekonstruktion. – unveröffl. Diplomarbeit, Technische Universität Dresden; Dresden.
- ENGELMANN, R. (1911): Die Terrassen der Moldau - Elbe zwischen Prag und dem Böhmisches Mittelgebirge. – Geogr. Jber. Österreich, IX: 38-94; Wien.
- GENIESER, K. (1953): Einheimische und südliche Gerölle in den Deckgebirgsschichten von Dobrilugk. – Geologie, 2: 35-57; Berlin.
- GENIESER, K. (1955): Ehemalige Elbeläufe in der Lausitz. – Geologie, 4: 223-279; Berlin.
- GENIESER, K. (1957): Neue Beobachtungen im böhmischen Quartär. – Geologie, 6: 331-337; Berlin.
- GENIESER, K. (1959): Auch Steine können reden. – Sächs. Heimatbl., 3: 187-204; Dresden.
- GENIESER, K. (1962): Neue Daten zur Flußgeschichte der Elbe. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 13: 141-156; Öhringen.
- GENIESER, K. & DIENER, I. (1957): Versuch einer Altersdeutung der vor- bis früheiszeitlichen Elbeläufe auf Grund neuer Forschungsergebnisse. – Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, Math. naturwiss. R., 6: 477-487; Berlin 1958.
- GRAHMANN, R. (1933): Die Geschichte des Elbtales von Leitmeritz bis zu seinem Eintritt in das norddeutsche Flachland. – Mitt. Ver. Erdk. Dresden, N.F., 132-194; Dresden.
- KUBE, W. (1979): Ein neuer Fund pflanzenführender Tone aus den Terrassenschottern bei Ottendorf-Okrilla. – Veröff. Mus. Westlausitz Kamenz, 3: 9-22; Kamenz.
- MAI, D.H. (1967): Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellungen über den Klimaablauf im Jungtertiär der Deutschen Demokratischen Republik. – Abh. zentr. geol. Inst., 10: 55-81; Berlin.
- PRÄGER, F. (1971): Quartäre Bildungen in Ostsachsen. – Unveröffl. Diss. B, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald; Greifswald.
- PRÄGER, F. (1975): Neue Beobachtungen zur stratigraphischen Einstufung der präglazialen Elbeschotter von Ottendorf-Okrilla. – Z. geol. Wiss., 3: 1111-1123; Berlin.
- PRÄGER, F. (1976): Quartäre Bildungen in Ostsachsen. – Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 25: 125-217; Dresden.
- PRÄGER, F. (1984): Zur Stratigraphie der Elbeterrassen und glazigener Bildungen der Elstereiszeit bei Dresden. – Z. geol. Wiss., 12: 727-733; Berlin.
- SCHUBERT, G. (1976): Mitteilung über einen elsterkaltzeitlichen Terrassenschotter der Elbe in der Lausitz („Piskowitzer Elbelauf“). – Z. geol. Wiss., 4: 1429-1433; Berlin.
- WIEGANK, F. (1982): Ergebnisse magnetostratigraphischer Untersuchungen im höheren Känozoikum der DDR. – Z. geol. Wiss., 10: 737-744; Berlin.
- WOLF, L. (1980): Die elster- und präelsterkaltzeitlichen Terrassen der Elbe. – Z. geol. Wiss., 8: 1267-1280; Berlin.
- WOLF, L. & SCHUBERT, G. (1992): Die spättertiären bis elster-eiszeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. Geoprofil, 4: 1-43; Freiberg.
- WOLF, L. & ALEXOWSKY, W. (2008): Quartär. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.): Geologie von Sachsen. – Schweizerbart, 1. Aufl.: 537 S.; Stuttgart.

LOBST, R. (2009): Schauanlage und Museum der Granitindustrie in Haselbachtal/OT Häslich bei Kamenz (Oberlausitz). – In: LANGE, J.-M., LINNEMANN, U. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): GeoDresden2009. Geologie der Böhmisches Masse – Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas, 161. Jahrestagung Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, 30.09.-02.10.2009 in Dresden. Exkursionsführer. – Exkurs.f. und Veröffl. DGG, 241: S. 165, 1 Abb.; Hannover.

Schauanlage und Museum der Granitindustrie in Haselbachtal/OT Häslich bei Kamenz (Oberlausitz)

REINER LOBST

Förderverein Schauanlage und Museum der Granitindustrie e. V, Dorfstraße 18, D-01920 Haselbachtal OT Häslich, info@steinbruchmuseum.de

Das Steinbruchmuseum im Gelände des 1972 stillgelegten Steinbruchs „Prelle“ der ehemaligen Firma August Niethe liegt inmitten eines 200-jährigen Steinbruchreviers um Häslich, einem Ortsteil der Gemeinde Haselbachtal in der Nähe von Kamenz, und nur 40 km nordöstlich von Dresden (Abb. 1).

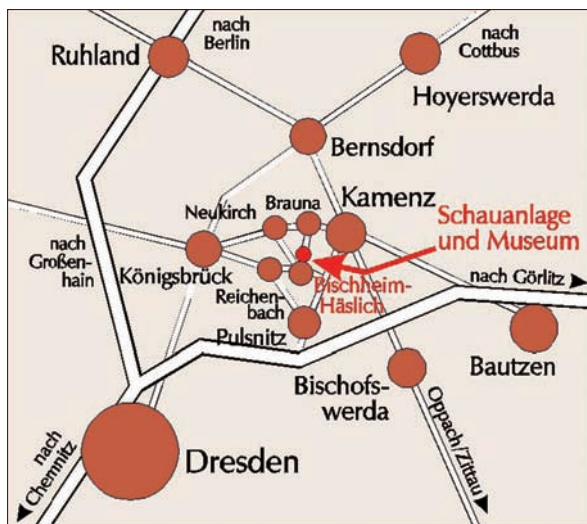


Abb. 1: Lageskizze (aus MAI 2003)

Vor 180 Jahren begann hier in Häslich die Firma Friedrich Rietscher mit der industriellen Granitverarbeitung und löste damit die bisherige, weitgehend bäuerliche Steingewinnung ab. In den folgenden Jahrzehnten wurde die Granitindustrie zu einem wesentlichen Erwerbszweig in der Oberlausitz. Lausitzer Granit war ein Markenzeichen der Region und in Deutschland, und Steinmetz-Ware und Pflastersteine aus Lausitzer Granit sind in zahlreiche Länder der Erde exportiert worden. Heute ist das zu einem großen Teil Vergangenheit.

Das Steinbruchmuseum zeigt in einzigartiger Weise die für die Region der Westlausitz und darüber hinaus typische Technik der Werksteingewinnung und -verarbeitung vor allem aus der 1. Hälfte des 20. Jahrhunderts. Das Besondere ist, dass die wieder aufgebauten originalen historischen Maschinen und Anlagen nicht nur funktionstüchtig vorgeführt und ihre Wirkungsweise erläutert, sondern dass sie auch im funktionalen Zusammenhang gezeigt werden. Damit kann der frühere Produktionsprozess von der Rohstein-Förderung

aus dem Steinbruch über die Verarbeitung bis hin zur Verladung für den Besucher nacherlebbar demonstriert werden. Dies ist in der Region wie auch in Sachsen – und wohl auch in Deutschland – einmalig.

Die im Gelände des auflässigen Bruches noch vorhandenen wenigen Gebäude wurden ab 1998 saniert und weiter wiedererrichtet. Die anderenorts geborgenen Großgeräte, u. a. eine Gattersäge von 1910, kleine Derrickkräne aus Holz und Stahl, Bohrgeräte und Druckluft-Hämmer, Spellerhütten (Arbeitsschauer für Spalt- und Steinmetzarbeiter), Fallhämmer und Presse zur Pflastersteinherstellung, verschiedene Schleifmaschinen, wurden wieder aufgebaut, ebenso eine technisch vollständig eingerichtete Steinbruchschmiede und eine Steinbruchzimmerei, die Kompressorstation, die Gleisanlage für die Werkbahn und als größte Anlage ein Kabelkran mit 60 m Spannweite.

Die noch im Ausbau befindliche museale Präsentation von Gesteinsproben, Kleinwerkzeugen und Geräten, Produkten, Fotos und anderen Dokumenten zeigt die Entwicklung von Granitgewinnung und -verarbeitung einschließlich der ehemaligen Arbeits- und Lebensbedingungen in der Westlausitz.

Der Lehrpfad um den Steinbruch mit Tafeln zu geologischen, faunistischen und botanischen Besonderheiten ermöglicht zugleich einen Einblick in den Strukturbau des von Basitgängen durchschlagenen Granodiorits. Dessen regelmäßige Klüftung und gute Teilbarkeit waren (und sind) die Voraussetzung für seine Gewinnung und vielfältige Weiterverarbeitung zu Werksteinerzeugnissen.

Schriftenverzeichnis

- LOBST, R. (2003): Steinbruchmuseum im Lausitzer Granodiorit. – Geowiss. Mitt., 12: 87-88; Bonn.
- LOBST, R. (2007): Museum der Granitindustrie: Industriegeschichte lebt auf. – Steinbruch und Sandgrube, Jubiläumsausgabe, 100: 35; Hannover.
- MAI, M. (2003): Schauanlage und Museum der Granitindustrie Häslich. – Sächs. Landesstelle Museumswesen, 40 S.; Chemnitz.
- VOIGTMANN, J. (Hrsg.) (2004): Häslich-Schauanlage und Museum der Granitindustrie. – In: Museen in Sachsen – Ein Führer durch die sächsische Museumslandschaft, 3. Aufl.: 140-142; München Berlin, Deutscher Kunstverlag.

LINNEMANN, U. & HOFMANN, M. (2009): Cross-section Lausitz Block – Elbe Zone (Saxo-Thuringian Zone, Bohemian Massif, IGCP 497). – In: LANGE, J.-M., LINNEMANN, U. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): GeoDresden2009. Geologie der Böhmisches Masse – Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas, 161. Jahrestagung Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, 30.09.-02.10.2009 in Dresden. Exkursionsführer. – Exkurs.f. und Veröffl. DGG, 241: S. 166 - 198, 26 Fig.; Hannover

Cross-section Lausitz Block – Elbe Zone (Saxo-Thuringian Zone, Bohemian Massif, IGCP 497)

ULF LINNEMANN, MANDY HOFMANN

Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Königsbrücker Landstraße 159, D-01109 Dresden, ulf.linnemann@senckenberg.de, mandy.hofmann@senckenberg.de

Keywords: Cadomian Orogeny, Variscan Orogeny, Bohemian Massif, Saxo-Thuringian Zone, Lausitz Block, Elbe Zone, Peri-Gondwana, Rheic Ocean, provenance analysis, basement tectonics

1. Introduction to the Saxo-Thuringian Zone

The Saxo-Thuringian Zone forms the northern margin of the Bohemian Massif which is the most important inlier of basement rocks in Central Europe forming the inner part of the European Variscides. The Bohemian Massif is subdivided into the two major and principal domains of the Saxo-Thuringian Zone to the north and Moldanubian Zone to the south (Fig. 1, KOSSMAT 1927). The Moldanubian Zone includes the Tepla-Barrandian Unit and the Moldanubicum *sensu stricto*. To the north, the Sudetes include diverse parts of the Saxo-Thuringian and the Moldanubian Zones (Fig. 1). In the eastern part of the Bohemian Massif, the Moravo-Silesian Zone is situated comprising a Late Neoproterozoic basement unit named the Brunovistulian Block and its Palaeozoic cover. To the north and northwest, the massif is bordered by the Mid-German Crystalline Zone, which is assumed to represent an important Variscan suture zone, perhaps the Rheic Suture (KRONER et al. 2007, LINNEMANN et al. 2007, ZEH et al. 2003, 2005). The suture was formed by oblique col-

lision between the Bohemian (Cadmia, Gondwana) and the Rhenish Massifs (Avalonia, Laurussia) during the Late Devonian to Early Carboniferous (KRONER et al. 2007). To the south and southeast, the Bohemian Massif is overthrust by Meso- and Cenozoic rocks of the Alps and the Carpathians. The oldest units of the Bohemian Massif are remnants of Palaeo- to Mesoproterozoic cratonic basement slivers such as the Dobra gneiss (1.38 Ga) and the Světlik gneiss (2.05-2.1 Ga) (Fig. 1).

The Bohemian Massif records a complex Neoproterozoic to Palaeozoic history that includes the Cadomian and Variscan orogenies. Some rock units (e.g., the Erzgebirge, Saxo-Thuringian Zone) locally experienced ultra-high pressure metamorphic conditions during the Variscan orogeny with the formation of diamond bearing rocks (MASSONNE 1998). More marginal rock units and inliers, however, were essentially unaffected by the Variscan tectono-metamorphic overprint. These rock units comprise the Neoproterozoic to Palaeozoic successions at the northern margin of the Saxo-Thuringian Zone and the Teplá-Barrandian Unit.

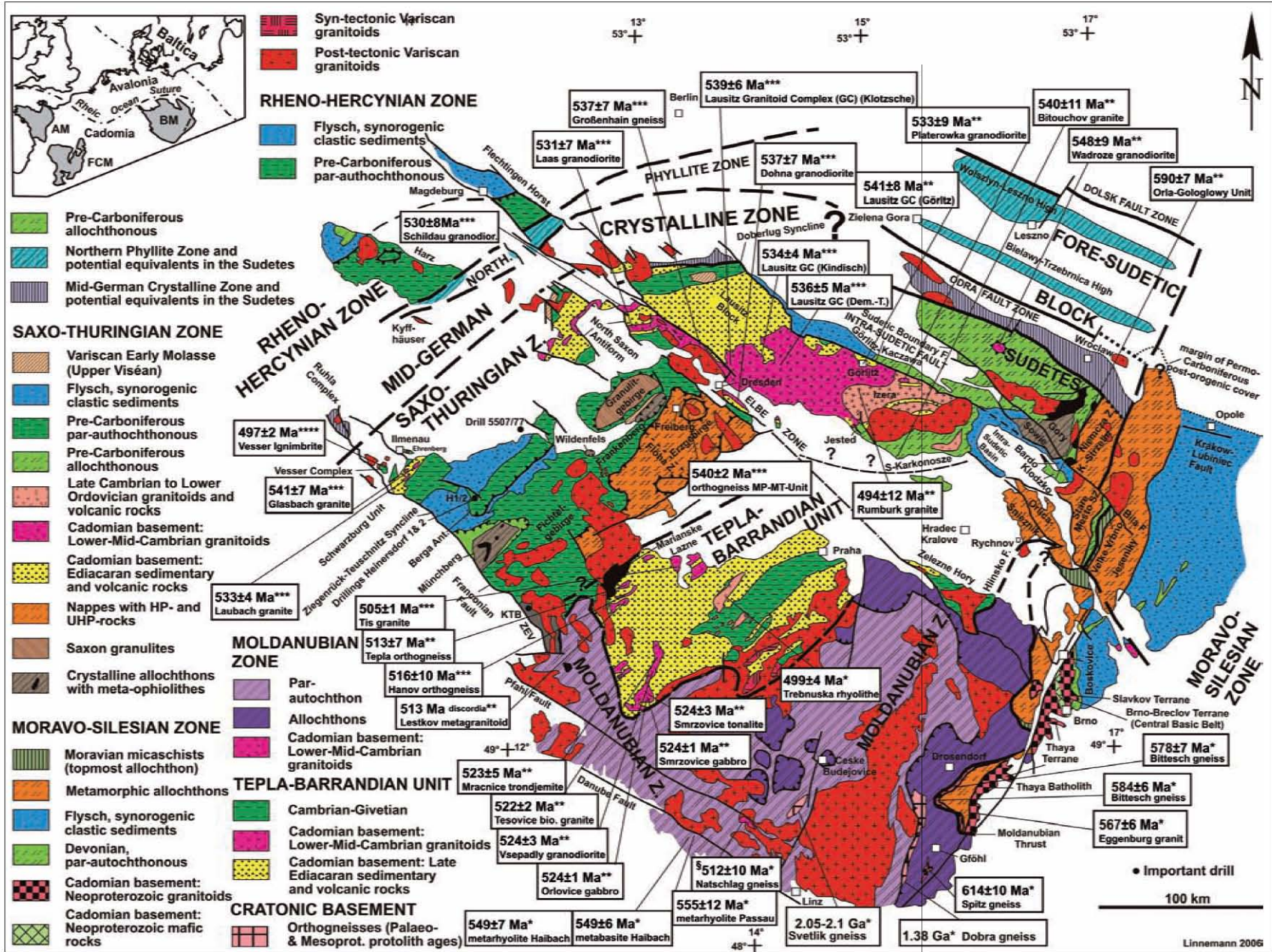
We relate most parts of the Bohemian Massif to Cadomia *sensu* NANCE & MURPHY (1994, 1996). Exceptions are the Brunovistulian Block of the Moravo-Silesian Zone (East Bohemia) and the Upper Silesian and Małopolska Blocks (SE Poland), which are related to Far East Avalonia (FINGER et al. 2000, WINCHESTER et al. 2006).

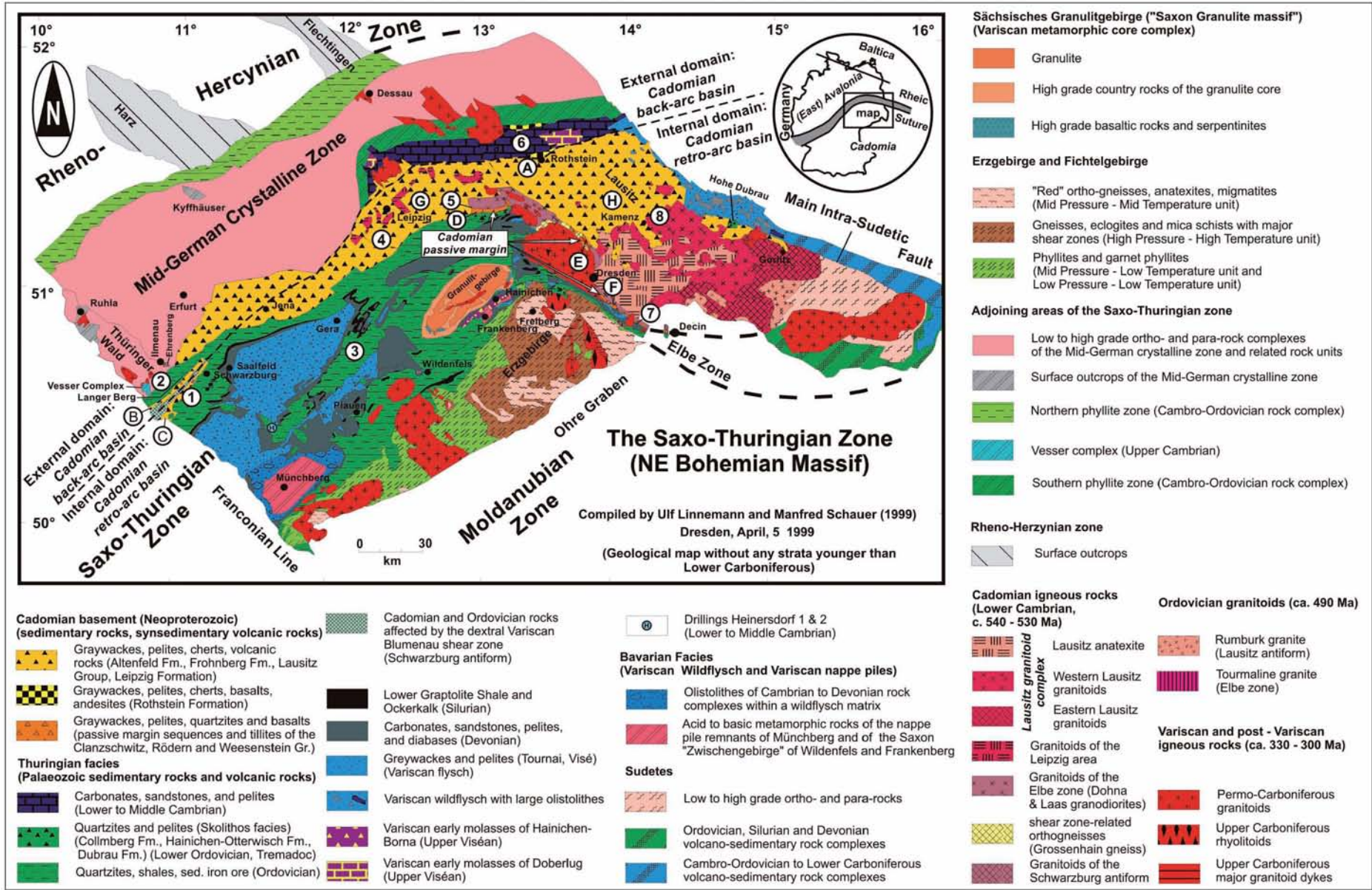
Fig. 1: Geological map of the Bohemian Massif showing Cadomian orogenic imprints and cratonic slivers in the Variscan basement and published ages of plutons and volcanic rocks related to pre-Cadomian, Cadomian and Cambro-Ordovician geotectonic processes and the opening of the Rheic Ocean (modified after FRANKE & ŻELAZNIEWICZ 2002, KOZDRÓJ et al. 2001, LINNEMANN & SCHAUER 1999). (* – U/Pb-SHRIMP, ** – U/Pb TIMS, *** – Pb/Pb TIMS, **** U/Pb LA-ICP-MS; § – age of the youngest concordant zircon of the Natschlag gneiss, Lausitz GC = Lausitz granitoid complex).

Inset: Location of the prominent massifs of Cadomia containing Ediacaran rocks: BM- Bohemian Massif, AM-Armorican Massif, FCM-French Central Massif.

Sources of geochronological data: ¹VENERA et al. 2000, ²ZULAUFG et al. 1997, ³DÖRR et al. 2002, ⁴DÖRR et al. 1998, ⁵FRIEDL et al. 2004, ⁶DROST et al. 2004, ⁷LINNEMANN et al. 2000, ⁸HAMMER et al. 1999, ⁹MAZUR et al. 2004, ¹⁰TICHOMIROVA 2003, ¹¹ŻELAZNIEWICZ et al. 2004, ¹²TEIPEL et al. 2004, ¹³GEBAUER & FRIEDL 1994, ¹⁴WENDT et al. 1993. (* – U/Pb-SHRIMP, ** – U/Pb TIMS, *** – Pb/Pb TIMS, § – age of the youngest concordant zircon of the Natschlag gneiss, Lausitz GC = Lausitz granitoid complex).

Fig. 1.





The structural complexity of the Precambrian to Lower Carboniferous units of the Saxo-Thuringian Zone is shown in a geological map that was constructed using data from abundant deep wells and available sub-surface maps from the former East German mining company SDAG WISMUT (LINNEMANN & SCHAUER 1999, LINNEMANN & ROMER 2002). Around 25 % of the basement is occupied by Precambrian (Ediacaran) rocks. The Saxo-Thuringian Zone is fault-bounded by the Mid-German Crystalline Zone to the NW and N. The SW boundary is represented by the Franconian Line which is a Meso-Cenozoic structural element. The Ohre Graben and the Sudetes form the southeastern and western limits, respectively.

The Precambrian of the Saxo-Thuringian Zone is dominated by Ediacaran clastic sediments and subordinate, locally occurring, mafic rocks (BUSCHMANN 1995, BUSCHMANN et al. 2001, LINNEMANN et al. 2000, 2004, 2007, LINNEMANN & ROMER 2002). U-Pb and Pb-Pb datings of detrital and magmatic zircon has revealed that within the Saxo-Thuringian Zone, the Precambrian (Ediacaran) rock units are not older than c. 570-580 Ma (LINNEMANN et al. 2000, 2004, 2007, BUSCHMANN et al. 2001, GEHMLICH et al. 2003, TICHOMIROWA et al. 2001, TICHOMIROWA 2003). All of the Ediacaran rocks were affected by Cadomian orogenic processes and were later intruded by c. 540-535 Ma old granitoid intrusions (LINNEMANN et al. 2000, LINNEMANN & ROMER 2002, LINNEMANN et al. 2007).

The very low grade metamorphosed Ediacaran succession is exposed in six areas, all of which belong to the par-autochthonous domain of the Saxo-Thuringian Zone (i.e. Schwarzburg Unit, Torgau-Doberlug Syncline, North Saxon Antiform, Lausitz Block, and Elbe Zone). Ediacaran protoliths, with metamorphic overprinting to differing degrees, are also present in the allochthonous parts of the Variscan slices and nappes of the Saxo-Thuringian Zone (e.g. Erzgebirge, Franckenberg Zwischengebirge, Münchberg Massif).

The Neoproterozoic units and their Palaeozoic overstep successions of the Saxo-Thuringian Zone were originally formed at the northern margin of Gondwana (LINNEMANN et al. 2004) (Fig. 4). Based on U-Pb-

dating of detrital zircon grains from Neoproterozoic and Cambro-Ordovician sediments LINNEMANN et al. (2000, 2004, 2007) concluded that the provenance of the rocks of the Saxo-Thuringian Zone is clearly related to the West African Craton (Fig. 5).

Ediacaran sediments in the Saxo-Thuringian Zone are dominated by siliciclastic rocks such as conglomerates, greywackes, mudstones and shales. The geotectonic setting of these sediments is interpreted to be within a back-arc basin (LINNEMANN et al. 2000, 2004, 2007). The input of old cratonic crust is demonstrated by Nd-model ages for the sediments ranging from c. 1.4 to 1.9 Ga (LINNEMANN & ROMER 2002) and detrital zircon grains with Palaeoproterozoic and Archean ages ranging from c. 1.8 to 2.5 Ga and from 2.6 to 3.45 Ga (LINNEMANN et al. 2007). The majority of the younger zircon grains are in the range of c. 543 to 750 Ma with a maximum peak at 570 Ma (LINNEMANN et al. 2004, 2007). This population most probably marks the main activity of the Cadomian magmatic arc (LINNEMANN et al. 2007).

The back-arc sediments are typically pyroclastic turbidites and debris flows which are locally intercalated with black cherts, mafic lavas, and tuffs. In places, the Ediacaran sediments were intruded by mafic sills and dykes. The geochemical and clastic composition of these sediments suggests an active margin provenance and derivation from the Cadomian-age magmatic arc (BUSCHMANN 1995, LINNEMANN & ROMER 2002). In addition, hydrothermal cherts and related effusive volcanic rocks formed during back-arc spreading (BUSCHMANN 1995). Back-arc sediments are represented by the Rothstein and Altenfeld Formations in the Torgau-Doberlug Syncline and the Schwarzburg Unit, respectively (Fig. 6).

Successions related to the passive margin of the back-basin are more rare and are represented by the Weesenstein Group (Elbe Zone, Fig. 6) and the Clanzschwitz Group (North Saxon Anticline) (Fig. 6). These units are dominated by sediments derived directly from the weathered West African Craton (LINNEMANN et al. 2007). Typical sediments, represented by high maturity quartzites, quartz-rich shale and conglomerates,

Fig. 2: Geological map of the Saxo-Thuringian Zone in the NE-part of the Bohemian massif showing units of Lower Carboniferous and older ages, and the distribution of rocks that represent the different stages of Cadomian basin development (modified from LINNEMANN & SCHAUER 1999, LINNEMANN & ROMER 2002).

Tectonostratigraphic units: 1 – Schwarzburg Unit (SE-part), 2 – Schwarzburg Unit (NW-part), 3 – Berga Antiform, 4 – North Saxon Antiform (Leipzig area), 5 – North Saxon Antiform (Clanzschwitz area), 6 – Torgau-Doberlug Syncline, 7 – Elbe Zone, 8 – Lausitz Antiform.

Neoproterozoic volcano-sedimentary complexes: A – Rothstein Formation, B – Altenfeld Formation, C – Frohnberg Formation, D – Clanzschwitz Group, E – Rödern Group, F – Weesenstein Group, G – Leipzig Formation, H – Lausitz Group

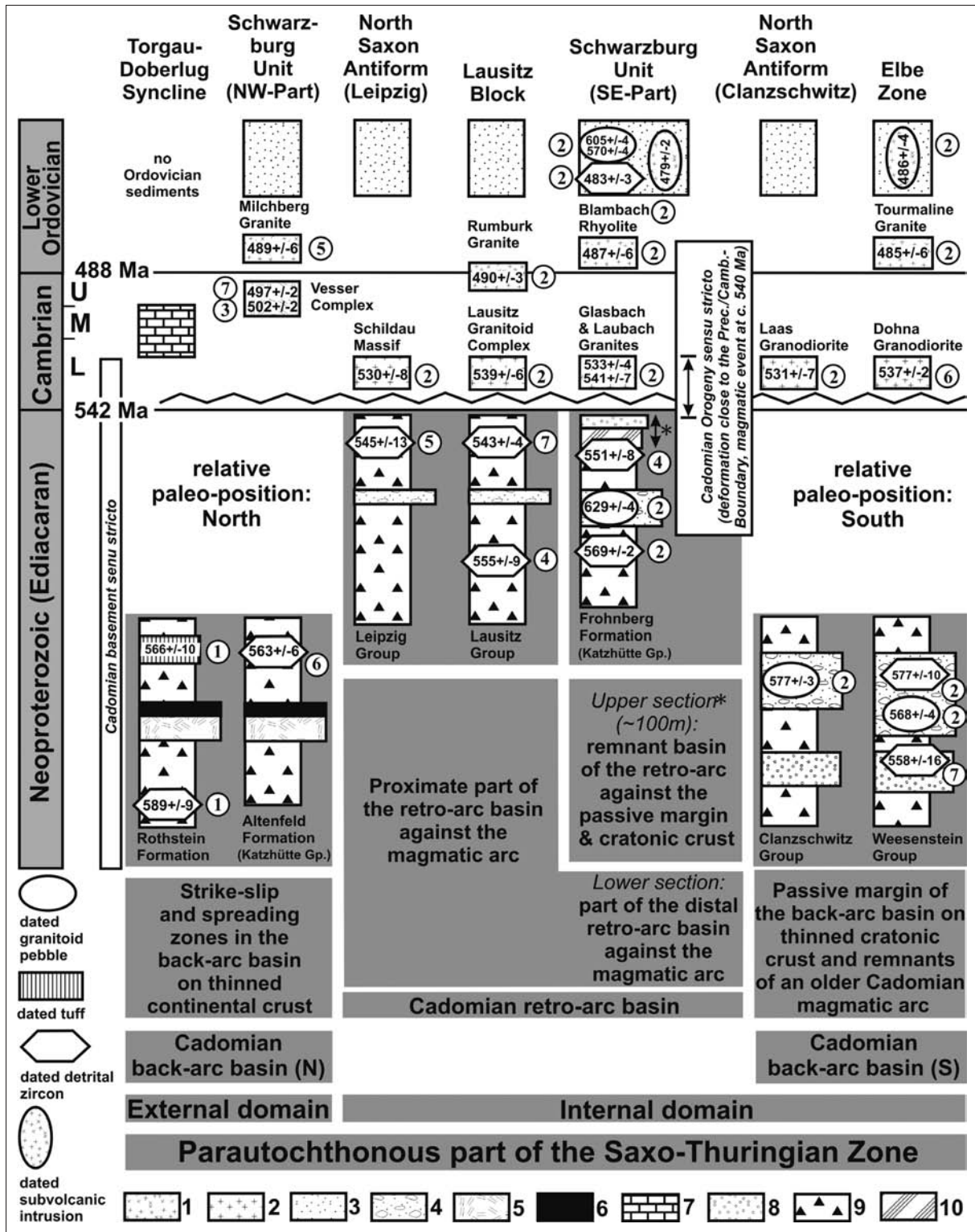


Fig. 3: Generalized lithostratigraphic profiles of parautochthonous units of the Saxo-Thuringian Zone with published geochronological data of the Cadomian Basement and its Cambro-Ordovician overstep sequence (modified from LINNEMANN et al. 2007).

1 – Cambro-Ordovician rift-related igneous rocks, 2 – Cadomian granitoids of the c. 540 Ma magmatic event, 3 – Lower Ordovician siliciclastic sediments, 4 – Late Neoproterozoic debris flows and glaciomarine tillites, 5 – Igneous rocks and metasediments of the Upper Cambrian Vesser Complex (predominantly mafic rocks), 6 – Neoproterozoic hydrothermal black cherts, 7 – Lower to Middle Cambrian sediments, 8 – Conglomerates, quartzites, and quartzitic shales of the Purpurberg Quartzite (Weesenstein Group) and its equivalent in the Clanzschwitz Group, 9 – Greywackes and mudstones, 10 – Predominantly mudstones.

Sources of geochronological data (numbered circles): 1 – SHRIMP U-Pb (Buschmann et al. 2001), 2 – TIMS Pb-Pb (LINNEMANN et al. 2000), 3 – TIMS U-Pb (KEMNITZ et al. 2002), 4 – SHRIMP U-Pb (LINNEMANN et al. 2004), 5- LA-ICP-MS U-Pb (LINNEMANN & GERDES unpublished data), 6 – LA-ICP-MS U-Pb (LINNEMANN & JEFFRIES unpublished data), 7 – LA-ICP-MS U-Pb (LINNEMANN et al. 2007).

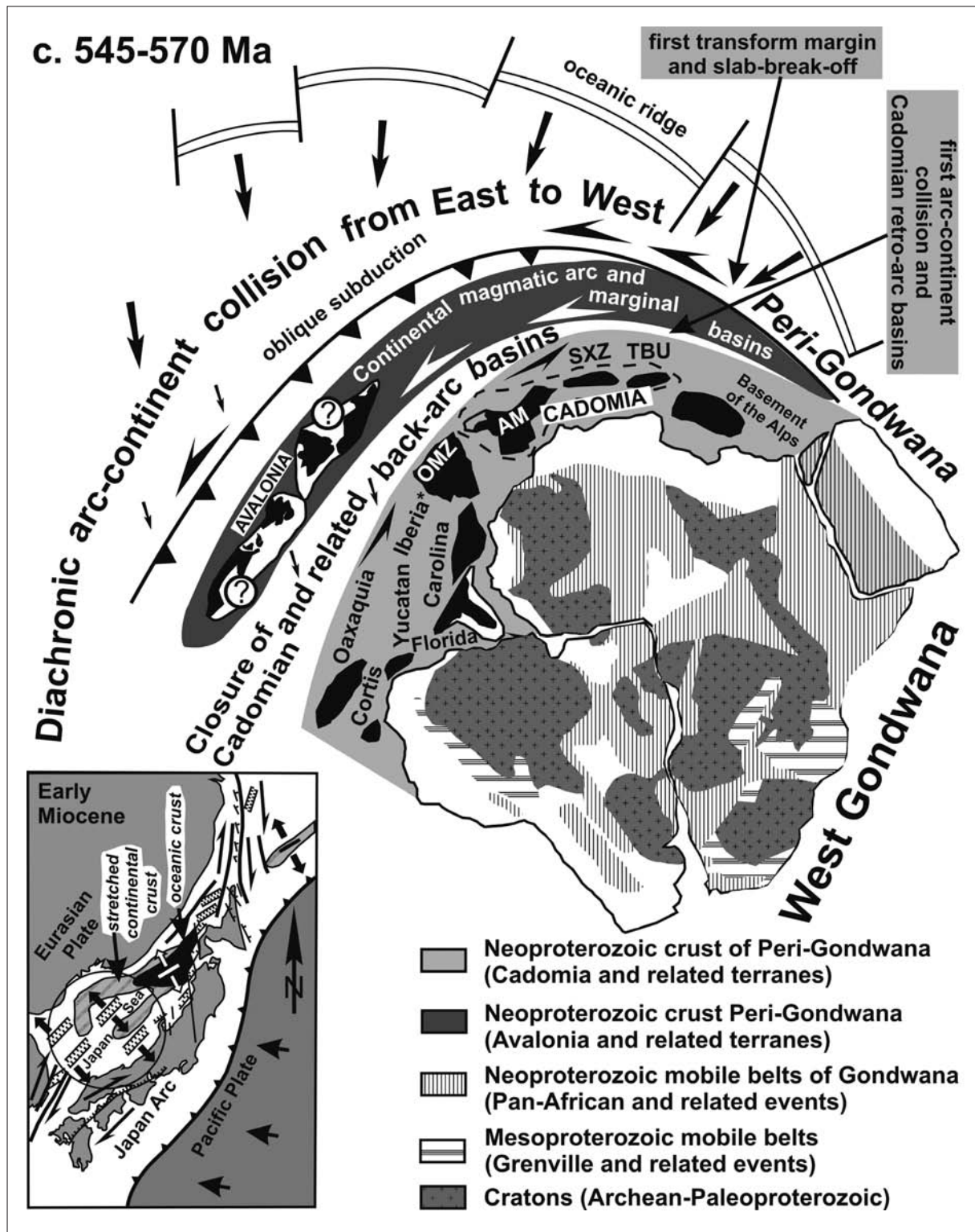


Fig. 4: Palinspastic reconstruction of the oblique and diachronic collision of the Avalonian and Cadomian continental magmatic arc systems with Gondwana during the Late Neoproterozoic and the Precambrian-Cambrian transition in an overall sinistral geotectonic setting (from LINNEMANN et al. 2008). OMZ – Ossa-Morena Zone, AM – Armorican Massif, SXZ – Saxo-Thuringian Zone, TBU – Tepla-Barrandian Unit.

Inset: Sketch of analogous plate tectonic configuration represented by the opening of the Japan Sea in the Western Pacific region during the Early Miocene (after JOLIVET et al. 1992). The back-arc basin of the Japan Sea largely is floored by stretched continental crust.

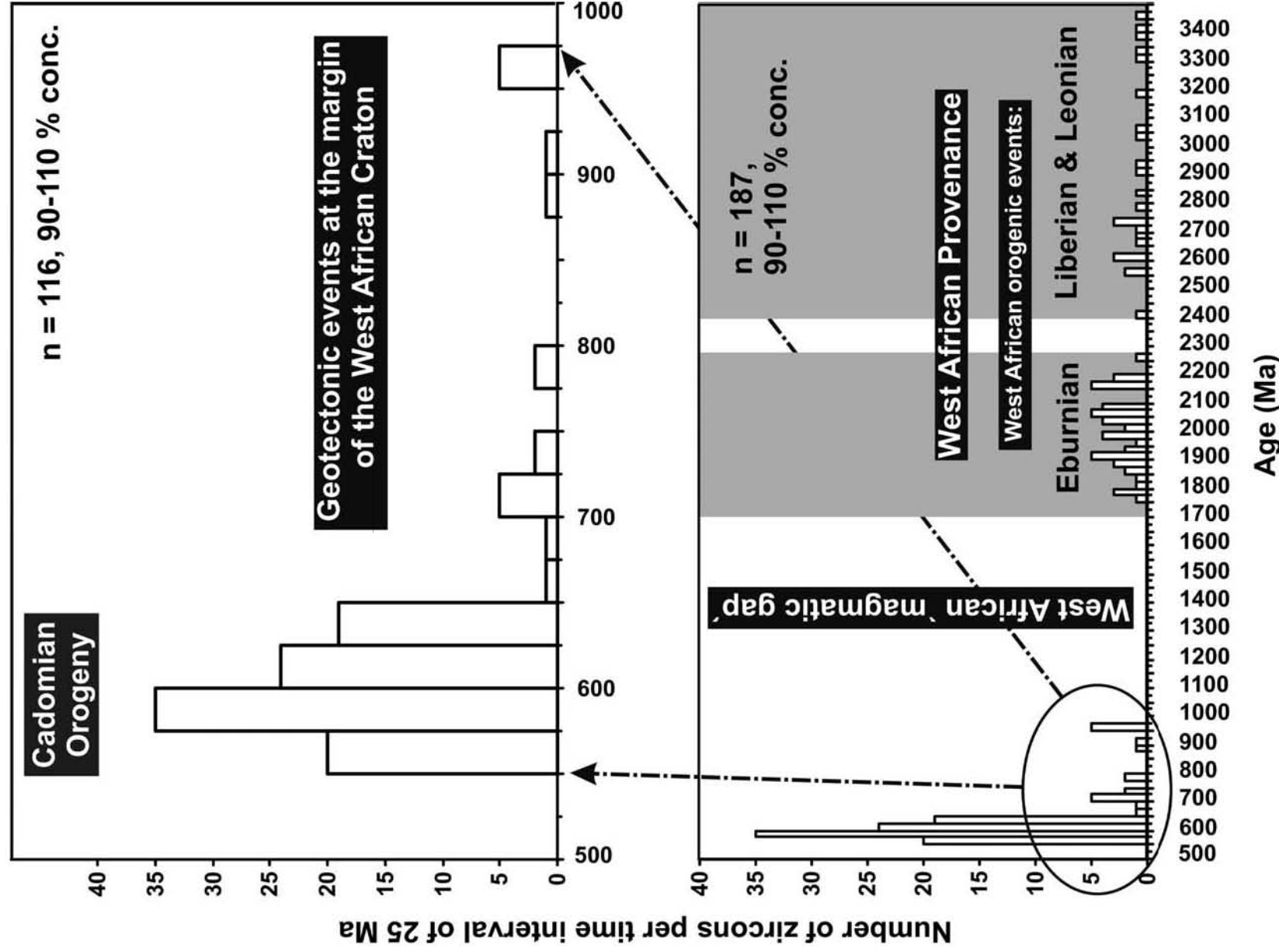


Fig. 5: Age compilation for detrital zircon grains from three Ediacaran sandstones from the Saxo-Thuringian Zone (samples from the Rothstein Formation and the Weesenstein and Lausitz Groups, data from LINDEMANN et al. 2007). Ages indicate the West African provenance of Ediacaran sediments from the Saxo-Thuringian Zone. In the upper histogram the younger tectonomagmatic events are reflected.

were deposited during a sea level lowstand possibly related to glacioeustatic effects (LINNEMANN 1991). These lowstand deposits are overlain by diamictites in the upper parts of the Weesenstein and Clanzschwitz Groups. Some units within the diamictites are interpreted as being glaciomarine in origin (LINNEMANN & ROMER 2002). Furthermore, in the Lausitz Block area (a roadcut near Kunnersdorf) a diamictite was recently discovered that may also be glaciomarine (ULRICH, unpublished data). Pb-Pb and U-Pb ages of granitoid pebbles from the diamictites cluster at c. 570 Ma and represent a maximum age of sedimentation (LINNEMANN et al. 2000, GEHMLICH 2003). A post - 570 Ma Ediacaran glaciation of local extent in the Cadomian Orogen would agree with a proposed position for peri-Gondwanan terranes at high southern latitudes (SCOTese et al. 1999, MURPHY et al. 2004).

The collision of the Cadomian magmatic arc with the West African Craton during the latest Ediacaran resulted in the closure of the back-arc basin and the formation of a retro-arc basin in latest Ediacaran time

(Fig. 7). Igneous and sedimentary rocks, particularly black cherts, became recycled within a retro-arc wedge and re-deposited in a retro-arc or foreland basin. The youngest detrital zircon grains from chert-bearing micro-conglomerates suggests that the maximum age of sedimentation was c. 543±4 Ma (LINNEMANN et al. 2007). Since this age overlaps slightly with the Precambrian-Cambrian boundary (542±1 Ma), the Cadomian retro-arc deposits could also be earliest Cambrian in age. Cadomian retro-arc successions from the Saxo-Thuringian Zone are mainly composed of monotonous dark grey greywacke-mudstone turbidites and rare intercalations of micro-conglomerates containing fragments of black chert and volcanic rocks derived from the eroded and re-deposited material of the Cadomian back-arc basin. The Lausitz Group in the Lausitz Block and the Leipzig Group in the North Saxon Anticline form the Lausitz-Leipzig Greywacke Complex, which is the most representative part of the Cadomian retro-arc basin in the Saxo-Thuringian Zone. The lowermost part of the Lausitz Group may belong to the

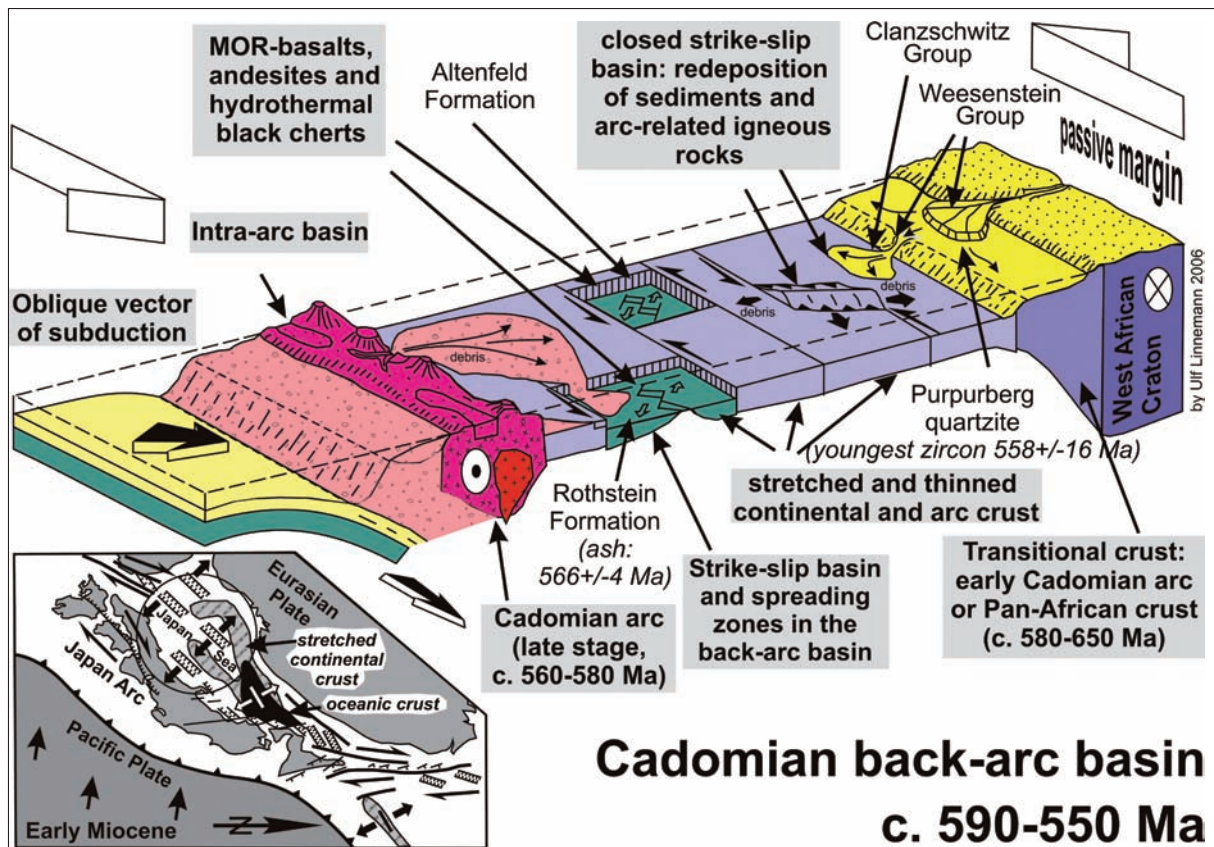


Fig. 6: Model for the plate-tectonic development of the Cadomian back-arc basin at ~590 and 550 Ma based on data derived from the Saxo-Thuringian Zone (Bohemian Massif). Back-arc basin consists of a continent-ward passive margin, represented by the Weesenstein and Clanzschwitz Groups and an arc-ward margin characterized by more strongly stretched continental crust and the accumulation of predominantly arc-derived debris. The back-arc is documented by MOR-related rocks and hydrothermal black cherts recorded in the Altenfeld and the Rothstein formations (from LINNEMANN et al. 2007).

Inset: Sketch of analogous plate tectonic configuration represented by the opening of the Japan Sea in the Western Pacific region during the Early Miocene (after JOLIVET et al. 1992). The back-arc basin of the Japan Sea is largely floored by stretched continental crust.

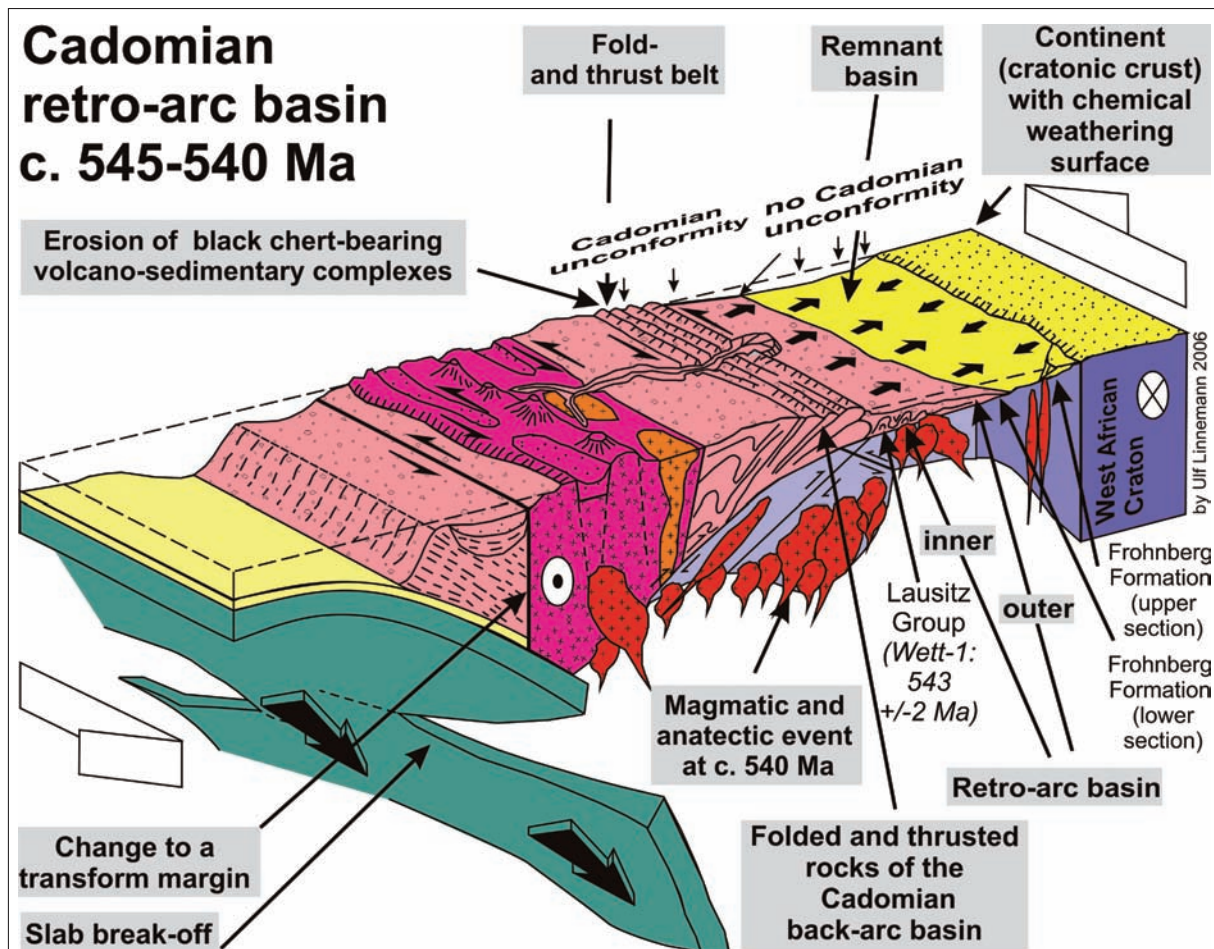


Fig. 7: Model for the plate-tectonic evolution of the Cadomian retro-arc basin between ~ 545 and 540 Ma based on data from the Saxo-Thuringian zone. There is no Cadomian angular unconformity on the continentward outer margin of the retroarc basin because Late Neoproterozoic sediments were unaffected by deformation (e.g., upper section of Frohnberg Formation in SE-part of Schwarzburg unit). In contrast, closer to the fold and thrust belt in the inner part of the retroarc basin the sediments are deformed and consequently an angular unconformity is developed between Neoproterozoic retroarc sediments and overstepping Cambro-Ordovician strata (e.g., Cadomian unconformities at top of the Lausitz Group and Leipzig Formation) (from LINNEMANN et al. 2007).

older Cadomian back-arc basin. Additionally, there are also Cadomian retro-arc deposits in the Frohnberg Formation in the SE-part of the Schwarzburg Unit.

In the time interval of c. 540-530 Ma (Early Cambrian) voluminous granitoid plutons (granites, granodiorites, tonalities) intruded the Cadomian sediments (LINNEMANN et al. 2000, 2007, TICHOMIROVA et al. 2001, GEHMLICH 2003). These melts were mainly crustal derived. Xenoliths of mafic rock, calc-silicate rock, and fragments of contact-metamorphic greywacke are found in the 539 ± 6 Ma old anatexites of the Lausitz Granitoid Complex (HAMMER 1996, LINNEMANN et al. 2000, LINNEMANN & ROMER 2002) (Fig. 7). From other units of the Saxo-Thuringian Zone also c. 540-535 Ma old granitoid intrusions became known such as the Glasberg and Laubach Granites (541 ± 7 and 533 ± 4 Ma, Schwarzburg Unit), the Laas Granodiorite (531 ± 7 Ma, North Saxon Anticline), the Dohna Granodiori-

te (537 ± 7 Ma, Elbe Zone), and the granitoids of the Leipzig-Eilenburg and Schildau Massifs (530 ± 8 Ma) (LINNEMANN et al. 2000, LINNEMANN & ROMER 2002) (Fig. 3). The magmatic event at c. 540-530 Ma was of a widespread and penetrative nature.

Abundant inherited zircon grains from the granitoids show an age pattern dominated by Palaeoproterozoic and Archean zircon grains very similar to those of the West African Craton (LINNEMANN et al. 2004, GEHMLICH, 2003). The granitic melts obviously recycled both, the old cratonic crust and parts of the young c. 570 Ma old Cadomian magmatic arc and related sediments (LINNEMANN & ROMER 2002). Locally, the influence of a mantle source during the melt processes is apparent in the geochemical signature (HAMMER 1996). The cause for the intrusion of 540-530 Ma old plutons and batholiths is still under consideration. The possibility of slab break-off of the subducted oceanic

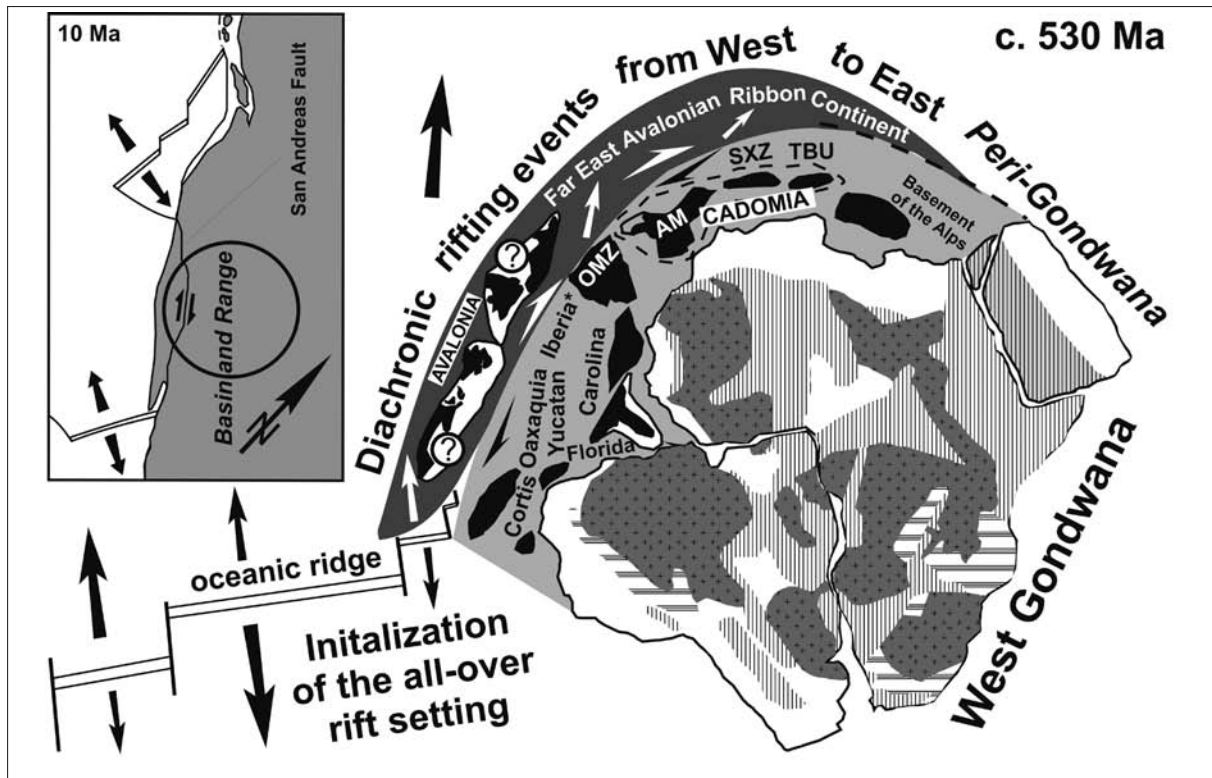


Fig. 8: Model for the formation of the asymmetric rift basin during the Lower to Middle Cambrian between ~ 530 and 500 Ma in the Saxo-Thuringian zone (from LINNEMANN et al. 2007). The geological setting (see inset) is assumed to be similar to that of the Basin and Range province of North America 10 My ago (from NANCE et al. 2002).

plate beneath the magmatic arc resulting in an enormous shock-like heat flow may have produced the voluminous melts that intruded at c. 540-535 Ma (Fig. 7). This model would also explain the presence of slices and blocks of MORB-like basalts in the c. 540-530 Ma old granitoids of the Lausitz Block, which could be possible remnants of the subducted late Neoproterozoic oceanic plate.

In Western and Central Europe there is no sharp break between the geological history linked to (Avalonian-) Cadomian orogenic processes during Mid-Late Neoproterozoic and Early Cambrian time and that of the Cambro-Ordovician, which finally led to the opening of the Rheic Ocean. Instead, the latter is viewed as a logical continuation of the geological history of the dying marginal orogen (LINNEMANN et al. 2007, 2008). NANCE & MURPHY (1996) and NANCE et al. (2002) proposed a Cordilleran model for the final stages of the Avalonian-Cadomian orogen analogous to the Cenozoic history of ridge-continent collision in the area of Baja California in the Eastern Pacific. Such a model would explain both the geodynamic change from subduction-related processes to the opening of a new ocean and the excision of a long slice of continental crust like that which formed the microcontinent of Avalonia. These ideas explain the plate-tectonic setting of the Saxo-Thuringian Zone of the Bohemi-

an Massif during the Lower Paleozoic mirroring the history of the Rheic Ocean.

After ridge-continent collision, slab break-off was triggered at ~540 Ma by the switch from an active margin to a transform margin setting in the style of the modern Eastern Pacific. Cambrian sediments in the Saxo-Thuringian zone are restricted to the Lower and Middle Cambrian with the onset of sedimentation occurring in the Atdabanian at ~530 Ma (ELICKI 1997). These units are characterized by carbonates with archaeocyatha, siliciclastic sediments and red beds. The latter were likely derived from erosion of laterite horizons generated on the denuded Cadomian orogen and the cratonic hinterland at ~540-530 Ma (LINNEMANN & ROMER 2002). This suggests a general uplift of the Cadomian orogen that was probably due to the rapid changes in plate-tectonic setting. In addition, the laterites and the occurrence of archaeocyatha point to deposition at low paleolatitudes.

The overall change of the plate-tectonic regime is reflected by the onset of Cambrian sedimentation. Detritus of the Cambrian deposits was predominantly derived from the Cadomian orogen as inferred from the age spectrum of detrital zircon (LINNEMANN et al. 2007). The plate-tectonic setting may therefore have been similar to that of the present-day Basin and Range Province lying close to Baja California and the San

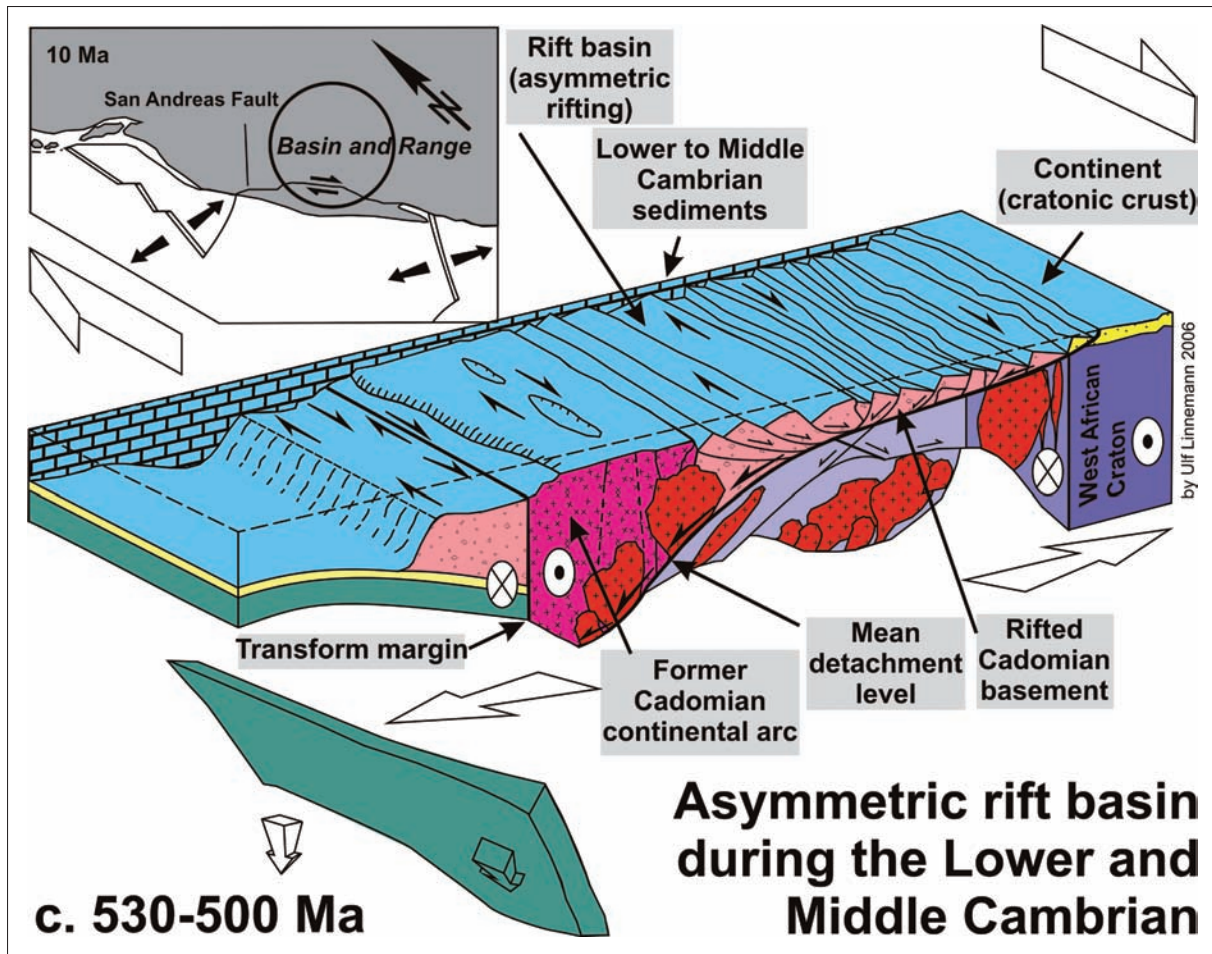


Fig. 9: Palinspastic reconstruction of the diachronic rifting on the peri-Gondwanan margin during the Lower and Middle Cambrian in an overall dextral geotectonic setting (from LINNEMANN et al. 2008).

The geological setting (see inset) is assumed to be similar to that of the Basin and Range province of North America 10 My ago (from NANCE et al. 2002) (for legend and abbreviations see Figure 4).

Andreas fault (inset Fig. 8). In this way, stretching and thinning of the Cadomian crust and transcurrent faulting induced by the activity of the transform margin may have led to the opening of a rift basin filled with Lower and Middle Cambrian sediments (Fig. 8). As a result, the Cadomian orogen became largely denuded. The rift basin likely developed on the side of the faulted and thrust orogen since this would have been more sensitive to tectonic reactivation than the cratonic hinterland. The interplay between the more stable cratonic hinterland and the weaker Cadomian crust is thought to have led to asymmetric rifting (Figs. 8, 9). Upper Cambrian sediments are relative scarce in the Saxo-Thuringian zone and fossiliferous deposits of this age are unknown. However, the Vesser complex (Fig. 10) was originated during the Middle and Upper Cambrian, respectively (KEMNITZ et al. 2002, LINNEMANN et al. 2007). This unit belongs to the margin of the Saxo-Thuringian zone, reflecting a paleoposition on the outer margin of the eroded and recycled Cadomian orogen. The Vesser complex is dominated by

MOR-related igneous rocks associated with metasediments (BANKWITZ et al. 1992). This complex records the incision of an oceanic ridge that collided with the periphery of the Cadomian orogen in a situation similar to present-day Baja California (inset of Fig. 9) (LINNEMANN et al. 2008). Thinning of the lithosphere and upwelling asthenosphere led to enhanced heat flow in the upper lithosphere and the generation of Vesser magmatism. LINNEMANN et al. (2007) argue that the Vesser complex formed between the outer and inner zone of the asymmetric rift basin since this represents its weakest part. The outer part, the former Cadomian arc, was characterized by relative thick crust, ongoing subsidence, and Upper Cambrian sedimentation whereas the inner part, the former Cadomian back-arc basin, was more strongly affected by lithospheric thinning due to uplift and upwelling of the asthenosphere. Asymmetric rifting typically shows uplift of the remaining, thinned lower plate and subsidence of the departing heavier upper plate (WERNICKE 1985). This would explain the ongoing Cambrian sedimentation

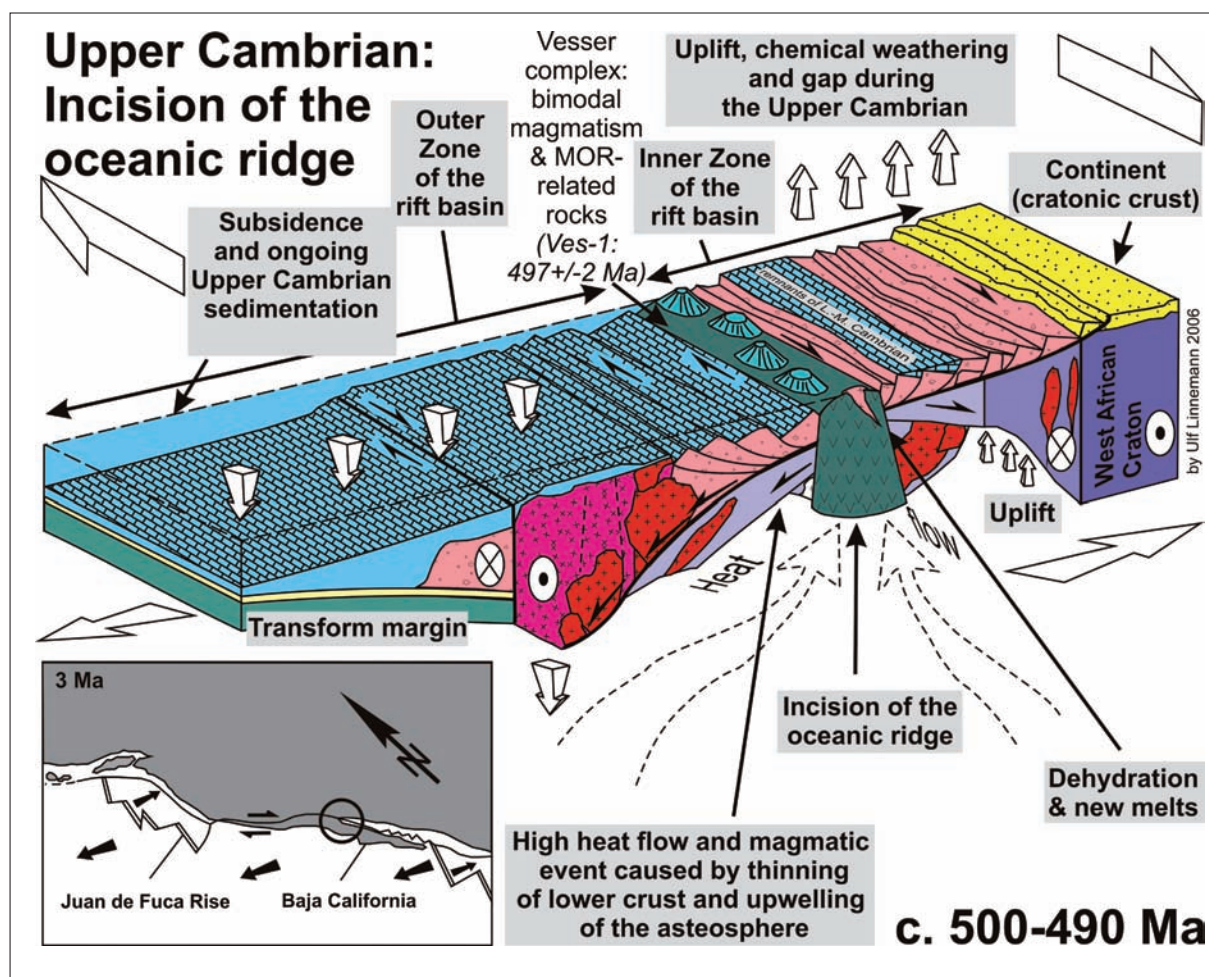


Fig. 10: Plate-tectonic model for the opening of the Rheic Ocean during the Upper Cambrian between ~ 500 and 490 Ma in the Saxo-Thuringian zone (from LINNEMANN et al. 2007). Ocean opening is assumed to have been caused by the oblique subduction of an oceanic ridge similar to the present plate-tectonic situation (see inset) on the east coast of North America (from NANCE et al. 2002).

on the upper plate, which would become later a part of Avalonia or a related terrane, and the absence of Upper Cambrian deposits on the lower plate, which represents the Cadomian realm at the periphery of the West African Craton. This is in agreement with the lack of Upper Cambrian sediments in the Saxo-Thuringian zone and the high maturity of Lower Ordovician deposits resulting from intense chemical weathering processes during the Upper Cambrian.

Lower Ordovician deposits in the Cadomian part of Central and Western Europe are characterized by thick and widespread sandstone deposits, frequently metamorphosed to quartzites. The most prominent example is the ≤ 700 m thick Armorican quartzite of the Armorican and Iberian massifs. Its equivalents in the Saxo-Thuringian zone are the quartzites of the 3000 m thick Frauenbach and Phycodes groups from the SE-part of the Schwarzburg unit. These deposits overstep in places Lower to Middle Cambrian strata and in other cases overlie directly the Cadomian basement (LINNEMANN & ROMER 2002). Both forms of the

Cadomian unconformity are also reported from the Armorican Massif and different parts of Iberia. It is therefore likely that rifting culminated in the Upper Cambrian with the formation of rift shoulders, tilted blocks and/or horsts and grabens, such that, in some places the Lower to Middle Cambrian is preserved, whereas in others the underlying Cadomian basement is exposed (Fig. 12). Extension over the entire paleo-landscape and the enormous thickness of the Lower Ordovician overstep sequences classify these siliciclastics as post-rift sediments or deposits of a rift-drift transition (Fig. 11). These sedimentary rocks must have been linked to considerable tectonic activity and enormous thermal subsidence resulting in large systems of detachment faults and escarpments on the surface, and a very thick Lower Ordovician pile of sedimentary rocks (Fig. 12). That Lower Ordovician sedimentary regime combined with a final rift-related magmatism at c. 485 Ma is assumed to be coeval with the opening of the Rheic Ocean and the drift-off of Avalonia or a related microcontinent or terrane (Figs. 11, 12, LINNEMANN et al. 2007).

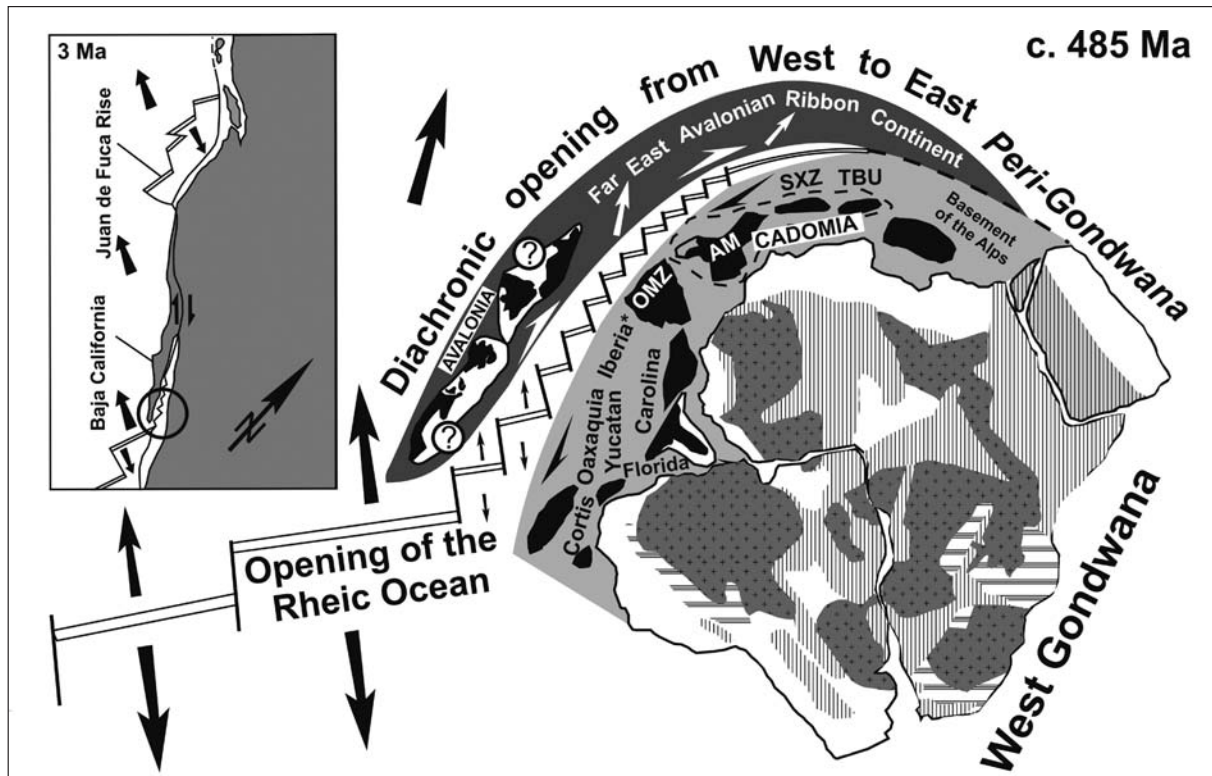


Fig. 11: Palinspastic reconstruction of the diachronic opening of the Rheic Ocean on the peri-Gondwanan margin during the Lower Ordovician in an overall dextral geotectonic setting (from LINNEMANN et al. 2008).

Inset shows analogous plate tectonic situation in part of the Basin and Range province of North America at ~ 3 Ma (from NANCE et al. 2002) (for legend and abbreviations see Figure 4 and its caption).

After ~480 Ma, the Saxo-Thuringian zone is characterized by relative tectonic and magmatic quiescence and shelf sedimentation. LINNEMANN et al. (2007) interpret this to be the southern passive margin of the Rheic Ocean, which had opened as a result of the separation of Avalonia or a related terrane as a consequence of Cadomian and Cambro-Ordovician processes marginal to the periphery of Gondwana. This relative undisturbed shelf regime was stable from Mid-Upper-Ordovician to Mid-Devonian time. In the Upper Devonian closure of the Rheic Ocean culminated with the beginning of subduction of continental crust of Gondwana (KRONER et al. 2007). In places the sedimentation lasted until Lower Carboniferous. Other units of the shelf became incorporated into processes of subduction and collision between Gondwana and Laurussia during closure of the Rheic Ocean.

In general, the Palaeozoic of the Saxo-Thuringian Zone is divided into the Thuringian and the Bavarian Facies (Fig. 13). While the Thuringian Facies (*“Thüringische Fazies”*, Fig. 14) is widespread distributed and the dominant one, the Bavarian Facies (*“Bayerische Fazies”*, Fig. 15) is restricted only to the geological framework of the Münchberg Nappe Pile in the Fraconian Forest (Frankenwald) (Fig. 13). Further, a number of areas are known, in which elements of both the Thuringian

and the Bavarian Facies exists. This is the case for the schist belt in the Elbe Zone (*“Nossen-Wilsdruff-Schiefergebirge”* and *“Elbtalschiefergebirge”*), the Görlitz Schist Belt (*“Görlitz-Schiefergebirge”*), and the surrounding of the allochthonous klippen of the *“Zwischengebirge”* of Wildenfels and Frankenberg (Fig. 13).

The Thuringian and Bavarian Facies both were deposited on the same part of the (peri-) Gondwana shelf. The mainland or hinterland, respectively, was most probable the West African Craton (LINNEMANN et al. 2007). The Palaeozoic of the Thuringian Facies (Fig. 14) was deposited more proximate to its hinterland than the time-equivalent deposits in the Bavarian Facies (Fig. 15). That evidence comes especially from the study of microfossils (HEUSE in LINNEMANN & HEUSE 1998) and the difference in the facies of sedimentary rocks. The Thuringian Facies rests, often unconformable, on the Cadomian Basement, Fig. 14). The Bavarian Facies is complete detached from its former basement because of its allochthonous nature, the tectonic fragmentation, and, in part, by its re-deposition into the Variscan wildflysch (e.g. FRANKE 1984, Fig. 15).

Compared to the Bavarian Facies the Thuringian Facies is par-autochthonous and was deposited more

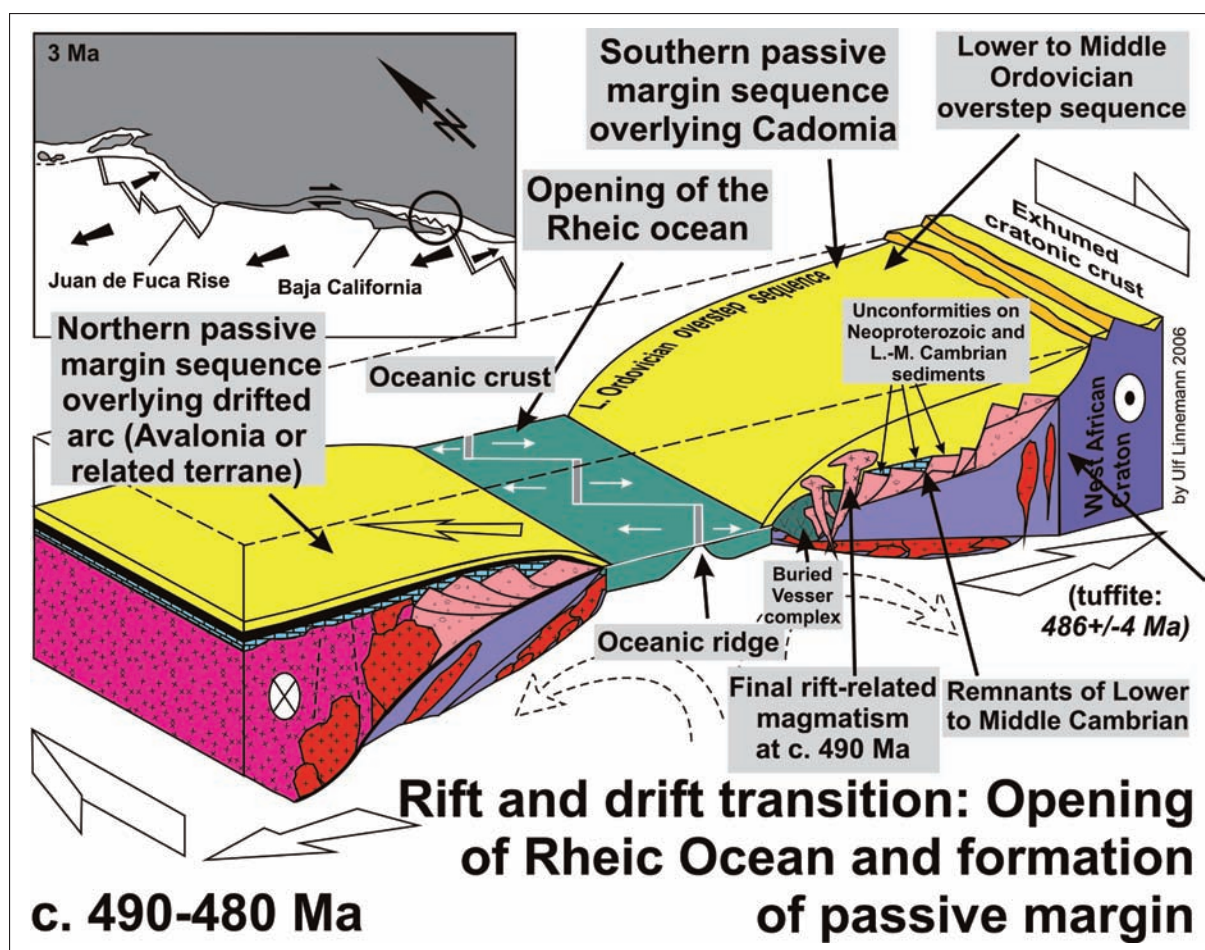


Fig. 12: Plate-tectonic model for the final opening of the Rheic Ocean and the formation of passive margins at ~ 490 to 480 Ma. The northern terrane that separated from the Gondwanan margin (Cadomia) could be part of Avalonia or a correlative terrane (from LINNEMANN *et al.* 2007). Note the different unconformities between Neoproterozoic/Cambrian, Neoproterozoic/Ordovician and Cambrian/Ordovician strata, the general overstep of Lower Ordovician shallow marine sediments, the burial of the Vesser complex, and the renewed exhumation of cratonic crust in the hinterland.

Inset shows analogous plate tectonic situation in part of the Basin and Range province of North America at ~ 3 Ma (from NANCE *et al.* 2002).

proximate to the source area (hinterland), which is represented by the West African Craton (Fig. 16). The Thuringian Facies dominates the geology of the Saxo-Thuringian Zone (Fig. 13) and represent the overall development of the southern margin of the Rheic Ocean. In contrast, the Bavarian Facies was originated more distal from the West African hinterland and more on the outer shelf (Fig. 16). The Bavarian Facies is allochthonous and occurs only in restricted areas (Fig. 13) in the framework of the Variscan nappes (Münchberg Unit, Zwischengebirge of Wildenfels and Frankenberg, (Fig. 16). In the Elbe Zone and the Görlitz Schist Belt elements of both the Thuringian and the Bavarian Facies occur (Fig. 13).

During the growth of the Rheic Ocean Avalonia collided with Baltica and caused the closure of the Tornquist Sea at ~450 Ma (Fig. 17). That event shows a soft-collision style and produced andinotype magmatism in Avalonia, gigantic ash fall in Baltica (~455

Ma), and low-grade metamorphism in NE-Germany (North Sea basement) (TORSVIK & REHNSTRÖM 2001; WINCHESTER *et al.* 2002). The docking should be responsible for a number of gaps in sedimentation during Mid-Late Ordovician time in the Brabant and NE Rhenish Massifs (Ardennes) (HERBOSCH & VERNIERS 2002). Further, massive gaps in the same are known from the Silurian sedimentary record originated by the collision of Baltica + Avalonia with Laurentia and closure of the Iapetus resulting in the formation of Laurussia (Fig. 18). There is a broad agreement that the closure of the Iapetus was finished during the latest Silurian. The Brabant bant and Rhenish massifs are the representatives of the Old Red Continent on the Central Europe mainland and covered by Lower Devonian red molassoid siliciclastics.

In the Mid-German Crystalline Rise this continent-continent collision is mirrored by diverse magmatic episodes during (i) the early Llandovery (444-434 Ma),

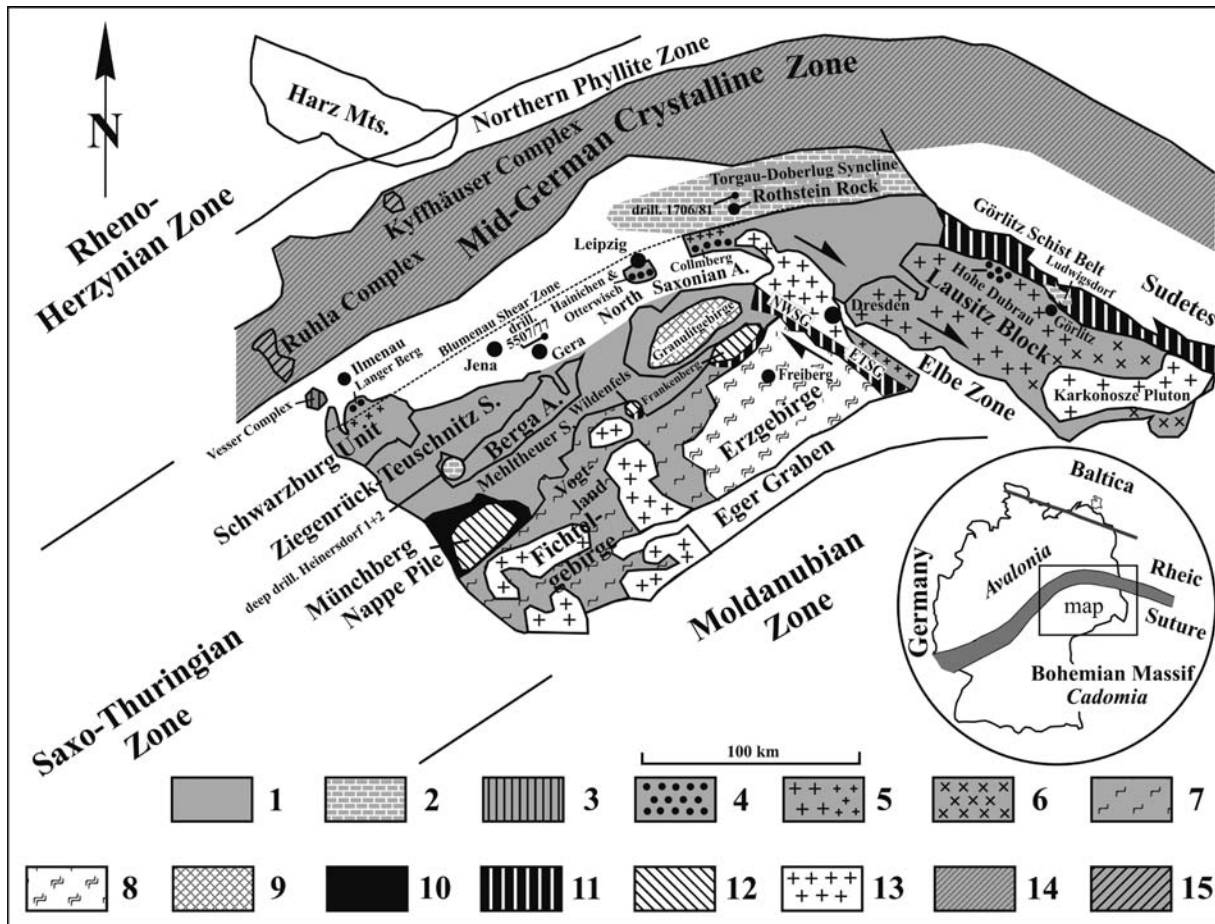


Fig. 13: Geological sketch of the Saxo-Thuringian Zone showing the distribution of the Palaeozoic strata of the Thuringian and the Bavarian Facies (modified from LINNEMANN et al. 2000).

NWSG – Nossen-Wilsdruff-Schiefergebirge, ETSG – Elbtalschiefergebirge (both are parts of the schist belt of the Elbe Zone).

1 – general distribution of Cadomian basement and overlying strata of Palaeozoic rocks of the Thuringian Facies, 2 – Lower to Middle Cambrian of the Thuringian Facies, 3 – Middle to Upper Cambrian rocks of the Vesser Complex, 4 – areas on the external rim of the Saxo-Thuringian Zone there the Ordovician is presented only by very thick bedded and high mature Tremadocian quartzites; 5 – Cadomian plutons (~ 540 Ma), 6 – Lower Ordovician plutons (~ 490 Ma), 7 – Metamorphosed Palaeozoic rocks of the Thuringian Facies (phyllites and garnet phyllites of the Mid-Pressure/Low-Temperature and the Low-Pressure/Low-Temperature Units of the nappe pile of the Erzgebirge and adjoining areas, 8 – Metamorphosed Cadomian Basement rocks and Palaeozoic rocks of the Mid-Pressure/Mid-Temperature and the High-Pressure/High-Temperature Units of the nappe pile of the Erzgebirge, 9 – High grade metamorphosed rocks of the Saxonian Granulite Complex (Sächsisches Granulitgebirge), 10 – distribution area of the Palaeozoic rocks of the Bavarian Facies, 11 – areas with Palaeozoic rocks of the Thuringian and the Bavarian Facies, 12 – High grade metamorphic rocks of the nappes of the Münchberg Nappe Pile, and the "Zwischengebirge" of Wildenfels and Frankenberg, 13- Variscan Grantoid plutons (~ 335-325 Ma), 14 – metamorphic rocks of the Mid-German Crystalline Zone (covered by post-Variscan strata), 15 – metamorphic rocks of the Mid-German Crystalline Zone (outcrop).

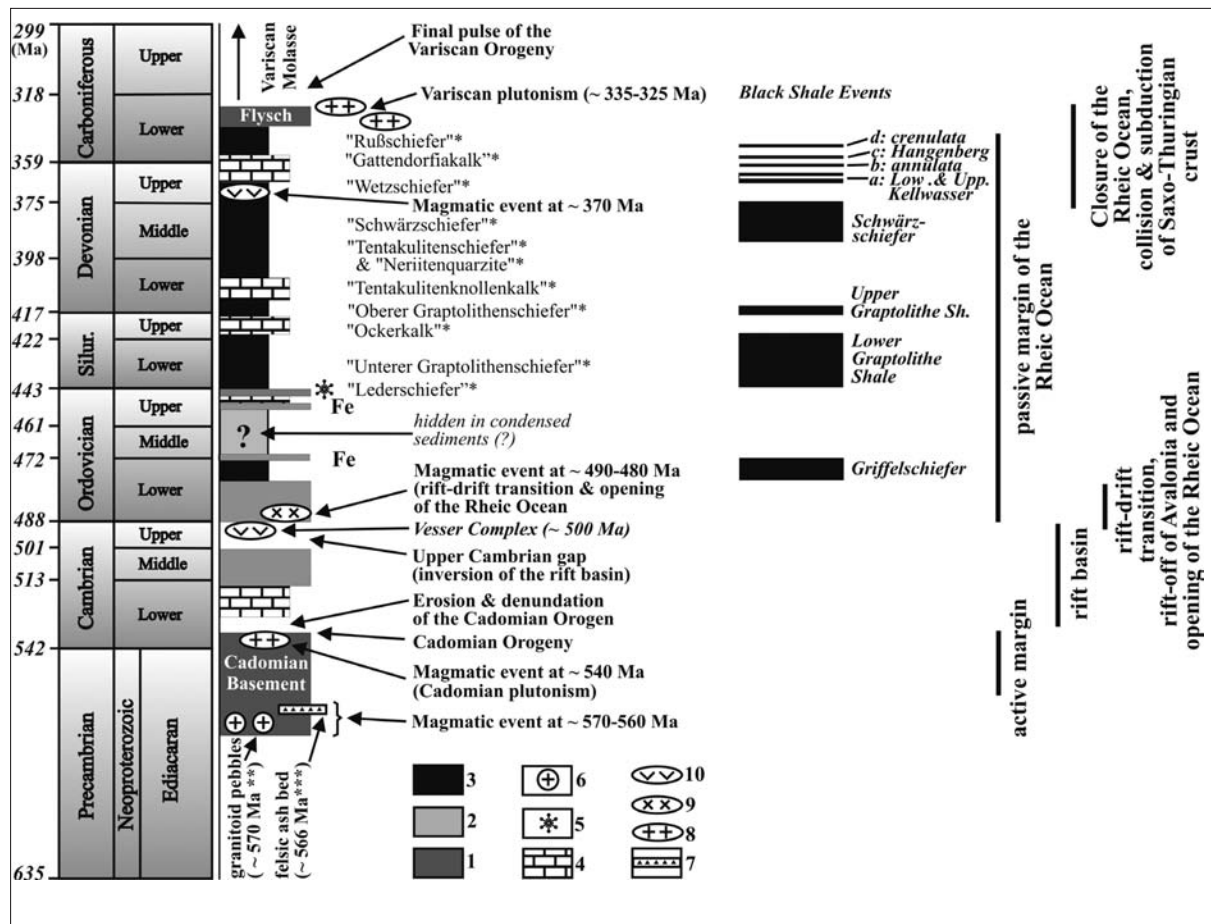


Fig. 14: Lithological column and magmatic events of the Cadomian Basement and the overlying Palaeozoic strata of the Thuringian Facies in the Saxo-Thuringian Zone (from LINNEMANN et al. 2004).

1 – immature litharenitic sandstones (greywackes) and shales, 2 – mature sandstones and shales, 3 – dark grey and black shales, 4 – carbonates, 5 – glaciomarine diamiktite of the Gondwana glaciation in the Late Ordovician (Lederschiefer), 6 – level with dated granitoid pebbles, 7 – felsic ash bed, 8 – granitoid plutons, 9 – rhyolites and porphyroids, 10 – mafic volcanic rocks and intrusions. * – traditional German terms for lithostratigraphic units.

Sources of geochronological data: ** - TIMS Pb-Pb (LINNEMANN et al. 2000), *** - SHRIMP U-Pb (BUSCHMANN et al. 2001).

(ii) during the Wenlock (426-423 Ma), and finally (iii) in Late Silurian (Přidoli) to Lower Devonian time (418-400 Ma) (ZEH 1996, ZEH & WUNDERLICH 2003, ANTHES & REISCHMANN 2001). The 418-400 Ma magmatic event maybe was originated by the beginning of the closure of the Rheic Ocean as a consequence of the completed closure of the Iapetus ocean leading to an onset of top-north directed subduction of the Rheic oceanic crust below Laurussia, that was according to KRONER et al. (2007) the upper plate. MARTÍNEZ et al. (2007) suggest the closure of the Rheic Ocean in a supra-subduction zone setting because of the general absence of large Silurian-Devonian volcanic arcs on both margins of the ocean. Also in that model a top-north directed vector of subduction is preferred.

The Variscan orogeny reflects the history of the closure of the Rheic Ocean in Europe. In the Bohemian Massif and also in other parts of Central and Western Europe

exists a widespread occurrence of Late Devonian to Early Carboniferous high-pressure metamorphic units tectonically (allochthonous domains) juxtaposed with low-grade Cadomian and Paleozoic successions (autochthonous domains). Allochthonous domains are surrounded by wrench and thrust zones (KRONER et al. 2007). After subduction of the oceanic plate of the Rheic Ocean oblique top-north directed diachronous subduction of thinned peri-Gondwanan continental crust (Cadomian basement and Lower Paleozoic overstep sequence) started in the Early Devonian in Western Europe and persisted until the Early Carboniferous especially in Central Europe. Early accreted continental blocks of the Gondwana plate combined with Early Variscan exhumed HP metamorphic units formed fault-bounded orogenic wedges with ongoing subduction of the Gondwana plate (~370 Ma). Peri-Gondwanan rocks were subducted in part down to the stability field of metamorphic diamond (~ 120 km,

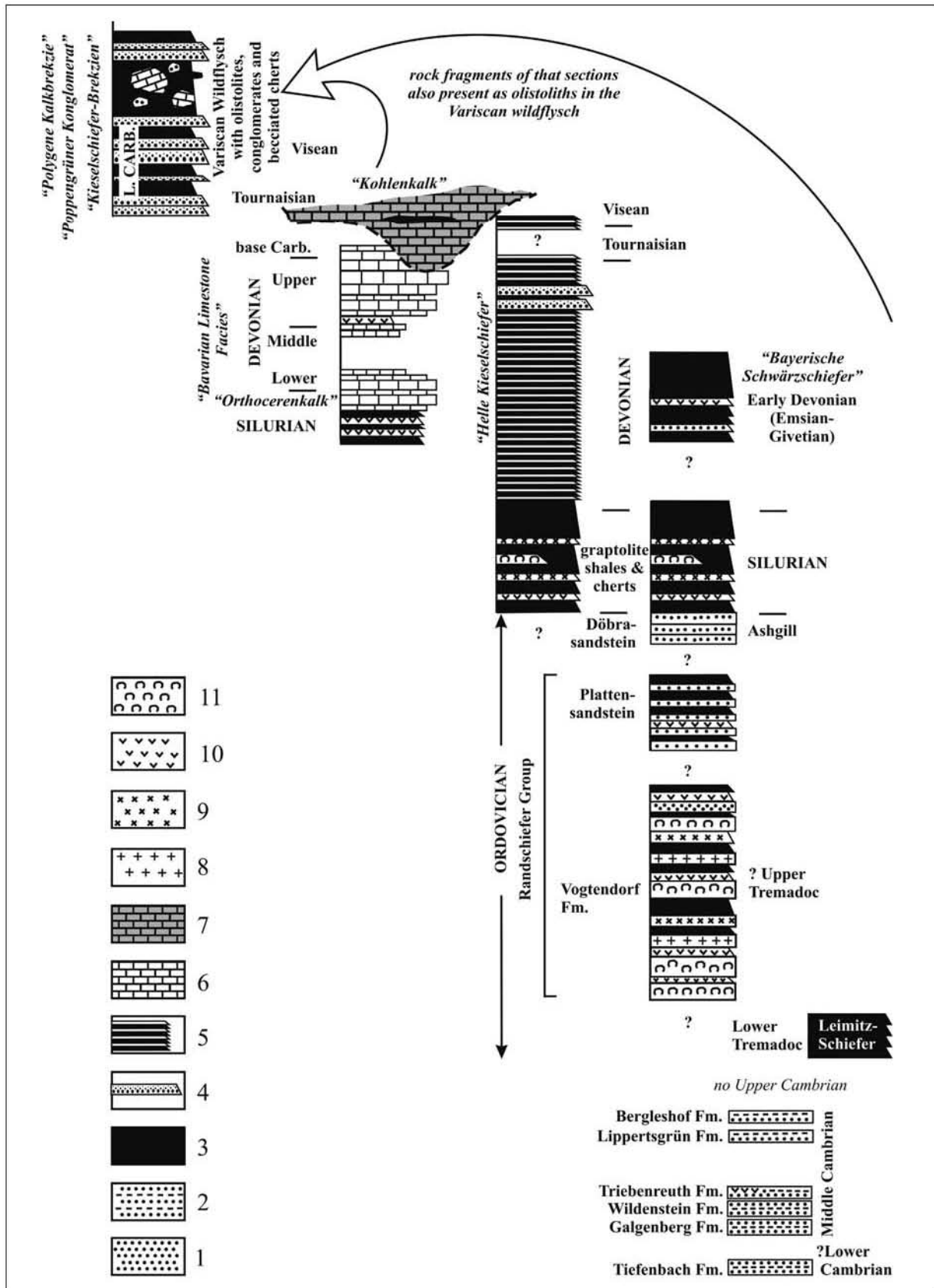


Fig. 15: Lithostratigraphic columns for the Palaeozoic of the Bavarian Facies from the Münchberg nappes in the allochthonous domain of the Saxo-Thuringian Zone (modified after FRANKE, 1984; FALK et al. 1995 and GANDL, 1998) (not to scale, estimated thickness is 2-3 km for the hole section with the Cambro-Ordovician making up approximately the half).

1 – predominant quartzites and sandstones, conglomerates are rare, 2 – quartzites and shales, 3 – black shales and shales, 4 – greywacke turbidites, 5 – bedded cherts (pale-grey, red and, more rarely black), 6 – limestones, 7 – dark limestones (Kohlenkalk), 8 – felsic lavas, 9 – felsic pyroclastics, 10 – mafic pyroclastics, 11 – mafic lavas.

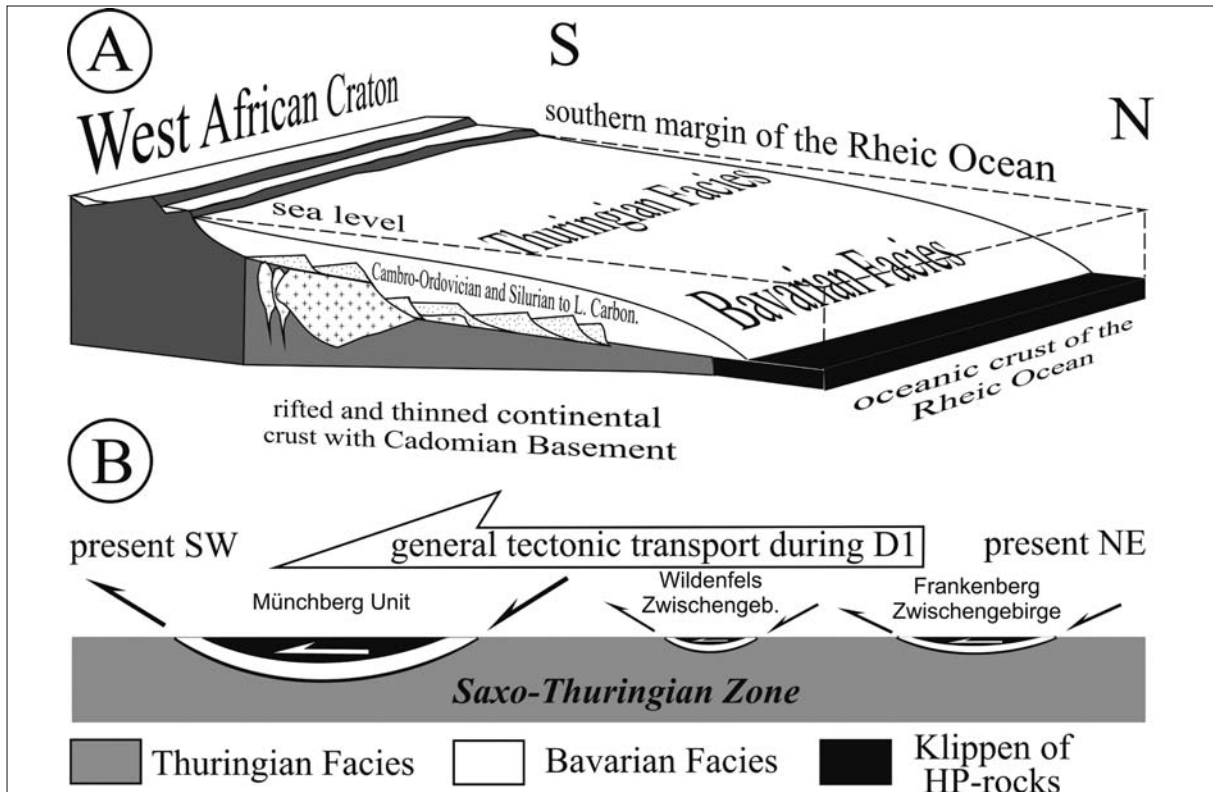


Fig. 16: General depositional environment (A) and geotectonic setting (B) of the Palaeozoic strata of the Thuringian and the Bavarian Facies in the Saxo-Thuringian Zone.

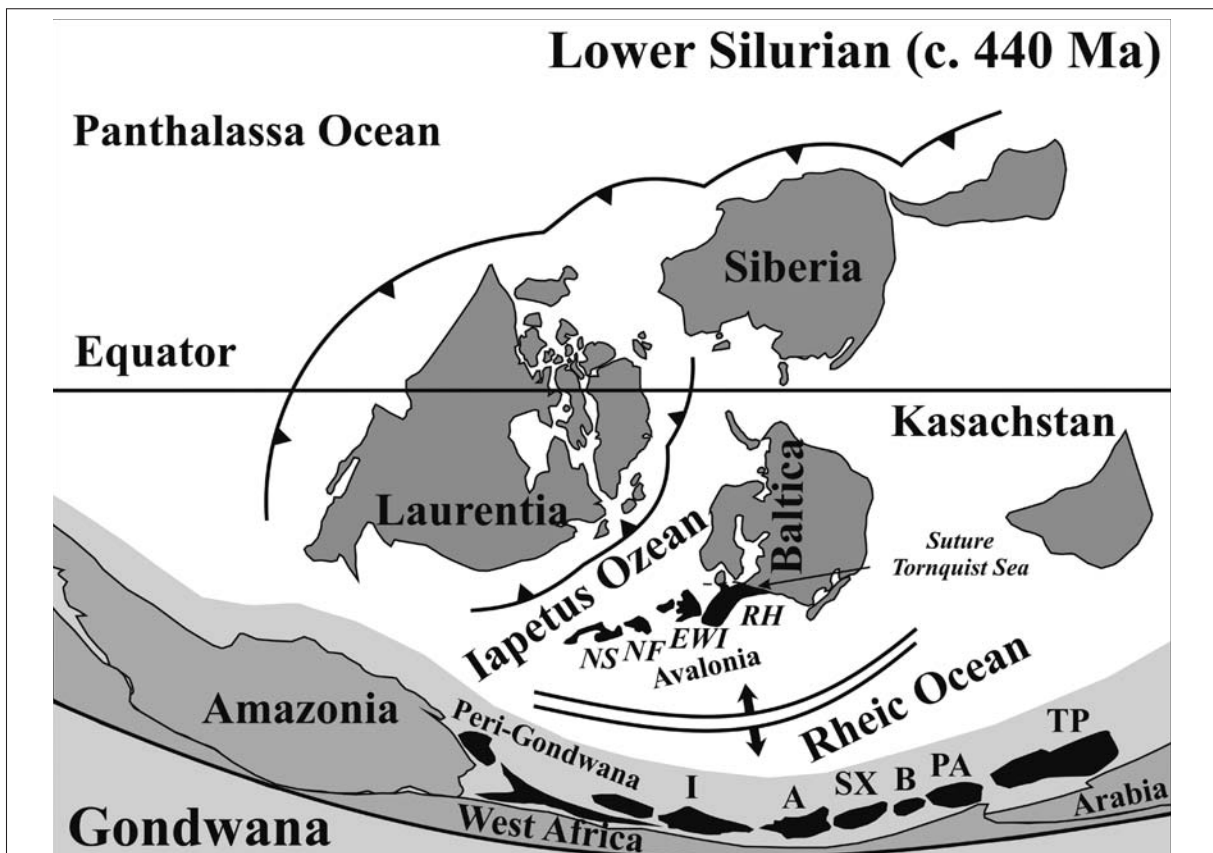


Fig. 17: Palaeogeography in the Lower Silurian (440 Ma) (modified after C.R. Scotese: Paleomap web site: www.scotese.com). I-Iberia, A-Armorica (Brittany, Normandy, Massif Central), SX-Saxo-Thuringian Zone, B-Barrandian, PA-Proto-Alps, TP-„Turkish plate“, RH-Rheno-Hercynian, EWI-England, Wales, Southern Ireland, NF-New Foundland, NS-Nova Scotia.



Fig. 18: Palaeogeography of the Lower Devonian (400 Ma) (modified after C.R. SCOTSESE: Paleomap web site: www.scotese.com). I-Iberia, A-Armorica (Brittany, Normandy, Massif Central), SX-Saxo-Thuringian Zone, B-Barrandian, PA-Proto-Alps, TP-„Turkish plate“, IR-Iran.

KRONER et al. 2007 and references therein). According to the concept of KRONER et al. (2007) subduction of continental crust inside the allochthonous domains affected a Cadomian basement and sediments deposited on the same continental (Gondwanan) shelf that is identical with the southern margin of the Rheic Ocean present in the autochthonous domains (MINGRAM 1998). Top-southeast exhumation of HP metamorphic units was realized in a subduction channel (D1 deformation). Finally, regional dextral transpression, rapid exhumation of the subducted rocks of the allochthonous domain, and filling and folding of flysch basins occurred (D2 deformation, ~340-330 Ma) (KRONER et al. 2007). Related extensive Variscan plutonism

occurred in the Bohemian Massif in the time range of ~335-320 Ma. The Mid-German Crystalline Zone is the representative for the suture of the Rheic Ocean and was formed by large-scale oblique subduction, collision and exhumation tectonics and strike-slip related slivering. Very prominent exhumed HP-units derived from subducted Gondwanan crust of the southern margin of the Rheic Ocean exists in the Saxo-Thuringian Zone of the Bohemian massif. These rock complexes are represented by the Granulitgebirge, parts of the nappe pile of the Erzgebirge, and the nappe complexes of Münchberg, Wildenfels and Frankenberg (Fig. 19). Exhumation of HP-units caused large-scale dextral strike-slip movements along the Elbe Zone (Fig. 19).

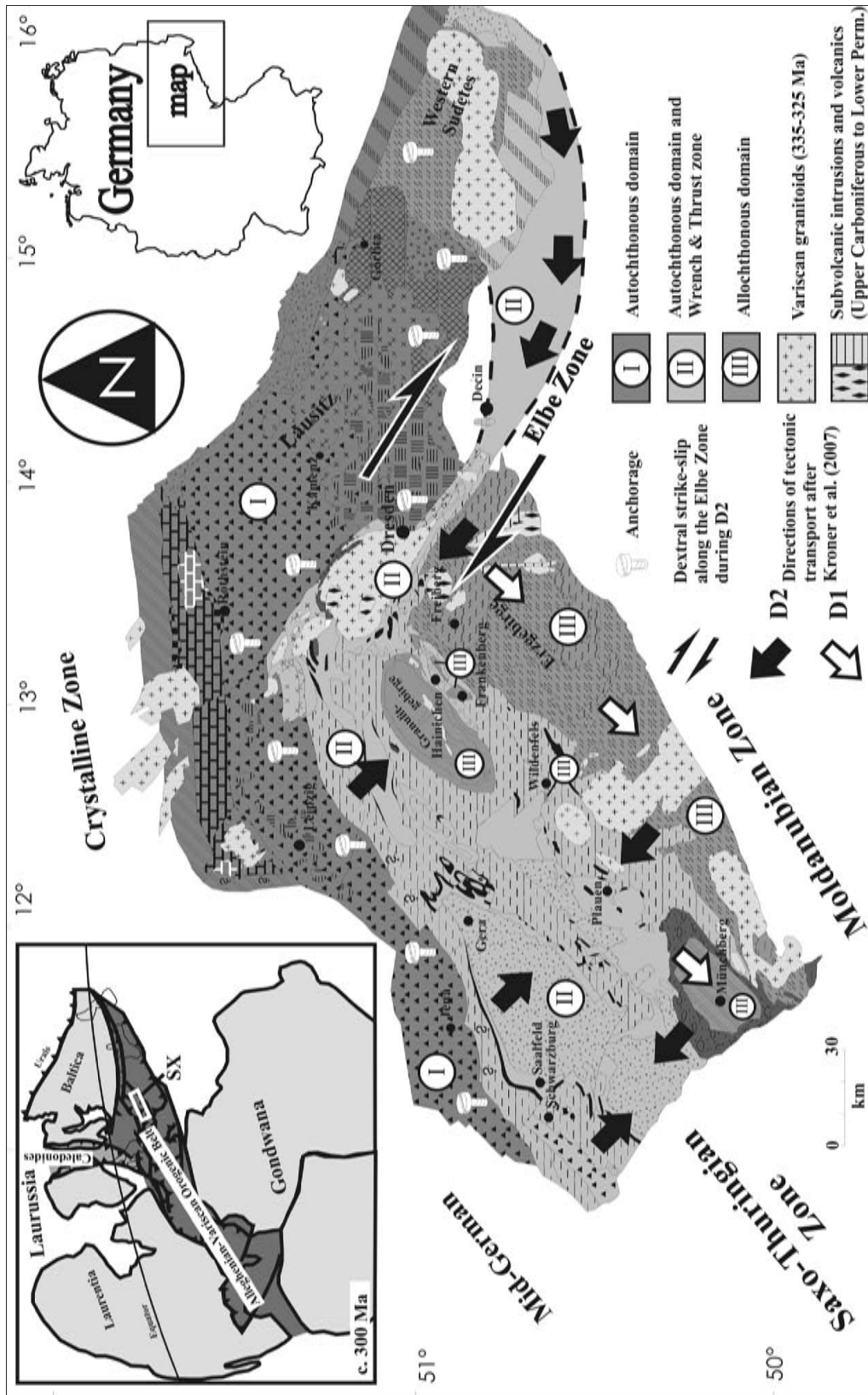


Fig. 19: Map of the Saxo-Thuringian Zone showing the nature of the final placement of all described rock units during Variscan orogenic processes in the Viséan (Lower Carboniferous) (figure and geochronological data modified from Hofmann et al. 2008).

Map is derived from Figure IV-2, for details of signatures *quod vide*). Subdivision of the Saxo-Thuringian Zone into Autochthonous and Allochthonous Domains and into a Wrench and Thrust Zone is based on Kroner et al. (2007). Earlier regional Variscan D1 and later regional D2 deformations are taken from Kroner et al. (2007). Note the anchorage of the Autochthonous Domain relative to the Allochthonous Domain and the Wrench and Thrust Zone and the resulting dextral strike-slip movements along the Elbe Zone during the regional D2 deformation. Inset: Configuration of a part Pangea at c. 300 Ma, SX – position of the Saxo-Thuringian Zone.

2. Excursion stops

The areas on days 1 and 2 of our fieldtrip are the Elbe Zone at Dresden (day 1) and the Lausitz Block (day 2) (Figs. 19, 20, 21, 24). The Elbe Zone a NW-SE striking schist belt, that divides the Lausitz Block in the NE from the Erzgebirge in the SW. There is broad agreement that the schist belt of the Elbe Zone was deformed and overprinted by large-scale dextral strike-slip movements between the Lausitz Block and the Erzgebirge (LINNEMANN 1994, MATTERN 1996, KRONER et al. 2007). Estimated distances of strike-slip movements are in the range of 80 to 150 km. The schist belt of the Elbe Zone is covered in part by the overlying Döhlen Basin forming one of the Variscan molasse basins deposited in Permo-Carboniferous time (Fig. 20). The NW part of the schist belt is called Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge (“Nossen-Wilsdruff Schist Belt”). The southern part is the Elbtalschiefergebirge (“Elbtal Schist Belt”). Against the Erzgebirge, the schist belt of the Elbe Zone is divided by the Mid-Saxon Fault (Fig. 20). A major part of the dextral strike-slip was realized along that fault. Towards the NE the schist belt of the Elbe Zone is bordered by the Westlausitz Fault and the Lausitz Thrust to the Lausitz Block (Fig. 20). The schist belt in the Elbe Zone contains parts of the Cadomian basement (LINNEMANN et al. 2007) and Lower Ordovician to Lower Carboniferous sedimentary rocks and volcano-sedimentary complexes. The youngest meta-sediments of the schist belt are weakly constrained by fossils to as Lower Carboniferous (KURZE et al. 1992).

The schist belt of the Elbe Zone became intruded by the granitoids of the Meissen Massif (Fig. 20). That plutonic complex consists of intrusions differing in composition. Plutonic rocks range from granite, granodiorite, and hornblende-granodiorite to monzonite, while monzonite dominates. For the monzonite NASDALA et al. (1999) published an age of intrusion from different localities in the range of 326 ± 6 Ma and 330 ± 5 Ma (SHRIMP U-Pb). The sigmoidal shape of the Meissen Massif (Fig. 19) and deformation structures at the edges of the plutonic complex suggest an intrusion into the active dextral strike-slip regime along the Elbe Zone (MATTERN 1996, KRONER et al. 2007). According to new U-Pb-LA-ICP-MS data the Meissen Massif intruded at 334 ± 3 Ma (HOFMANN et al. 2008). The Markersbach Granite intruded at 327 ± 4 Ma (HOFMANN et al. 2008) into the southern part of the Elbtalschiefergebirge (Elbtal schist belt) (Figs. 21, 22). That magmatic body clearly intrudes after finishing strike-slip movements along the Elbe Zone. The pluton cross-cuts all the Variscan structures like faults and cleavages. Therefore Variscan strike-slip along the Elbe Zone was still active at ~ 334 Ma and finished a ~ 327 Ma.

The Lausitz Block is located in the northeast of the Elbe Zone. It is a very weak deformed and metamorphosed piece of peri-Gondwanan crust. The Lausitz Block mainly consists of Cadomian basement with a sedimentary part (Lausitz-Leipzig Greywacke Complex) showing maximum ages of sedimentation of ~ 570 - 545 Ma and a ~ 540 Ma old plutonic complex (Lausitz Granitoid Complex) (Fig. 24). In part the Cambro-Ordovician overstep sequence is preserved and the Rumburk Granite, a Lower Ordovician pluton (~ 490 Ma) occurs (Fig. 24).

Day 1 (03 – 10 – 2009, Elbe Zone)

Stop 1.1: Hoher Stein in Dresden-Plauen

Elbe Zone, Monzonite of the Meissen Massif

Lower Carboniferous, 334 ± 3 Ma

Field guides: MANDY HOFMANN & ULF LINNEMANN

The Hoher Stein (for location see Fig. 20) is the name of a cliff in the city of Dresden-Plauen. The outcrops show the monzonite of the Massif of Meissen transgressed by Cenomanian sediments. The plutonic complex of the Meissen Massif is intruded into the strike-slip regime of the Elbe Zone because of the sigmoidal shape of the pluton and expecting tectonic features at its edges. The mononite intruded at 334 ± 3 Ma (HOFMANN et al. 2008).

Stop 1.2: Köttewitzer Wehr, Müglitztal at Dohna

Elbe Zone (Elbtalschiefergebirge), Dohna Granodiorite
Cadomian basement (Lowermost Cambrian), 537 ± 4 Ma

Field guides: ULF LINNEMANN & MANDY HOFMANN

The outcrop at the Köttewitzer Wehr is located in the Elbtalschiefergebirge in the south of the village of Dohna (Fig. 21). At that road cut the intrusion contact of the 537 ± 2 Ma old granodiorite (LINNEMANN et al. 2008b) and the Late Neoproterozoic Weesenstein Group (Cadomian basement) is exposed.

Stop 1.3: Klippen at the railway station Weesenstein

Elbe Zone (Elbtalschiefergebirge), Diamictites, Weesenstein Group

Cadomian basement (Late Neoproterozoic), $< 568 \pm 4$ Ma

Field guides: ULF LINNEMANN & MANDY HOFMANN

At the klippen close to the railway station of the village of Weesenstein diamictites of the Weesenstein Group occur. The glacial origin is under debate. The diamictites are younger than ~ 570 Ma because the zircon age of a granitoid pebble is 568 ± 4 Ma (Pb-Pb, Linnemann et al. 2000). The Weesenstein Group is interpreted to as the passive margin of a Cadomian back-arc basin (LINNEMANN et al. 2007).

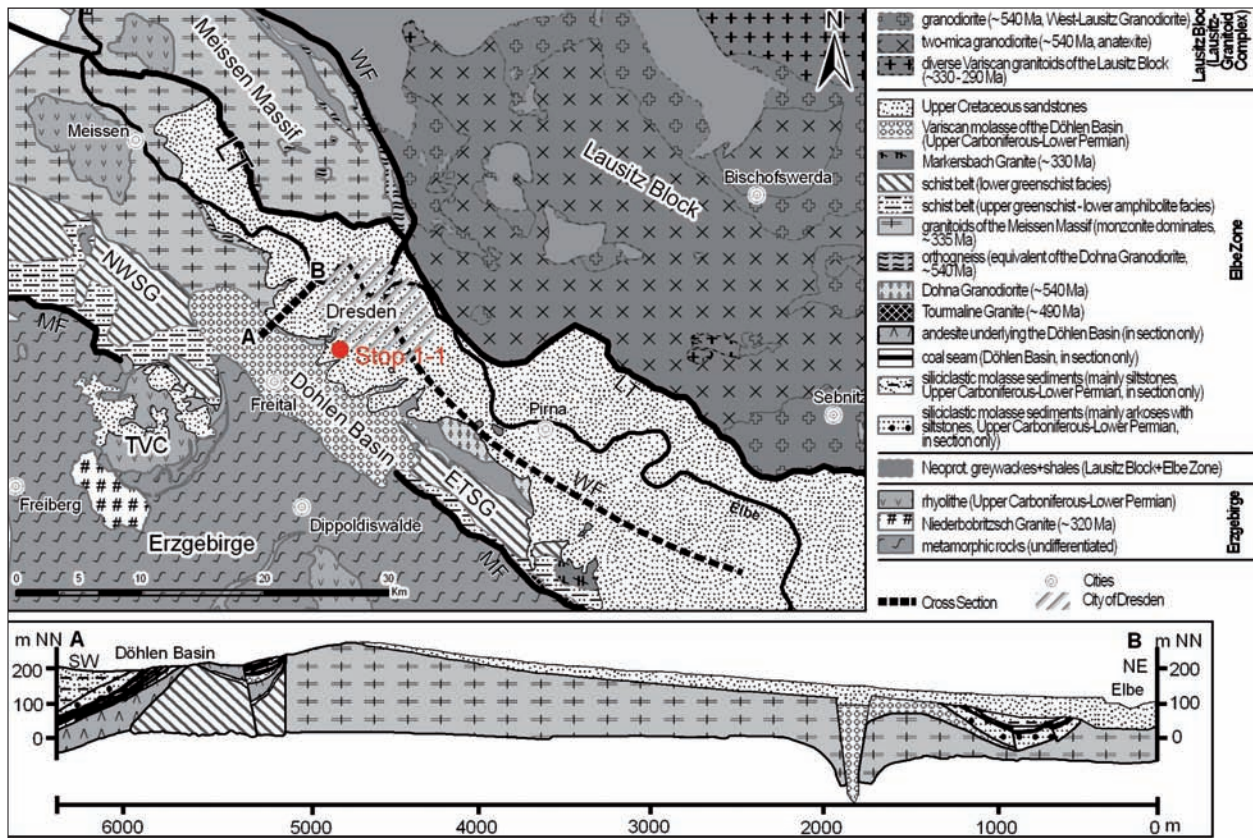


Fig. 20: Geological map of the Elbe Zone from Hofmann et al. (2008) based on Pietzsch (1962). Geological cross section A-B from the NE-part of the Döhlen Basin and the Meissen Massif modified after Reichel & Schauer (2007).

WF – Westlausitz Fault, LT – Lausitz Thrust, MF – Mid-Saxon Fault, NWSG – Nossen-Wilsdruff Schiefergebirge (Nossen-Wilsdruff Schist Belt), ETSG – Elbtalschiefergebirge (Elbtal Schist Belt), TVC – Tharandt Volcanic Complex (Upper Carboniferous).

1 – Upper Cretaceous sediments, 2 – Variscan molasse of the Döhlen Basin (Upper Carboniferous–Lower Permian), 3 – rhyolithe (Upper Carboniferous – Lower Permian), 4 – Neoproterozoic greywackes and shales (Lausitz Block + Elbe Zone), 5 – granodiorite (~ 540 Ma, West-Lausitz Granodiorite of the Lausitz-Granitoid Complex), 6 – two-mica granodiorite (~ 540 Ma, anatexite of the Lausitz-Granitoid Complex), 7 – Dohna Granodiorite (~ 540 Ma, Elbe Zone), 8 – schistbelt of the Elbe Zone (lower greenschist facies), 9 – schistbelt of the Elbe Zone (upper greenschist to lower amphibolite facies), 10 – Tourmaline Granite (~490 Ma, Elbe Zone), 11 – andesite underlying the Döhlen Basin (Elbe Zone, in section only), 12 – diverse Variscan granidoids of the Lausitz Block (~ 330 – 290 Ma), 13 – granitoids of the Meissen Massif (monzonite dominates, ~ 335 Ma, Elbe Zone), 14 – orthogneiss of the Elbe Zone (equivalent of the Dohna Granodiorite, ~ 540 Ma), 15 – metamorphic rocks of the Erzgebirge (undifferentiated), 16 – Niederbobritzsch Granite (~ 320 Ma, Erzgebirge), 17 – Markersbach-Granite (~ 330 Ma, Elbe Zone), 18 – coal seam (Döhlen Basin, in section only), 19 – siliciclastic molasse sediments (mainly siltstones, Upper Carboniferous – Lower Permian, in section only), 20 – siliciclastic molasse sediments (mainly arkoses with siltstones, Upper Carboniferous – Lower Permian, in section only).

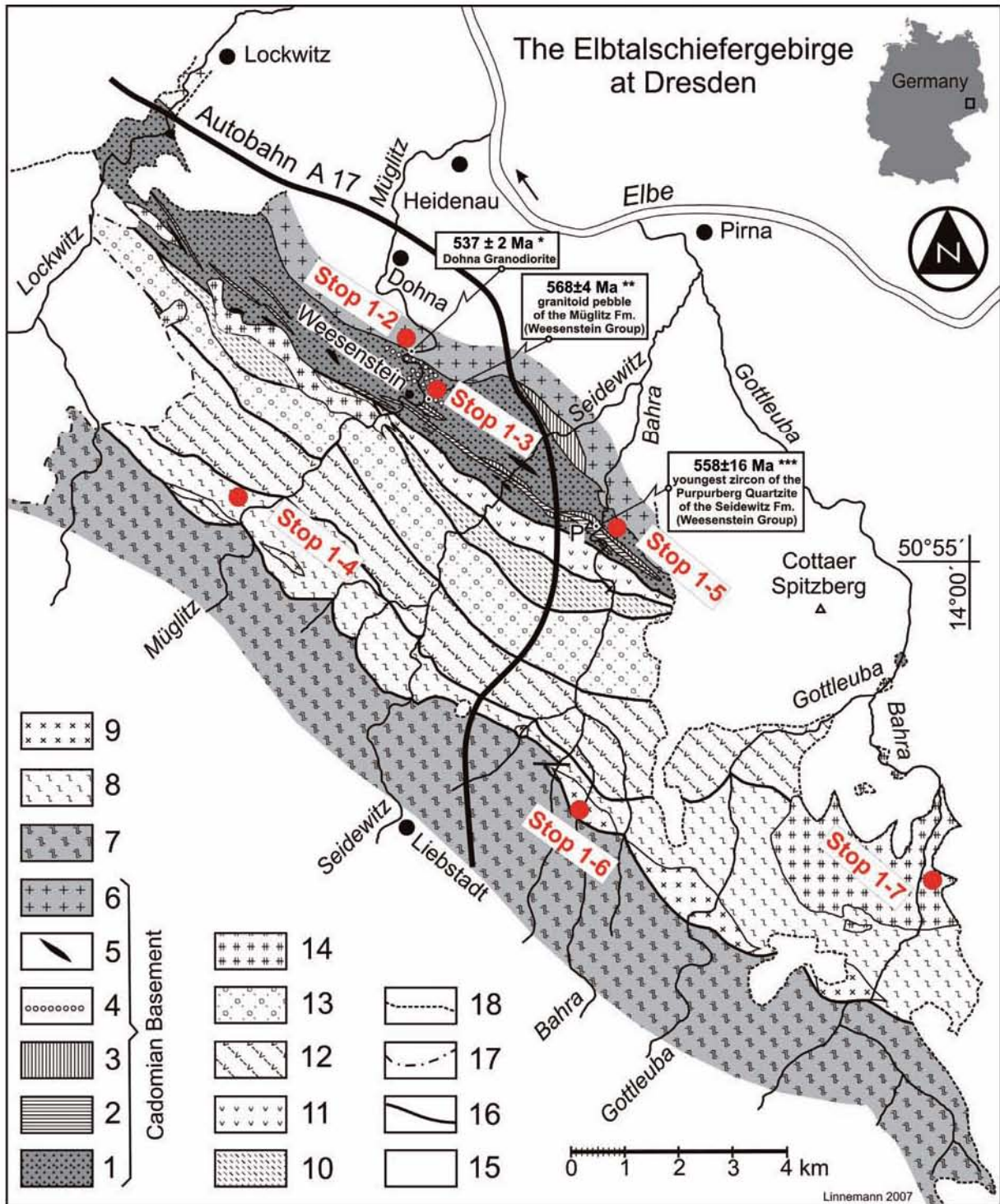


Fig. 21.

Fig. 21: Geological map of the Elbtalschiefergebirge at Dresden that is a schist belt within the Variscan dextral shear zone system of the Elbe Zone (from LINNEMANN *et al.* 2008b on base of PIETZSCH 1917, LINNEMANN 1991, KURZE *et al.* 1992).

Ages are taken from: *-LINNEMANN & JEFFRIES in LINNEMANN *et al.* 2008b, U-Pb on single zircons by LA-ICP-MS, **-LINNEMANN *et al.* 2000, Pb-Pb evaporation age on single zircons, *** - LINNEMANN *et al.* 2007, U-Pb on single zircons by LA-ICP-MS.

- 1-Weesenstein Group containing the older Seidewitz Formation including the Purpurberg Quartzite and the younger Müglitz Formation (Ediacaran),
- 2-Purpurberg Quartzite and its equivalents (Seidewitz Formation, Weesenstein Group, Ediacaran),
- 3-Quartz schists often under- and overlying the Purpurberg Quartzite (Seidewitz Formation, Weesenstein Group, Ediacaran),
- 4-Isolated pebbles and conglomerates most probable glaciomarine in origin (Müglitz Formation, Weesenstein Group, Ediacaran),
- 5-Metabasalts (Weesenstein Group, Ediacaran),
- 6-Dohna Granodiorite (Early Cambrian),
- 7-Cadomian metasediments of the Erzgebirge Block overprinted under upper greenschist to amphibolite facies conditions during Variscan orogenic processes,
- 8-Ordovician, Silurian and Devonian metasediments and volcanic rocks of the Elbtalschiefergebirge overprinted under greenschist facies conditions during Variscan orogenic processes (so-called "Phyllitic unit" of the Elbe Zone or Mühlbach-Nossen Group),
- 9-Ordovician granite (Tourmaline Granite, 485 ± 6 Ma, LINNEMANN *et al.* 2000),
- 10-Lower Carboniferous metasediments of the Elbtalschiefergebirge overprinted under greenschist facies conditions during Variscan orogenic processes,
- 11-Devonian volcano-sedimentary complex of the Elbtalschiefergebirge overprinted under greenschist facies conditions during Variscan orogenic processes,
- 12-Devonian "diabase-limestone series" of the Elbtalschiefergebirge overprinted under greenschist facies conditions during Variscan orogenic processes,
- 13-Lower Carboniferous siliciclastic flysch deposits of the Elbtalschiefergebirge overprinted under greenschist facies conditions during Variscan orogenic processes,
- 14-Variscan (Lower Carboniferous) granitoids of Meissen and Markersbach,
- 15-Permian and younger sedimentary cover,
- 16-major faults and dextral shear zones of the Elbtalschiefergebirge originated during Variscan orogenic processes,
- 17-Limit of Permian (Rotliegend) sedimentary rocks,
- 18-Limit of Cretaceous (Cenomanian-Turonian) sedimentary rocks,
- P-Top of the Purpurberg Mtn., type locality for the Cadomian Purpurberg Quartzite (LINNEMANN 1991).

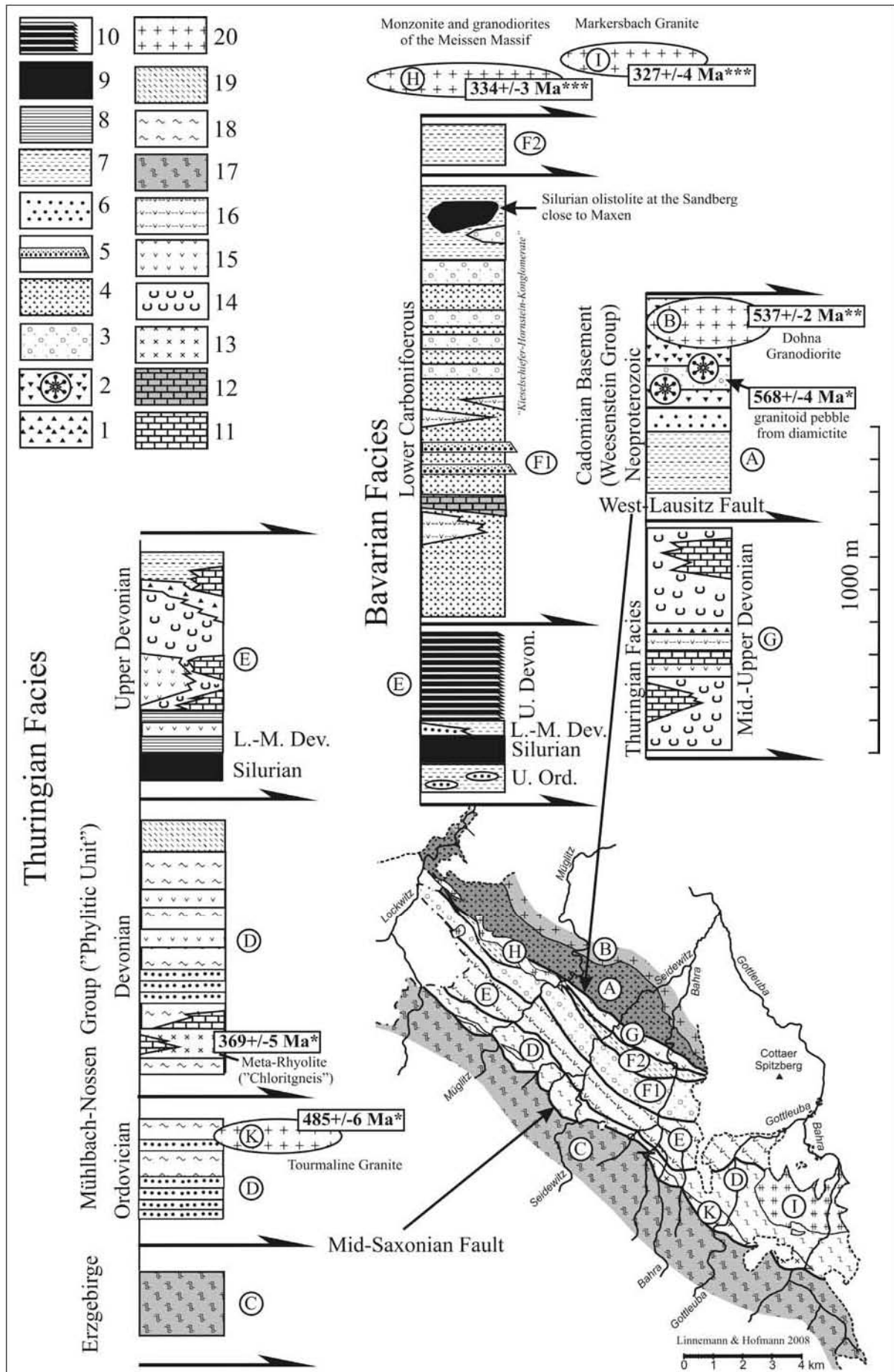


Fig. 22

Fig. 22: Lithological columns of the tectonic slices in the Elbtalschiefergebirge of the Elbe Zone at Dresden showing elements of both the Thuringian and the Bavarian Facies (modified after PIETZSCH 1917, LINNEMANN 1994 and HOFMANN et al. 2008). Inset showing a rough map from the area with the positions of each tectonostratigraphic unit (for a detailed map of the Elbtalschiefergebirge see Fig. IV-21. Capital letters indicate the location of each unit in the map. Geochronological ages: * - Pb-Pb (GEHMUCH 2003), ** - U-Pb-LA-ICPMS (LINNEMANN et al. 2008b), *** - U-Pb-LA-ICPMS (HOFMANN et al. 2008b)

1 – greywackes, 2 – glaciomarine diamictites, 3 – conglomerates and debris flow deposits, 4 – distal and thin-bedded greywacke-mudstone turbidites, 5 – thick-bedded greywacke turbidites, 6 – quartzites and sandstones, 7 – schists, 8 – tuffitic schists, 9 – black shales and cherts, 10 – pale grey, reddish, green and black radiolarites (biogene cherts), 11 – limestones and marbles, 12 – turbiditic fossiliferous limestones, 13 – meta-rhyolite (chloritic gneiss, "Chloritgneiss"), 14 – diabase, diabase tuffs, and pillow lavas (often deformed), 15 – meta-basalts, 16 – keratophyres and keratophyr tuffs, 17 – gneisses of the Erzgebirge (Neoproterozoic protolithes), 18 – phyllites, 19 – phyllitic schists, 20 – granitoids.

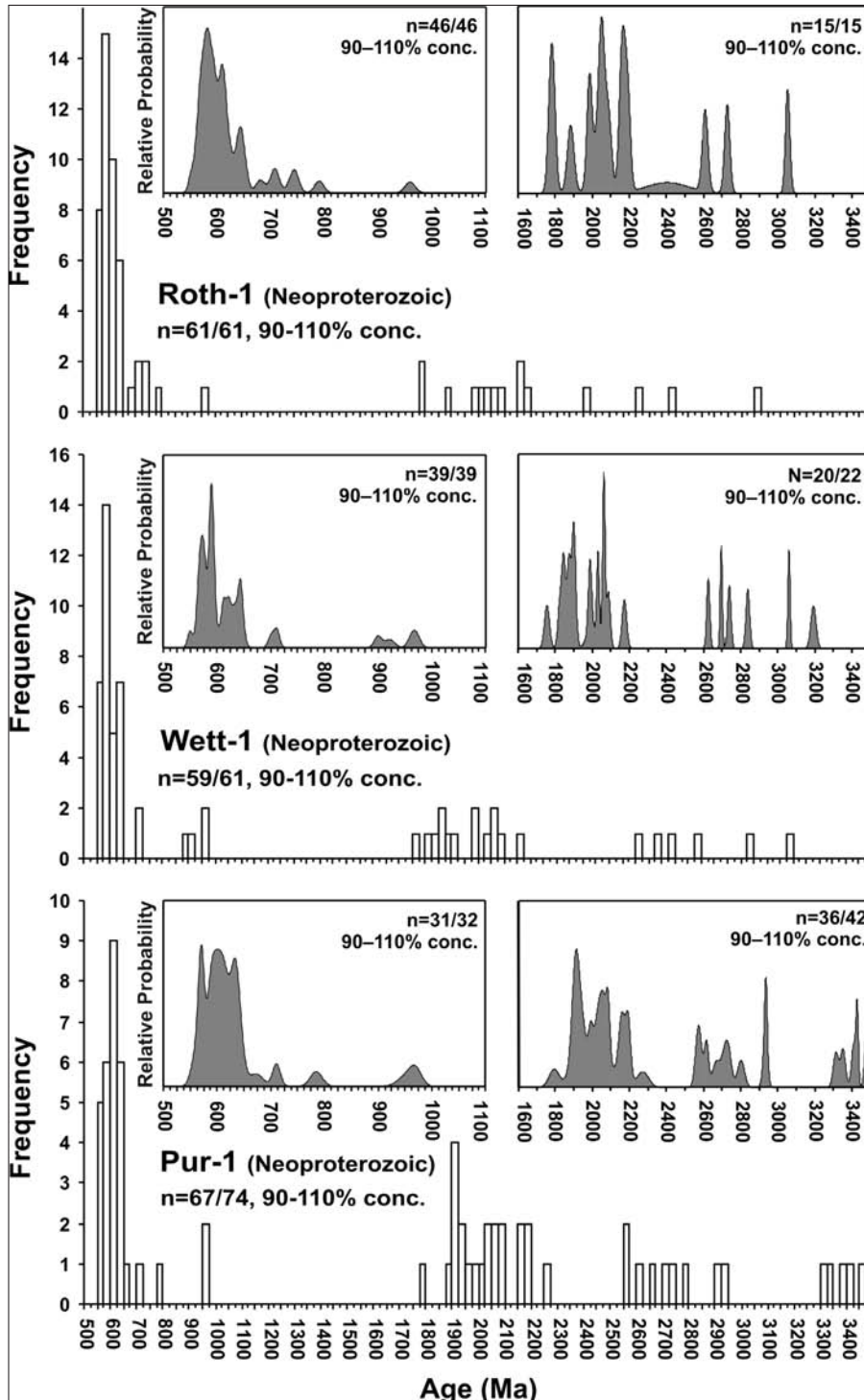


Fig. 23: Binned frequency and probability density distribution plots of detrital zircon grains from Late Neoproterozoic (Ediacaran) sandstones of the Saxo-Thuringian zone (from LINNEMANN et al. 2007).

Pur 1 – Purpurberg Quartzite, Weesenstein Group, Elbe Zone; Wett 1 – greywacke from a Cadomian retro-arc basin, Wetterberg, Lausitz Group, Lausitz Block;

Roth 1 – greywacke from a Cadomian back-arc basin, drill core near Bad Liebenwerda, Rothstein Formation, Torgau-Doberlug Syncline;

n = number of analyses with less than 10% discordance / total number of analyzed grains.

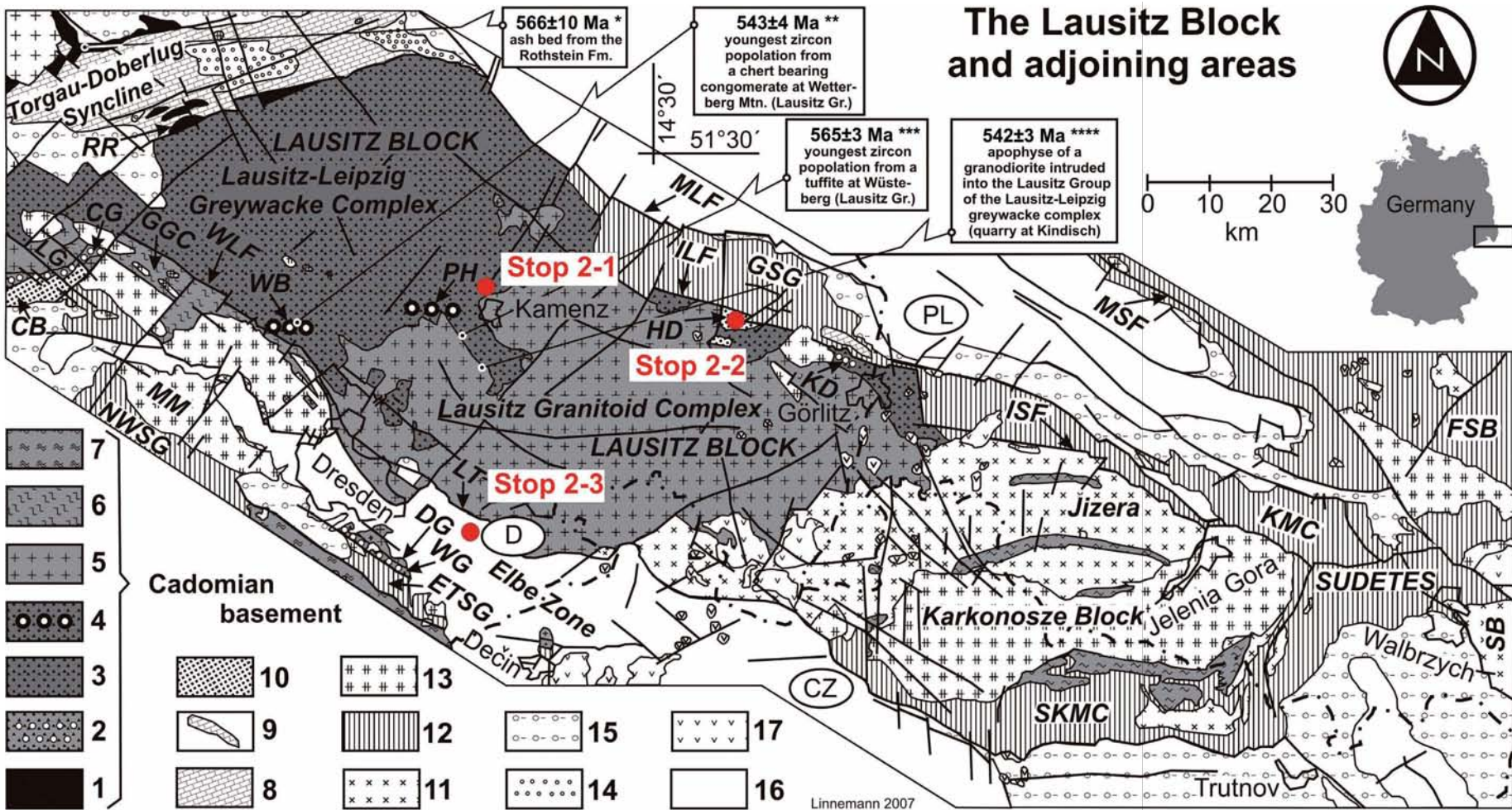


Fig. 24: Geological map of the Cadomian Basement of the Lausitz Block (Saxo-Thuringian Zone) including deposits of the Lausitz-Leipzig Greywacke Complex (latest Ediacaran to Early Cambrian), Early Cambrian intrusions of the Lausitz Granitoid Complex, and geological units of adjoining areas (from LINNEMANN *et al.* 2008b at the base of KOZDRÓJ *et al.* 2001, LINNEMANN & SCHAUER 1999, LINNEMANN & ROMER 2002).

Geochronological ages are taken from: *-BUSCHMANN *et al.* 2001 (SHRIMP U-Pb), **-LINNEMANN *et al.* 2007 (U-Pb on single zircons by LA-ICP-MS), ***-LINNEMANN *et al.* 2000 (Pb-Pb evaporation age on single zircons), ****-LINNEMANN, McNAUGHTON, DROST, GEHMLICH, TONK - unpublished data (SHRIMP U-Pb) 1-Rothstein Formation (Ediacaran, c. 566 Ma) with sedimentary deposits, black cherts, and volcanic rocks from a Cadomian back-arc basin in the Torgau-Doberlug Syncline,

2-Diamictites intercalated with Ediacaran passive margin deposits (greywackes, quartzites, quartz shists, shales) of the Weesenstein Group (Elbe Zone) and the Clanzschwitz Group (North Saxon Anticline). At Kunnersdorf near Görlitz, there is a small diamictite occurrence in the Lausitz Block.

3-Lausitz Group, consisting of monotonous greywacke-schist turbidites that formed in the setting of a retro-arc or foreland basin, respectively (latest Ediacaran to earliest Cambrian),

4-Microconglomerate intercalated into the Lausitz Group and mainly composed by fragments of black chert,

5-Early Cambrian intrusions of granodiorites, granites, diorites, and tonalites of the Lausitz Granitoid Complex and adjoining areas (c. 540 to 530 Ma),

6-Late Ediacaran sedimentary rocks and Early Cambrian granitoid intrusions often strongly sheared and metamorphosed under upper greenschist to amphibolite facies conditions,

7- Late Ediacaran sedimentary rocks strongly sheared and metamorphosed under upper greenschist to amphibolite facies conditions (units of the Erzgebirge Block bordering on the Elbe Zone),

8-Lower to Middle Cambrian deposits,

9-Lower Cambrian as a few gigantic blocks in a Lower Carboniferous wild flysch deposit,

10-Lower Ordovician high mature conglomerates, sandstones, and shales (Tremadoc),

11-Lower Ordovician granitoids (c. 490 to 480 Ma),

12-Cambro-Ordovician, Silurian, and Lower Carboniferous sedimentary rocks and volcano-sedimentary complexes affected by the Variscan Orogeny (not subdivided),

13-Variscan granitoid intrusions (c. 335-300 Ma),

14-Variscan early molasse in the (Late Viséan) Torgau-Doberlug Syncline,

15-Molasse deposits and volcanic rocks in Upper Carboniferous and Lower Permian basins,

16-Meso- and Cenozoic cover rocks,

17-Tertiary basalts,

CG-Clanzschwitz Group (Ediacaran),

LG-Laas Granodiorite (Early Cambrian),

WG-Weesenstein Group (Ediacaran),

DG-Dohna Granodiorite (Early Cambrian),

GGC-Großenhain Gneiss Complex originated from Cadomian Basement rocks containing Ediacaran paragneisses and Early Cambrian orthogneisses,

RR-Rothstein Rock (type area of the Rothstein Formation, Ediacaran),

KD-roadcut near the village of Kunnersdorf (occurrence of a diamictite, Lausitz Group, Ediacaran),

WB-Wetterberg Mtn. with a quarry near the village Ebersbach (occurrence of a microconglomerate containing black cherts, Lausitz Group, Ediacaran),

PH-village Petershain (occurrence of a microconglomerate containing black cherts, Lausitz Group, Ediacaran),

CB-Collmberg Mtn. (type area of the Collmberg Formation, Tremadoc),

HD-Area of the Hohe Dubrau (type area of the Dubrau Formation, Tremadoc),

NWSG-Nossen-Wilsdruff-Schiefergebirge (Variscan schist belt, part of the complex dextral shear zone system of the Elbe Zone),

ETSG-Elbtalschiefergebirge (Variscan schist belt, part of the complex dextral shear zone system of the Elbe Zone),

GSG-Görlitz-Schiefergebirge (Variscan wildflysch complex bordering to the north of the Lausitz Block),

SKMC-South Karkonosze Metamorphic Complex,

KMC-Kaczawa Metamorphic Complex,

FSB-Fore Sudetic Block,

SB-Sowie Mts. Block,

MM-Meißen Massif (Variscan complex of granitoids, ca. 335 – 330 Ma),

WLF-West Lausitz Fault,

LT-Lausitz Thrust,

MLF-Main Lausitz Fault,

ILF-Intra Lausitz Fault,

ISF-Intra Sudetic Fault,

MSF-Marginal Sudetic Fault.

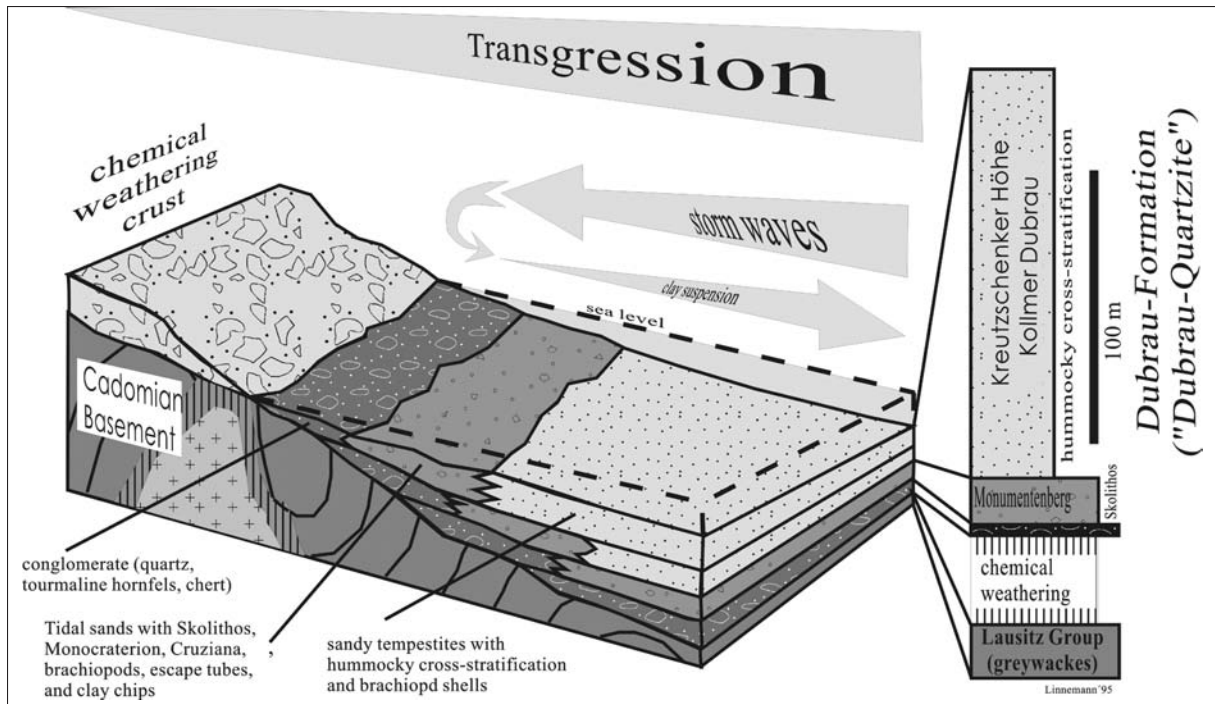


Fig. 25: A reconstruction of the transgression of the Cadomian basement during the Lower Ordovician (Tremadoc) under consideration of the geological situation at the Monumentenberg and the Hohe Dubrau near Groß-Radisch (Lausitz Antikline) (from LINNEMANN & BUSCHMANN 1995b).

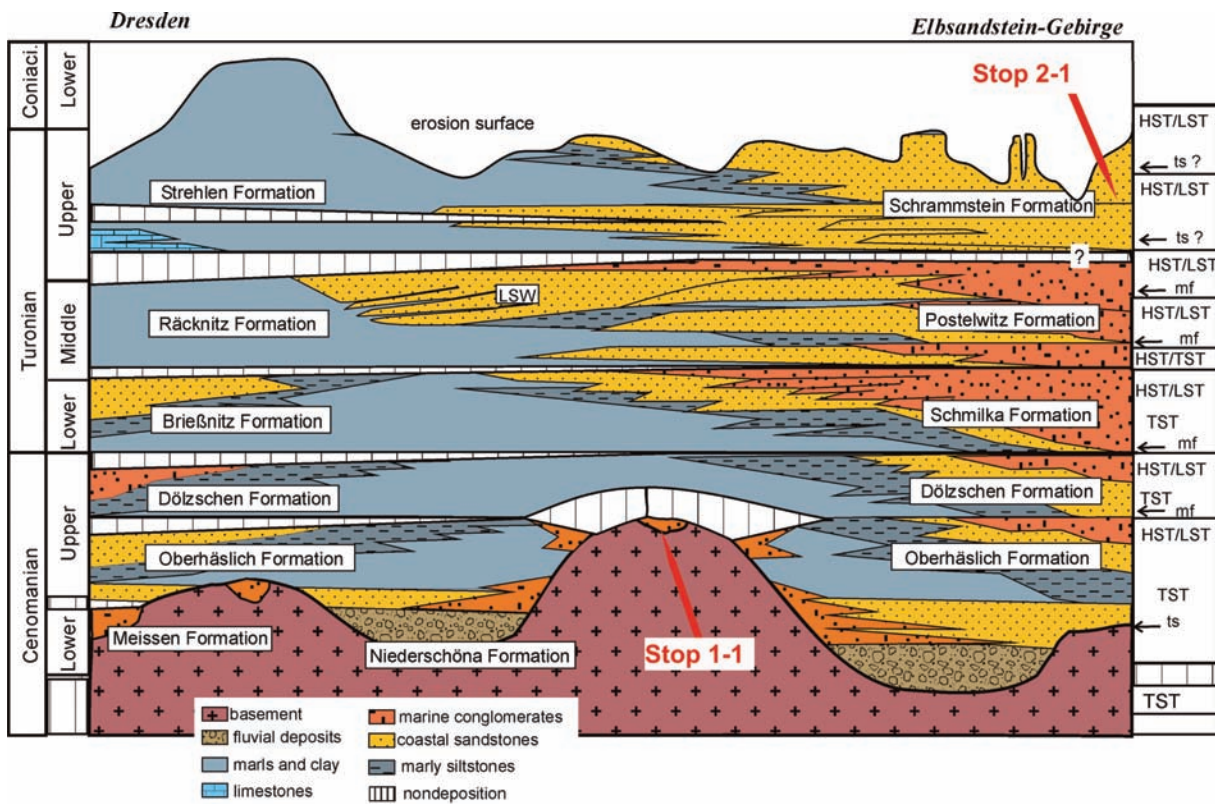


Fig. 26: Schematic lithostratigraphy and facies pattern of the Upper Cretaceous in the Elbe Zone at Dresden (provided by TH. "Tovo" VOIGT, Jena, unpublished).

Stop 1.4: Old marble mine at Mühlbach

Elbe Zone (Elbtalschiefergebirge), Foliated Marbles, Mühlbach-Nossen Group

Upper Devonian, 369±5 Ma

Field guides: ULF LINNEMANN & MANDY HOFMANN

In the old marble underground mine of Mühlbach tectonic features such as fault mirrors and slickensides are exposed which demonstrate the Variscan strike-slip movements along the Elbe Zone. A meta-rhyolite (“Chloritgneis”) underlying the marbles shows a protolith age of 369±5 Ma (Pb-Pb, GEHMLICH 2003).

Stop 1.5: Hallstein in the Bahratal

Elbe Zone (Elbtalschiefergebirge), Purpurberg Quartzite, Weesenstein Group

Cadomian basement (Late Neoproterozoic), < 558±16 Ma

Field guides: ULF LINNEMANN & MANDY HOFMANN

The Hallstein in the valley of the small river Bahra is a cliff where the Purpurberg Quartzite is exposed. The quartzite is a high mature and a passive margin deposit of the Weesenstein Group and is interpreted to as the passive margin of a Cadomian back-arc basin (LINNEMANN et al. 2007). The ages of detrital zircon are given in Fig. 23 and show a West African provenance. The youngest zircon is 558±16 Ma.

Stop 1.6: Valley of Wingendorf near Friedrichwalde-Ottendorf

Elbe Zone (Elbtalschiefergebirge), mylonitized Tourmaline Granite

Lower Ordovician (deformation is Variscan), 485±6 Ma

Field guides: ULF LINNEMANN & MANDY HOFMANN

At a cliff in the valley of Wingendorf a mylonitized tourmaline granite is exposed. The protolith age is 485±6 Ma (Pb-Pb, GEHMLICH 2003). Mylonitization and subhorizontal slickensides are Variscan and related to the dextral strike-slip along the Elbe Zone.

Stop 1.7: Markersbach

Elbe Zone (Elbtalschiefergebirge), Markersbach Granite

Lower Carboniferous, 327±4 Ma

Field guides: MANDY HOFMANN & ULF LINNEMANN

The Markersbach Granite intruded into the Elbe Zone at 327±4 Ma when Variscan strike-slip movements were finished. The granite cross-cuts all tectonic structures like faults and cleavages.

Day 2 (04 – 10 – 2009, Lausitz Block)**Stop 2.1: Herrental valley in the city of Kamenz**

Lausitz Block, greywacke turbidites of the Lausitz Group

Lateest Neoproterozoic-Earliest Cambrian (Cadomian basement), < 545±3 Ma

Field guides: ULF LINNEMANN & MANDY HOFMANN

In the Herrental valley monotonous and flysch-like turbiditic greywackes of the Lausitz Group occur. Due to the youngest zircons the maximum age of sedimentation is 545±3 Ma (LINNEMANN et al. 2007). The greywackes of the Lausitz Group are interpreted to as the filling of a Cadomian retro-arc basin (LINNEMANN et al. 2007). Age pattern of detrital zircon grains are given in Fig. 23 and show a West African provenance.

Stop 2.2: Hohe Dubrau near Groß-Radisch

Lausitz Block, Dubrau Quartzite of the Dubrau Formation

Lower Ordovician, ~485 Ma

Field guides: ULF LINNEMANN & MANDY HOFMANN

The Dubrau Quartzite is the basal part of the Lower Ordovician overstep-sequence that overlies the Cadomian basement of the Lausitz Block. The shallow marine sedimentation regime (Fig. 25) is indicated by hummocky cross-stratification (HCS) and a variety of trace fossils like *Skolitos sp.*, *Monocraterion sp.*, and *Cruziana sp.* (LINNEMANN & BUSCHMANN 1995a). The Dubrau Quartzite is an equivalent of the *Grés Armorican* of France and Iberia. Detrital zircons demonstrate a West African provenance.

Stop 2.3: Bastei near Stadt-Wehlen

Elbe Zone, Upper Cretaceous (Turonian to Coniacian)

Final scenic stop

Field guides: ULF LINNEMANN & MANDY HOFMANN

The Bastei near Stadt-Wehlen is a spectacular Canyon landscape of Upper Cretaceous sandstones of the Elbsandsteingebirge in the west of Dresden and Pirna. The visit is an absolute must if you visit Saxony. Lithostratigraphy and facies pattern are given in Figure IV-26. In general, the Upper Cretaceous sandstones represent the fill of a half-graben that was developed along the Elbe Zone due to Mesozoic reactivation of the crust.

References

- ANTHES, G. & REISCHMANN, T. (2001): Timing of granitoid magmatism in the eastern mid-German crystalline rise. – *J. Geodynamics*, 31: 119-143; Oxford.
- BANKWITZ, P., BANKWITZ, E., KRAMER, W. & PIN, C. (1992): Early Paleozoic bimodal volcanism in the Vesser area, Thuringian Forest, eastern Germany. – *Zbl. Geol. Paläont.* Teil I, 9/10: 1113-1132; Stuttgart..
- BAUSCH VAN BERTSBERGH, J.W. (1940): Richtungen der Sedimentation in der Rheinischen Geosynklinale. – *Geol. Rdsch.*, 31: 328-364; Stuttgart.
- BUSCHMANN, B. (1995): Geotectonic facies analysis of the Rothstein Formation (Neoproterozoic, Saxothuringian Zone, east Germany). Unpublished. – PhD thesis TU Bergakademie Freiberg, 1-122; Freiberg.
- BUSCHMANN, B., NASDALA, L., JONAS, P., LINNEMANN, U., & GEHMLICH, M. (2001): SHRIMP U-Pb dating of tuff-derived and detrital zircons from Cadomian marginal basin fragments (Neoproterozoic) in the northeastern Saxothuringian Zone (Germany). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*: 321-342; Stuttgart.
- DÖRR, W., FIALA, J., VEJNAR, Z. & ZULAUF, G., (1998): U-Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). – *Geol. Rdsch.*, 87: 135-149; Stuttgart.
- DÖRR, W., ZULAUF, G., FIALA, J., FRANKE, W. & VEJNAR, Z. (2002): Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá-Barrandian unit – an correlation of U-Pb isotopic-dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). – *Tectonophysics*, 352: 65-85; Amsterdam.
- DROST, K., LINNEMANN, U. et al. (2004): New Data on the Neoproterozoic-Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcano-sedimentary successions: geochemistry, U-Pb zircon ages and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). – *Int. J. Earth Sci.*, 93: 742-757; Berlin.
- ELICKI, O. (1997): Biostratigraphic data of the German Cambrian - present state of knowledge. – *Freiberger Forsch.-H.*, C 466: 155-165; Freiberg.
- FINGER, F., HANŽL, P., PIN, C., VON QUADT, A. & STEYRER, H.P. (2000): The Brunovistulian: Avalonian Precambrian sequence at the eastern Bohemian Massif: speculations on palinsplastic reconstruction. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (eds): *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt.* – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 103-113; London.
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse - abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum, *Geotekt. Forsch.*, 68: 1-253; Stuttgart.
- FRIEDL, G., FINGER, F., PAQUETTE, J.L., VON QUADT, A., MCNAUGHTON, N. J. & FLETCHER, I. R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. – *Int. J. Earth Sci.*, 93: 802-823; Berlin.
- GEBAUER, D. & FRIEDL, G. (1994): A 1.38 Ga protolith age for the Dobra orthogneiss (Moldanubian Zone of the Southern Bohemian Massif, NE-Austria): Evidence from ion-microprobe (SHRIMP) dating of zircon. – Abstract for: Evolution of Variscan (Hercynian) and comparable Palaeozoic orogenic belts. Prague, February 17-19. – *J. Czech Geol. Soc.*, 39 (1): 34-35; Prague.
- GEHMLICH, M. (2003): Die Cadomiden und Varisziden des Saxothuringischen Terranes - Geochronologie magmatischer Ereignisse. – *Freiberger Forsch.-H.*, 500: 1-129; Leipzig.
- HAMMER, J. (1996): Geochemie und Petrogenese der cadomischen und spätvariszischen Granitoide der Lausitz. – *Freiberger Forsch.-H.*, C 463: 107; Leipzig.
- HAMMER, J., EIDAM, J., RÖBER, B. & EHLING, B.-C. (1999): Prävariscischer und variscischer granotoider Magmatismus am NE-Rand des Böhmisches Massivs – Geochemie und Petrogenese. – *Z. Geol. Wiss.*, 27: 401-415; Berlin.
- HERBOSCH, A. & VERNIERS, J. (2002): The Lower Palaeozoic stratigraphy and sedimentology of the Brabant Massif in the Dyle and Orneau Valleys and of the Condroz Inlier at Fosses: An Excursion Guidebook. – *Geol. Belgica*, 5 (3/4):71-143; Brussels.
- HOFMANN, M., LINNEMANN, U., GERDES, A., ULLRICH, B. & SCHAUER, M. (2009, in press): Closure of the Rheic Ocean and the final pulse of the Variscan Orogeny in the Bohemian Massif – Timing of large-scale strike-slip processes and basement exhumation by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating from the Elbe Zone (Saxo-Thuringian Zone, Germany). – *Geol. Soc. London, Spec. Pap.*, ; London.
- JOLIVET, L.M., FOURNIER, P., HUCHNON, V.S., ROZHDESTVENSKIY, K.F.S. & OSCORBIN, L.S. (1992): Cenozoic intracontinental dextral motion in the Okhotsk-Japan Sea region. – *Tectonics*, 11: 968-977; Washington..
- KEMNITZ, H., ROMER, R.L. & ONCKEN, O. (2002): Gondwana breakup and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe). – *Geol. Rdsch.*, 91: 246-259; Stuttgart.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – *Abh. Sächs. Geol. L.-A.*, 1: 1-349; Leipzig.
- KRONER, U., HAHN, T., ROMER, R.L. & LINNEMANN, U. (2007): The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone-heterogenous overprint of Cadomian / Palaeozoic peri-Gondwana crust. – In: LINNEMANN, U., NANCE, R.D., KRAFT, P. & ZULAUF, G. (eds): *The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision.* – *Geol. Soc. America, Spec. Pap.*, 423: 153-172; Boulder, Colorado.
- KURZE, M., LINNEMANN, U. & TRÖGER, K.-A. (1992): Weesensteiner Gruppe und Altpaläozoikum in der Elbtalzone (Sachsen). – *Geotekt. Forsch.*, 77: 101-167; Stuttgart.
- LINNEMANN, U. (1991): Glazieostatisch kontrollierte Sedimentationsprozesse im Oberen Proterozoikum der Elbezone (Weesensteiner Gruppe/Sachsen). – *Zbl. Geol. Paläont.* Teil I, 12: 2907-2934, Stuttgart.
- LINNEMANN, U. (1994): Geologischer Bau und Strukturentwicklung der südlichen Elbezone. – *Abh. Staatl. Museum Mineralogie & Geologie Dresden*, 40: 7-36; Dresden.
- LINNEMANN, U. & BUSCHMANN, B. (1995a): Der Nachweis der cadomischen Diskordanz in einer Tiefenbohrung bei Gera und deren Bedeutung für das proterozoisch-paläozoische Standardprofil im Schwarzburger Antiklinorium. – *Geowis. Mitt. Thüringen*, 3: 1-11; Jena.
- LINNEMANN, U. & HEUSE, T. (1998): Introduction to the Pre-Symposium Excursion (part III): The Ordovician of the

- Schwarzburg Anticline (Saxo-Thuringian Terrane): biostratigraphy and sea level fluctuations. – In: LINNEMANN, U. & HEUSE, Th. (Eds.). *Pre-Variscan Terrane Analysis of Gondwanan Europe*. – Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, 9: 16-29; Dresden.
- LINNEMANN, U. & HEUSE, T. (2000): The Ordovician of the Schwarzburg Anticline: Geotectonic setting, biostratigraphy and sequence stratigraphy (Saxo-Thuringian Terrane, Germany). – *Z. dt. Geol. Ges.*, 151: 471-491; Stuttgart.
- LINNEMANN, U. & SCHAUER, M. (1999): Die Entstehung der Elbezone vor dem Hintergrund der cadomischen und variszischen Geschichte des Saxothuringischen Terranes - Konsequenzen aus einer abgedeckten geologischen Karte. – *Z. Geol. Wiss.*, 27: 529-561; Berlin.
- LINNEMANN, U., GEHMLICH, M., TICHOMIROVA, M., BUSCHMANN, B., NASDALA, L., JONAS, P., LÜTZNER, H. & BOMBACH, K. (2000): From Cadomian subduction to Early Paleozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 179: 131-153; London.
- LINNEMANN, U. & ROMER, R.L. (2002): The Cadomian Orogeny in Saxo-Thuringia, Germany: geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic characterisation of marginal basins with constraints to geotectonic setting and provenance. – *Tectonophysics*, 352: 33-64; Amsterdam.
- LINNEMANN, U. (ed.) (2004): *Das Saxothuringikum: Abriss der präkambrischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen*. – *Geol. Saxon.*, 48/49: 1-159; Dresden.
- LINNEMANN, U., MCNAUGHTON, N.J., ROMER, R.L., GEHMLICH, M., DROST, K. & TONK, C. (2004): West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U-Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. – *Int. J. Earth Sci.*, 93: 683-705; Berlin.
- LINNEMANN, U., GERDES, A., DROST, K. & BUSCHMANN, B. (2007): The continuum between Cadomian Orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, NE Bohemian Massif, Germany). – In: LINNEMANN, U., NANCE, R.D., KRAFT, P. & ZULAUF, G. (eds.): *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. – *Geol. Soc. America, Spec. Pap.*, 423: 61-96; Boulder, Colorado.
- LINNEMANN, U., PEREIRA, F., JEFFRIES, T.E., DROST, K. & GERDES, A. (2008): The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). – *Tectonophysics*, 461: 21-43; Amsterdam. doi:10.1016/j.tecto.2008.05.002.
- LINNEMANN, U., D'LEMOIS, R., DROST, K., JEFFRIES, T., GERDES, A., ROMER, R.L., SAMSON, S. D. & STRACHAN, R. (2008b): The Cadomian Orogeny. In: McCANN, T. (ed): *The Geology of Central Europe*. – *Geol. Soc. London, London*, 103-154; London.
- MARTÍNEZ, S.S., ARENAS, R., GARCÍA, F.D., MARTÍNEZ CATALAN, J.R., GÓMEZ-BARREIRO, J. & PEARCE, J.A. (2007): Careón ophiolite, NW Spain: Suprasubduction zone setting for the youngest Rheic Ocean floor. – *Geology*, 35: 53-56; Boulder, Colorado.
- MASSONNE, H.-J. (1998): A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution. – 7th International Kimberlite Conference, Abstracts, 552-554; Cape Town.
- MATTERN, F. (1996): The Elbe Zone at Dresden – a Late Paleozoic pull-apart intruded shear zone. – *Z. dt. Geol. Ges.*, 147: 57-80; Stuttgart.
- MAZUR, S., TURNIAK, K. & BRÖCKER, M. (2004): Neoproterozoic and Cambro-Ordovician magmatism in the Variscan Klodzko Metamorphic Complex (West sudets, Poland): new insights from U-Pb zircon dating. – *Int. J. Earth Sci.*, 93: 758-772; Berlin.
- MINGRAM, B. (1998): The Erzgebirge, Germany – a subducted part of northern Gondwana: geochemical evidence for repetition of early Palaeozoic metasedimentary sequences in metamorphic thrust units. – *Geol. Mag.*, 135: 785-801, Cambridge.
- MURPHY, J.B., PISAREVSKY, S.A., NANCE, R.D. & KEPPIE, J.D. (2004): Neoproterozoic Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwana connections. – *Int. J. Earth Sci.*, 93: 659-682; Berlin.
- NANCE, R.D. & MURPHY, J.B. (1994): Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. – *Geology*, 22: 617-620; Boulder, Colorado.
- NANCE, R.D. & MURPHY, J.B. (1996): Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian-Cadomian and related terranes in the circum-North Atlantic. – In: NANCE, R.D. & THOMPSON, M.D. (eds.): *Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic*. – *Geol. Soc. America, Spec. Publ.*, 304: 333-346; Boulder, Colorado.
- NANCE, R.D., MURPHY, J.B. & KEPPIE, J.D. (2002): A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. – *Tectonophysics*, 352: 11-31; Amsterdam.
- NASDALA, L., WENZEL, T., PIDGEON, R.T. & KRONZ, A. (1999): Internal structures and dating of complex zircons from Meissen Massif monzonites, Saxony. – *Chem. Geol.*, 159: 331-341; Amsterdam.
- PIETZSCH, K. (1917): *Das Elbtalschiefergebiet südwestlich von Pirna*. – *Z. dt. Geol. Ges.*, 69: 177-286; Berlin.
- PIETZSCH, K. (1927): *Der Bau des erzgebirgisch-lausitzer Grenzgebietes*. – *Abh. Sächs. Geol. L.-A.*, 2; Leipzig.
- SCOTESE, C.R., BOUCOT, A.J. & MCKERROW, W.S. (1999): Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. – *J. African Earth Sci.*, 28: 99-114; Oxford.
- TEIPEL, U., EICHHORN, R., LOTH, G., ROHRMÜLLER, J., HÖLL, R. & KENNEDY, A. (2004): U-Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayrischer Wald, Germany): Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism. – *Int. J. Earth Sci.*, 93: 782-801; Berlin.
- TICHOMIROVA, M., BERGER, H.J., KOCH, E.A., BELYATSKI, V., GÖTZE, J., KEMPE, U., NASDALA, L. & SCHALTEGGER, U. (2001): Zircon ages of high-grade gneisses in the Eastern Erzgebirge (Central European Variscides) - constraints on

- origin of the rocks and Precambrian to Ordovician magmatic events in the Variscan foldbelt. – *Lithos*, 56: 303-332; Amsterdam.
- TICHOMIROVA, M. (2003): Die Gneise des Erzgebirges – hochmetamorphe Äquivalente von neoproterozoisch-frühpaläozoischen Grauwacken und Granitoiden der Cadomiden. – *Freiberger Forsch.-H.*, C495: 1-222; Leipzig.
- TORSVIK, T.H. & REHNSTRÖM, E.F. (2002): The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docking. – *Tectonophysics*, 362: 67-82; Amsterdam.
- VENERA, Z., SCHULMANN, K. & KRÖNER, A. (2000): Intrusion within a transitional tectonic domain: the Cistá granodiorite (Bohemian Massif) – structure and rheological modelling. – *J. Struct. Geol.*, 22: 1437-1454; Oxford.
- WENDT, J. I., KRÖNER, A., FIALA, J. & TODT, W. (1993): Evidence from zircon dating for existence of approximately 2.1 Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic. – *Geol. Rdsch.*, 82: 42-50; Stuttgart.
- WERNICKE, B. (1985): Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. – *Canadian J. Earth Sci.*, 22: 108-125;
- WINCHESTER, J.A. & The PACE TMR Network Team (2002): Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. – *Tectonophysics*, 360: 5-21; Amsterdam.
- WINCHESTER, J.A., PHAROAH, T.C., VERNIERS, J., JOANE, D., SEGHEDI, A. (2006): Palaeozoic accretion of Gondwana-derived terranes to the East European Craton: recognition of detached terrane fragments dispersed after collision with promontories. In: GEE, D.G. & STEPHENSON, R.A. (eds.). *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc. London, Mem., 32, 323-332; London.
- ZEH, A. (1996): Die Druck-Temperatur-Deformations-Entwicklung des Ruhlaer Kristallins (Mitteldeutsche Kristallinzone). – *Geotek. Forsch.*, 86: 1-214; Stuttgart.
- ZEH, A. & WUNDERLICH, J. (2003): Mitteldeutsche Kristallinzone. – SEIDEL, G. (ed.): *Geologie von Thüringen*, 24-51; Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- ZEH, A. & WUNDERLICH, J. (2003): Mitteldeutsche Kristallinzone (MKZ). – SEIDEL, G. (ed.): *Geologie von Thüringen*, 24-52; Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- ZEH, A., WILLIAMS, I.S., BRÄTZ, H. & MILLAR, I.L. (2003): Different age response of zircon and monazite during the tectono-metamorphic evolution of a high grade paragneiss from the Ruhla Crystalline Complex, Central Germany. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 145: 691-706; Berlin.
- ZEH, A., GERDES, A., WILL, T.M., MILLAR, I.L. (2005): Provenance and Magmatic-Metamorphic Evolution of a Variscan Island-arc Complex: Constraints from U-Pb dating, Petrology, and Geospeedometry of the Kyffhäuser Crystalline Complex, Central Germany. – *J. Petrol.*, 46: 1393-1420; Oxford.
- ZELÄZNIOWICZ, A., DÖRR, W. et al. (2004): The eastern continuation of the Cadomian orogen: U-Pb zircon evidence from Saxo-Thuringian granitoids in south-western Poland and the northern Czech Republic. *Int. J. Earth Sci.*, 93: 773-781; Berlin.
- ZULAUF, G., DÖRR, W., FIALA, J. & VEJNAR, Z. (1997): Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). – *Geol. Rdsch.*, 86: 571-584; Stuttgart.

WILMSEN, M., NIEBUHR, B. (2009): Die Kreide der Elbtalzone. – In: LANGE, J.-M., LINNEMANN, U. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): GeoDresden2009. Geologie der Böhmisches Masse – Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas, 161. Jahrestagung Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, 30.09.-02.10.2009 in Dresden. Exkursionsführer. –Exkurs.f. und Veröffl. DGG, 241: S. 199 - 218, 19 Abb.; Hannover.

Die Kreide der Elbtalzone

MARKUS WILMSEN¹, BIRGIT NIEBUHR²

¹ Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Sektion Paläozoologie, Königsbrücker Landstr. 159, D-01109 Dresden, markus.wilmsen@senckenberg.de

² Sagarer Weg 2, D-01109 Dresden, nieuhr.birgit@googlemail.com

Einleitung

Im Bereich zwischen Meißen, Dresden, Pirna und der Grenze zur Tschechischen Republik sind in Sachsen Sedimentgesteine der tieferen Oberkreide (Cenoman-Coniac) sehr gut erschlossen (Abb. 1). Diese so genannte Elbtalkreide nimmt in Europa eine wichtige intermediäre Position zwischen dem temperierten Boreal und den tethyalen Warmwasserbereichen der späten Kreidezeit ein. Sie wurde in einer recht engen Meeresstrasse zwischen der Westsudetischen und der Mitteleuropäischen Insel abgelagert und zeigt starke fazielle und paläontologische Beziehungen zu zeitgleichen Ablagerungen und Faunen des Böhmisches Kreidebeckens im Südosten. Lithofaziell ist die Elbtalkreide durch marine Siliziklastika dominiert, die heute in der so genannten Elbtal-Gruppe lithostratigraphisch zusammengefasst werden. Die Elbtalkreide ist ein klassisches Gebiet der geognostischen Forschung in Deutschland und in Bezug auf Paläontologie, Stratigraphie und Sedimentologie recht intensiv untersucht

worden. Der Fokus der Exkursion liegt auf der Stratigraphie (Litho-, Bio- und Sequenzstratigraphie) und den Ablagerungsbedingungen der Elbtalkreide. Dazu werden in einem distal/proximal-Schnitt von NW (Dresden, Klippenfazies und mergelige Fazies) nach SE (Reinhardtsdorf-Schöna – Bad Schandau, sandige Fazies) die fazielle Variabilität der Elbtalkreide vorgestellt und zahlreiche, z.T. klassische Aufschlüsse besucht.

Geologischer Überblick

Paläogeographisch und faziell gehören die Sedimentgesteine der Elbtalkreide eher zum nordwestlichen Teil des Böhmisches Kreidebeckens denn zum südöstlichen „Zipfel“ des norddeutschen Kreideschelfs (Abb. 2). Die Elbtalkreide bildete sich in einem schmalen Meeresbereich zwischen der Mitteleuropäischen Insel im SW (bzw. dem Böhmisches Massiv als deren östlichen Teil) und einer Insel im NE, die durch den



Abb. 1: Geologische Übersichtskarte mit Verbreitung der Elbtalkreide und Lage der Exkursionsstopps 1-9. Vorkommen von konglomeratischen Einschaltungen in turonen Sandsteinen der Postelwitz- und Schrammstein-Formationen nach SEIFERT (1937).

Lausitz-Block gebildet wurde (Westsudetische oder Lausitzer Insel). Dieses Teilbecken wird im Folgenden als Sächsisches Kreidebecken bezeichnet. Heute ist die Füllung des Beckens in einem tektonischen Halbgraben erhalten, dessen aktive NE-Grenze durch die Lausitzer Überschiebung gebildet wird, d.h. die nordöstliche Begrenzung der heutigen Kreideverbreitung ist tektonisch bedingt (Abb. 1, 5). Die Mächtigkeitszunahme der Kreidesedimente in Richtung auf die Randstörung auf bis zu 1000 m und fazielle Daten (konglomeratische Schüttungen) lassen aber vermuten, dass die Lausitzer Überschiebung zumindest ab dem (Mittel-)Turon als synsedimentär aktives Strukturelement die Sedimentation in der Elbezone beeinflusste. Sie steht damit im direkten Zusammenhang mit einer ganzen Reihe NW/SE-streichender Strukturen in Mitteleuropa, die im Zuge einer früh-oberkretazischen Änderung im Bewegungssinn von Afrika und Iberia zur Europäischen Platte durch Einengung charakterisiert waren (KLEY & VOIGT 2008). Trotz der potentiell durch synsedimentäre Tektonik beeinflussten Sedimentation lassen sich in der Elbtalkreide eine ganze Reihe von cenoman- und turonzeitlichen sedimentären Sequenzen und Sequenzgrenzen recht gut fassen,

deren gute Korrelation mit zeitgleichen Abfolgen in anderen Kreidebecken eine vorwiegend eustatische Kontrolle für die frühe Oberkreide wahrscheinlich erscheinen lässt (VOIGT & TRÖGER 1996, VOIGT et al. 2006, WILMSEN et al. in Vorb.).

Der folgende geologische Überblick orientiert sich an der neuen Lithostratigraphie der Elbtal-Gruppe (TRÖGER & VOIGT in NIEBUHR et al. 2007; s. Abb. 3). Ein erster Meeresvorstoß in die Elbezone erfolgte im späten Unterocenoman von Norden und erreichte das heutige Meißen (Meißen-Formation, PRESCHER & TRÖGER 1989; TRÖGER & VOIGT in NIEBUHR et al. 2007). Konglomeratische Bioklastkalke weisen einen küsten- und klippennahen Ablagerungsraum aus. Marine Sedimente des Mittelocenoman sind nicht bekannt, dafür werden die fluviatilen Sedimente der Niederschöna-Formation (VOIGT 1998a) mit einem fortschreitenden Anstieg des Meeresspiegels in Verbindung gebracht (rückwärts-gerichtetes Aufschottern der Flussläufe bei Anwachsen des verfügbaren Platzes bzw. Anheben der Erosionsbasis). Eine weit verbreitete marine Transgression erfolgte im Obercenoman über ein ausgeprägtes Relief von Depressionen (in verwitterungs-

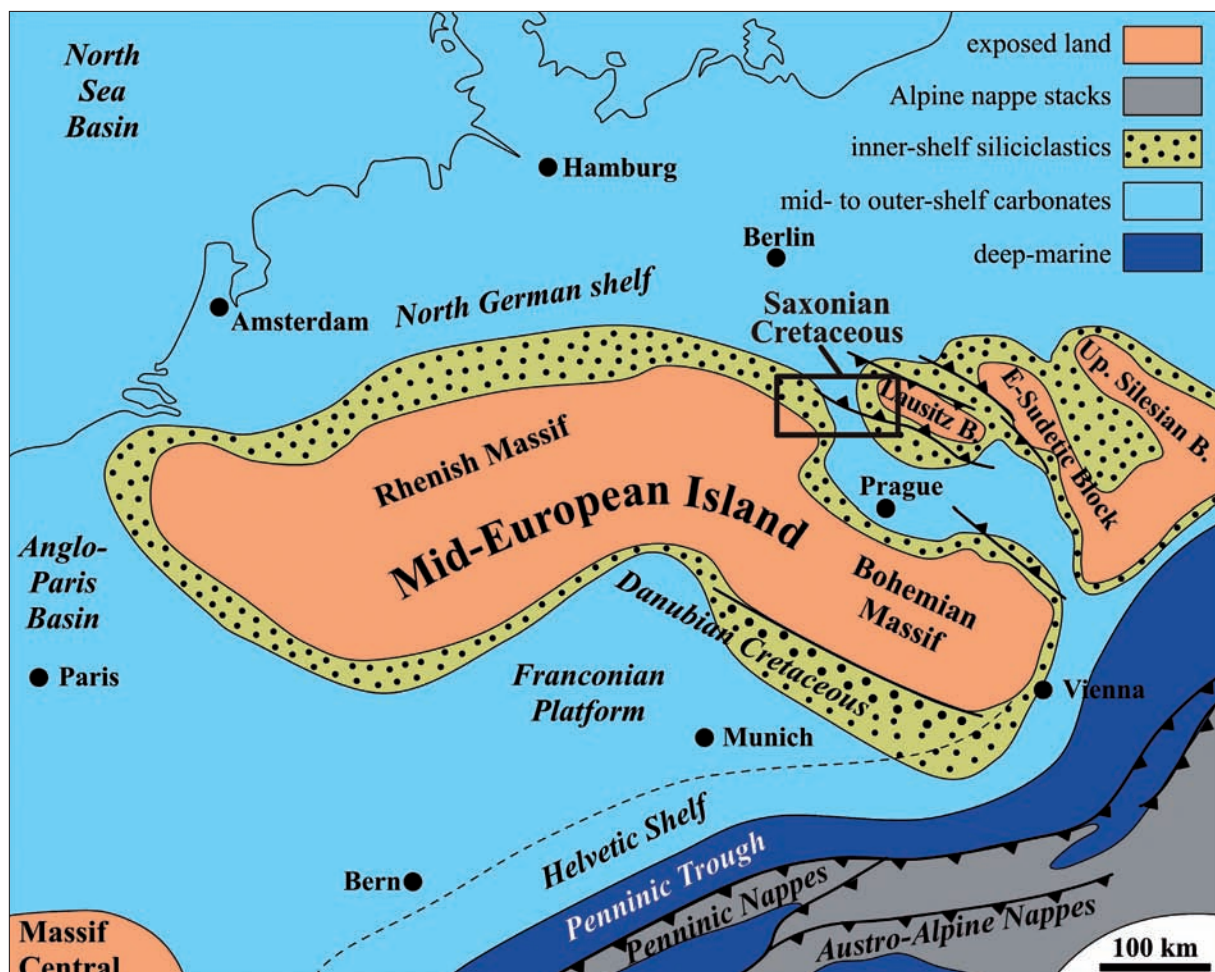


Abb. 2: Paläogeographie der frühen Oberkreide (Cenoman-Turon) mit Lage des Sächsischen Kreidebeckens (verändert nach ZIEGLER 1990).

anfälligen Gesteinen, z.B. permischen Sedimenten) und Klippen bzw. Schwellen (gebildet durch verwitterungsresistente Gesteine wie Granitoide). Dabei zog sich eine Kette von isolierten Inseln und Klippen am südwestlichen Rand entlang (SEIFERT 1955, TRÖGER 1956; T. VOIGT et al. 1994, S. VOIGT et al. 2006). Der Sedimenteintrag erfolgte im Wesentlichen von SW (Erzgebirge als Teil des Böhmisches Massivs) und von NE (Westsudetische Insel). Die Obercenoman-Transgression geschah in zwei Vorschüben. Im frühen Obercenoman (*Calycoceras-naviculare*-Zone) wurden die flachmarinen Sande, Silte und tonigen Mergel der Oberhäslich- und Mobschatz-Formationen abgelagert. Sie führen eine diverse Fauna von Muscheln [charakteristisch sind Schilllagen der Auster *Rhynchostreon suborbiculatum* (LAMARCK)], Brachiopoden und seltenen Ammoniten. Der zweite spät-cenomane Mee-

resvorstoß erfolgte nach einem kurzfristigen Abfall des Meeresspiegels an der Wende von der *Calycoceras-naviculare*- zur *Metoicoceras-geslinianum*-Zone (Sequenzgrenze Cenoman 5; WILMSEN 2003). Der rasche Anstieg während der *M.-geslinianum*-Zone führte zum Ertrinken vieler Inseln und vielfach zum direkten Onlap der Dölzchen-Formation auf vormals emergente Grundgebirgsbereiche (SCHANDER 1923, TRÖGER 1956, T. VOIGT et al. 1994, S. VOIGT et al. 2006). Das Geschehen während der Transgression des späten Cenoman ist das Thema der Stopps 2 und 3 dieser Exkursion.

Mit dem Nivellieren der prä-Transgressionstopographie im späten Cenoman konnten sich im Turon unter fortschreitendem Meeresspiegelanstieg einheitlichere Sedimentationsbedingungen etablieren. Im frühen Turon bildeten sich in der Meeresstraße zwischen der

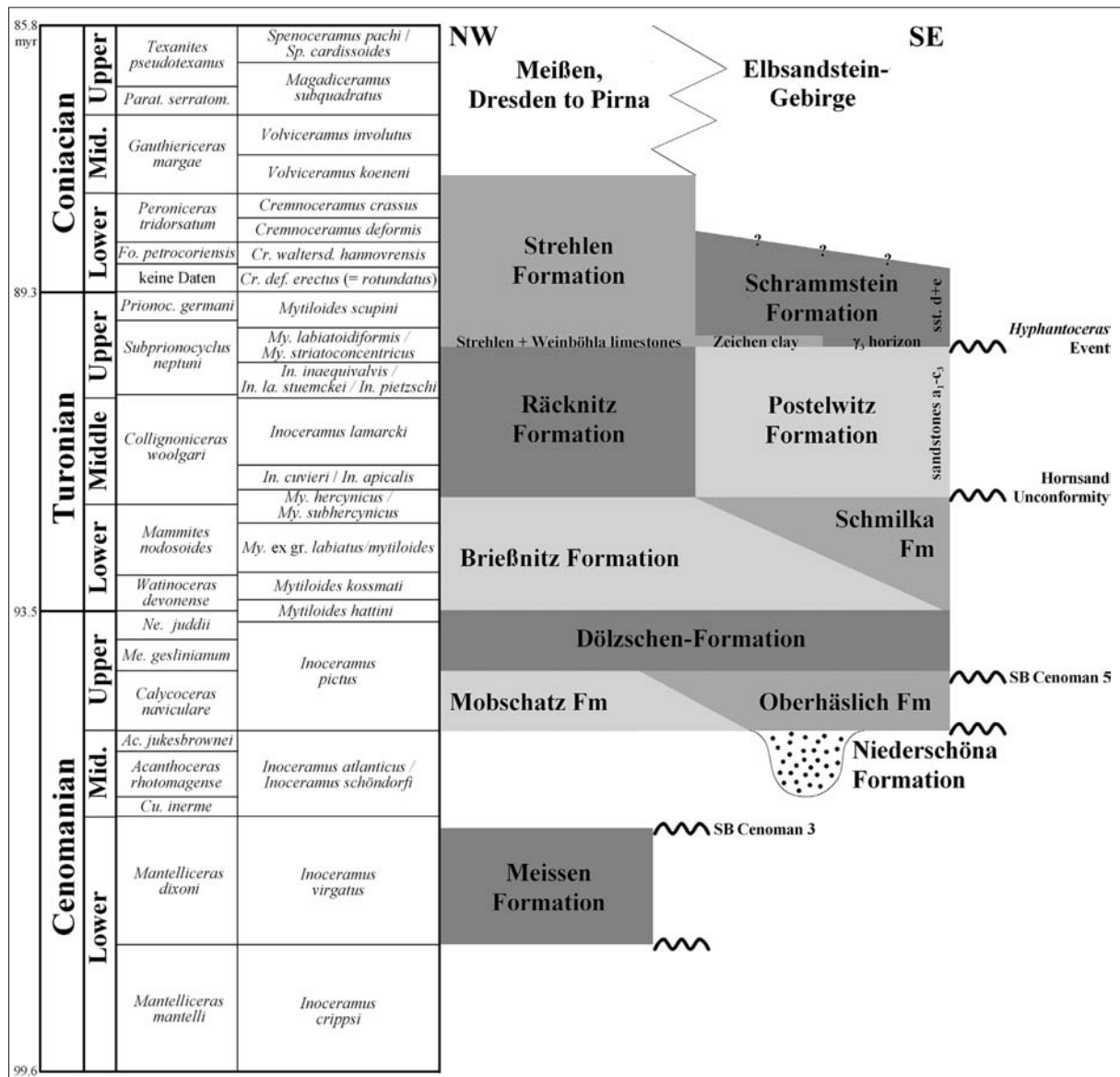


Abb. 3: Stratigraphische Tabelle der lithostratigraphischen Einheiten der Elbtal-Gruppe (zusammengestellt und verändert nach TRÖGER & VOIGT in NIEBUHR et al. 2007).

Westsudetischen Insel und der Böhmisches Masse (Erzgebirge) schräggeschichtete Sande, deren einheitlich gerichtete Leebblätter und Progradationsmuster einen Gezeiten-dominierten Sandtransport nach NW belegen (Schmilka-Formation; s. Abb. 3). Diese hochenergetischen Flachwassersandsteine verzahnen sich (mit einem Übergangsbereich bioturbater, siltig-toniger Feinsandsteine) mit der feinkörnigen Beckenfazies im Raum Dresden (kalkige Siltsteine = Pläner und Mergel der Brieffnitz-Formation). Nach einer sedimentären Diskontinuität, verursacht durch einen Meeresspiegelabfall an der Wende Unter-/Mittelturon erfolgte im frühen Mittelturon eine erneute Transgression. Diese verschob die Küstenlinie offenbar weit nach W auf die Böhmisches Masse, so dass das südwestliche Liefergebiet (Erzgebirge) seine bisherige Bedeutung verlor: das Gros der Siliziklastika der Mittelturon- bis Unterconiac-Sandsteine der Sächsischen Schweiz (Postelwitz- und Schrammstein-Formationen) und ihrer feinkörnig-mergeligen Beckenpendants (Räcknitz- und Strehlen-Formationen; s. z.B. TRÖGER & WEIDA 1997) entstammen der Westsudetischen Insel. Das Depocenter lag dabei unmittelbar vor der NW/SE-streichenden Randstörung (Lausitzer Überschiebung). Stürme hatten für die Verteilung der Sedimente eine große Bedeutung, wie häufige gradierte Schichtung, Kolke und Beulenschichtung (*hummocky cross-bedding*) belegen (VOIGT 1994). Wiederholt in die flachmarinen Küstensande eingeschaltete, matrixreiche Brekzien und Konglomerate mit sedimentären und kristallinen Komponenten (z.B. in Hohnstein: *debris flows?*) legen nahe, dass durch syndimentäre Bewegungen der Randstörung signifikante Topographie erzeugt und sowohl Deckgebirgsschichten (Jura, Permtrias?) als auch Grundgebirgseinheiten (z.B. Lausitzer Biotitgranit) der Lausitz abgetragen wurden (SEIFERT 1937). Das Lausitzer Granitmassiv käme auch als Quelle der Ummengen von zum Teil wenig gerundeten Quarzkörnern in Betracht.

Für die rechts-elbischen Mittelturon- bis Unterconiac-Sandsteine der hinteren Sächsischen Schweiz erarbeitete LAMPRECHT (1928, 1934) eine bis in die jüngste Vergangenheit angewandte Gliederung, die auf den weit verfolgbareren, feinkörnigen Einschaltungen beruht (Abb. 3, 4). Diese bilden durch die bevorzugt in ihnen ansetzende Verwitterung deutliche Schichtfugen und Absätze aus, welche die Sandsteinstufen gegeneinander abgrenzen. Die Sandsteine wurden mit lateinischen Buchstaben durchnummeriert (Sandsteine a-e, z.T. mit Untergliederung in a₁-a₃ resp. c₁-c₃), die feinkörnigen Schichtfugen erhielten griechische Buchstabenkürzel (α , β , γ , δ). Die Sandsteine a₁-a₃ werden nach dieser Gliederung im Hangenden von der Schichtfuge α_3 begrenzt und der Sandstein b von der Schichtfuge β_3 . Die markanteste Schichtfuge der Sächsischen Schweiz, der so genannte γ_3 -Hori-

zont im mittleren Oberturon (Abb. 3, 4), wird heute zur Grenzziehung zwischen der Postelwitz- und der Schrammstein-Formation verwendet (TRÖGER & VOIGT in NIEBUHR et al. 2007). Die gute Anwendbarkeit des LAMPRECHT'schen Gliederungsprinzips beruht (wie man heute weiß) darauf, dass die feinkörnigen Schichtfugen weitverbreitete Transgressionsereignisse widerspiegeln und damit eine sequenz- und chronostratigraphische Signifikanz haben (s. Abb. 3). Die jüngsten erhaltenen und oberflächlich anstehenden Schichten der Elbtalkreide datieren in das Coniac: der Sandstein e der Schrammstein-Formation erreicht das Unterconiac, die Strehlen-Formation im Raum Dresden reicht bis in das Mittelconiac (Abb. 3, 4).

Die Elbtalkreide ist ein klassisches Gebiet der geognostischen Forschung in Deutschland und in Bezug auf Paläontologie, Stratigraphie und Sedimentologie recht intensiv untersucht worden. An dieser Stelle sei nur auf einige wesentliche historische und neuere Arbeiten verwiesen: GEINITZ (1839–1843, 1849, 1871–1875): fundamentale Arbeiten zur Paläontologie und Stratigraphie; PETRASCHKEK (1902): Ammoniten der Sächsischen Kreide; SCHANDER (1923): grundlegende Arbeit zur Cenoman-Transgression; LAMPRECHT (1928, 1934):

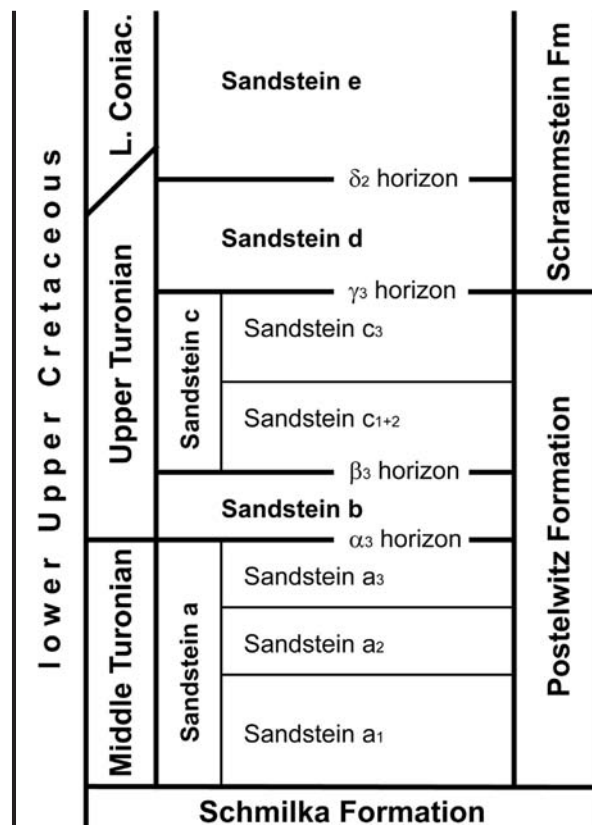


Abb. 4: Lithostratigraphische Gliederung des Mittelturon bis Unterconiac der hinteren Sächsischen Schweiz in Sandsteinstufen anhand von trennenden, feinkörnigen Horizonten (LAMPRECHT-Gliederung) und heutige Formationen (zusammengestellt und abgeändert nach LAMPRECHT 1928, 1934, SEIFERT 1955, TRÖGER & VOIGT in NIEBUHR et al. 2007).

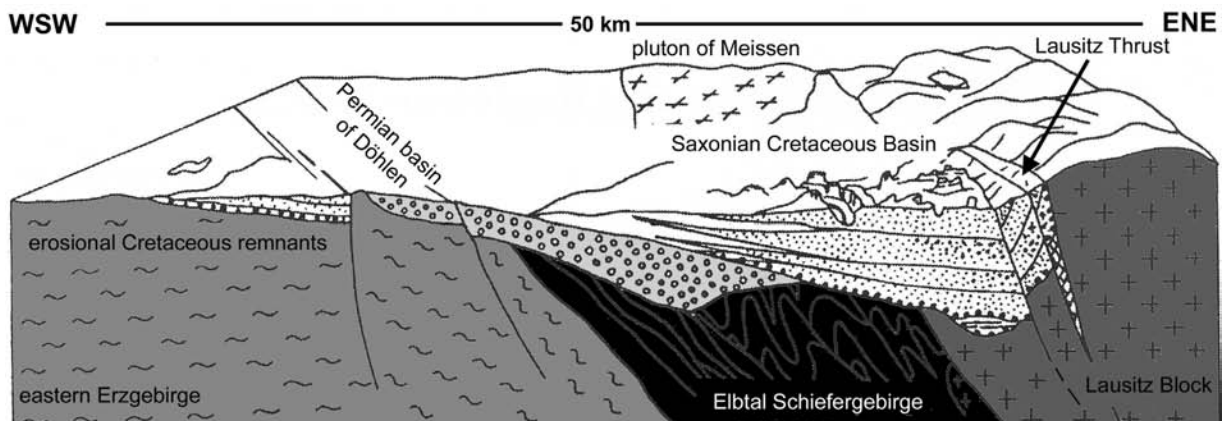


Abb. 5: E/W-Schnitt durch das Sächsische Kreidebecken (verändert nach VOIGT 1994).

Sandstein-Gliederung; PRESCHER (1954, 1981): Petrographie, Stratigraphie; SEIFERT (1955): Stratigraphie und Paläogeographie; TRÖGER (1956, 1969): Paläontologie und Stratigraphie, insbesondere Inoceramen; VOIGT (1994): Sedimentologie und Stratigraphie; TRÖGER & VOIGT (in NIEBUHR et al. 2007): moderne Lithostratigraphie. Übersichtsdarstellungen zur Geologie von Sachsen bzw. der Elbtalkreide finden sich bei PIETZSCH (1962), BEEGER & QUELLMALZ (1994) sowie TRÖGER (in: PÄLCHEN & WALTER 2008).

Aufschlüsse

Stopp 1. Lausitzer Überschiebung am Mordgrund in Dresden-Weißer Hirsch

Lage: Der ehemalige Granodiorit-Steinbruch liegt am südlichen Randbereich der Dresdner Heide in Dresden-Weißer Hirsch an der „Mordgrund-Brücke“, an welcher die Bautzner Strasse (Bundesstrasse 6) das Mordgrund-Wasser quert.

Beschreibung: Ein stark gestörter Granodiorit zeigt an der oberen Steinbruchwand einen eingeschuppten Keil von Kreide-Sedimenten („Pläner“). Es handelt sich um den einzigen Aufschluss der so genannten „Lausitzer Überschiebung“ im Stadtgebiet von Dresden. Die Lausitzer Überschiebung streicht bei Dresden in NW-SE-Richtung und biegt nördlich von Meißen nach Westen um (Abb. 1, 5). Von Dresden aus verläuft sie, z.T. an Querstörungen versetzt, nach ESE als Nordgrenze des Elbsandstein-Gebirges über das nördliche Tschechien bis in das Zittauer Gebirge. Ein klassischer Aufschluss im Elbsandstein-Gebirge liegt bei Hohnstein (HÄNTZSCHEL 1928).

Interpretation: Konventionell wird die spät-kretazische Phase von E-W/NE-SW gerichteter Einengung mit Öffnung des Nordatlantik und der Alpenen Orogenese in Verbindung gebracht. Dabei entstand auch die NW/SE-streichende Lausitzer Überschiebung, an der das Paläozoikum der Lausitz mit Sprunghöhen von über

1000 m auf die Elbtalkreide überschoben wurde (Abb. 5). Der Abschluss der Hebung wird mit spätem Eozän bis frühen Oligozän angegeben (KRENTZ 2008), wobei die Hauptaktivität sicherlich in die späte Kreide fällt. Nach neuen Untersuchungen von KLEY & VOIGT (2008) ist aber weniger die Alpine Orogenese verantwortlich für die in Westeuropa weit verbreitete Einengung an NW/SE-gerichteten Strukturen, sondern vielmehr eine Änderung in den relativen Bewegungen zwischen der Afrikanischen und der Europäischen Platte (Einsetzen von Konvergenz zwischen Afrika, Iberia und Europa ab ca. 90 myr). Diese Angaben stimmen recht gut mit dem Einsetzen syndimentärer Bewegungen an der Lausitzer Überschiebung überein, die mutmaßlich mit dem (späten) Cenoman (ca. 94 myr), sicherlich aber ab dem Mittelturon einsetzten (ca. 92 myr): störungsgebundene, von N/NE- nach S/SW-gerichtete konglomeratische Schüttungen mit *debris flow*-Charakter in der Postelwitz-Formation zeigen die Abtragung von



Abb. 6: Eckiges, angebohrtes Geröll, mutmaßlich aus Jurakalk, aus einer matrixreichen Brekzie (*debris flow*?) der Postelwitz-Formation an der Lausitzer Überschiebung nahe Hohnstein.

Deckgebirgsschichten und möglicherweise bereits auch Grundgebirgseinheiten auf dem Lausitzblock an (HÄNTZSCHEL 1928; SEIFERT 1937; Abb. 6 präsentiert ein so gut wie nicht gerundetes Geröll, mutmaßlich aus Jurakalk, welches Anbohrungen aufweist, aus einem dieser *debris flows* in der Postelwitz-Formation an der Lausitzer Überschiebung nahe Hohnstein). Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass es, wie bei der Harz-nordrand-Überschiebung (VOIGT et al. 2004), bereits in der frühen Oberkreide zu flexureller Deformation und signifikanter Abtragung über dem aufsteigenden SW-Rand des Lausitz-Blocks kam (konglomeratische Schüttungen entlang der Lausitzer Überschiebung als Relikte eines Konglomeratsaumes durch synsedimentäre Tektonik; SEIFERT 1937: 642-645, Abb. 3). Diese Interpretation würde auch die Mächtigkeitsverteilung der Kreidesandsteine im Elbsandstein-Gebirge erklären, die eine hohe Zunahme der Schichtmächtigkeit und Proximalität nach NE hin zeigen (VOIGT 1994; flexurelle Subsidenz im „Randtrog“ vor der Lausitzer Überschiebung).

Ausgewählte Literatur: HÄNTZSCHEL (1928), SEIFERT (1937), VOIGT (1994), KLEY & VOIGT (2008), KRENTZ (2008), SCHWEIGERT (2009).

Stopp 2. Der „Hohe Stein“ in Dresden-Plauen am Ostufer der Weißeritz und Blick auf den „Ratssteinbruch“ auf der gegenüber liegenden Talseite in Dresden-Dölzchen

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

Von mehreren Aussichtspunkten, die an einem Wanderweg direkt an der Steilkante des Weißeritz-Tales liegen, hat man einen guten Überblick über den Plauenschen Grund und auf den Ratssteinbruch auf der gegenüber liegenden Seite des Flusstales, einem ehemaligen Monzonit-Steinbruch mit den auflagernden Sedimenten der Kreidetransgression.

Lithostratigraphie: Dölzchen-Formation, der Ratssteinbruch ist die Typuslokalität (TRÖGER & VOIGT in NIEBUHR et al. 2007).

Chronostratigraphie: mittleres Obercenoman, *Metoicoceras-geslinianum*- resp. ehemalige *plenus*-Zone, biostratigraphisch eingestuft durch das Auftreten des Belemniten *Praeactinocamax plenus* und des Ammoniten *Metoicoceras geslinianum* (TRÖGER 1956).

Beschreibung: Die Steilkanten des Plauenschen Grundes werden von einem Monzonit des Meißner Massivs aufgebaut, einem variszischen Plutonit, der vor ca. 320 myr intrudierte. Am Hohen Stein wurden durch die Erosionswirkung von Brandungswellen bis zu 5 m tiefe und 3 m breite Taschen ausgekolkt (Abb. 7). Neben den konglomeratischen Geröllen des Monzonits am Grund der Taschen finden sich überwiegend Muschelschill, Austern, Seeigel-Stacheln, Korallen, Haifisch-Zähne und Schwämme in diesen Bioklastkalken.

Am Ratssteinbruch gegenüber ist das transgressive Auflager der Kreide deutlich zu erkennen. Die Schichten fallen, dem allgemeinen Schichtenverlauf an der Südflanke des Elbetal-Grabens folgend, mit 5-7° flach nach NE ein – das Onlap auf die undulierende Oberfläche des Monzonit war SW-gerichtet. Anstehend ist hier ein kalkiger Siltstein, ein so genannter „Pläner“ oder „Plawener Stein“, wie er bereits im 15. Jahrhundert nach dem nahe liegenden Dorf Plauen genannt wurde. In der kalkig-tonigen Matrix des Pläners findet sich neben etwas gerundetem Quarz auch Glaukonit. Das Kreide-Profil des Ratssteinbruches zeigt Konglomerate an der Basis, gefolgt von den *plenus*-Plänern und dem Oberen Mergel (T. VOIGT et al. 1994, S. VOIGT et al. 2006, TRÖGER & VOIGT in NIEBUHR et al. 2007). Die Grenze zur hangenden Brießnitz-Formation ist nicht mehr aufgeschlossen.

Fossilien: Die Konglomerate und Bioklastkalke am Hohen Stein sind mit über 130 Taxa sehr fossilreich. Die Fauna ist durch zumeist festsitzende oder mit Haftapparaten ausgestattete (fixosessile) und/oder dickschalige Taxa dominiert. Neben Muscheln, Schnecken und Brachiopoden stellen die Korallen einen Großteil der erhaltenen Fossilien. Eines der bekanntesten sächsischen Fossilien der Sektion Paläozoologie des Museums für Mineralogie und Geologie in Dresden, eine Austern-Gruppe, gebildet durch zahlreiche *Rastellum carinatum* (LAMARCK), kommt auch von hier (Abb. 8). Im Plauenschen Grund ist die Verteilung der Fauna (ohne Foraminifern) sehr unterschiedlich: insgesamt sind die Konglomerate und Bioklastkalke mit weit über 300 Taxa fast 10 x so divers wie die Pläner (TRÖGER 1956).

Interpretation: Der Hohe Stein zeigt Sedimente einer typischen Klippenfazies, auf der unter hochenergetischen Bedingungen Konglomerate und Bioklastkalke

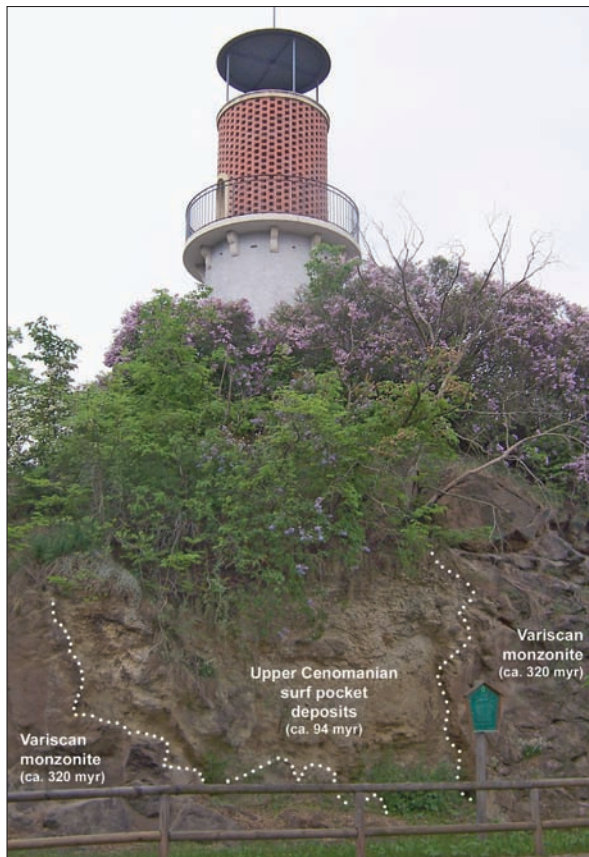


Abb. 7: Der Hohe Stein in Dresden-Plauen: früh-oberkretazische Sedimente aus der Brandungszone des Sächsischen Kreide-Meeres füllen einen Brandungskessel im kristallinen Grundgebirge (Monzonit).

in Brandungskesseln gefangen und abgelagert wurden. Dieses geschah während eines Meeresspiegelanstiegs in der *Metoicoceras-geslinianum*-Zone (T. VOIGT et al. 1994, S. VOIGT et al. 2006). Bei fortschreitendem Meeresspiegelanstieg konnten später unter ruhigeren Verhältnissen unterhalb der Sturmwellenbasis kalkige Siltsteine und sandige Mergel (Pläner) zum Absatz kommen.

Ausgewählte Literatur: GEINITZ (1871-1875), SEIFERT (1955), TRÖGER (1956), PIETZSCH (1962), LÖSER (1989), VOIGT (1989), BEEGER & QUELLMALZ (1994), T. VOIGT et al. (1994), S. VOIGT et al. (2006), TRÖGER & VOIGT (in NIEBUHR et al. 2007).

Stopp 3. Profil Heidenschanze und „Muschelfelsen“ in Dresden-Coschütz

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

Lithostratigraphie: Oberhäslich- und Dölzschen-Formationen.

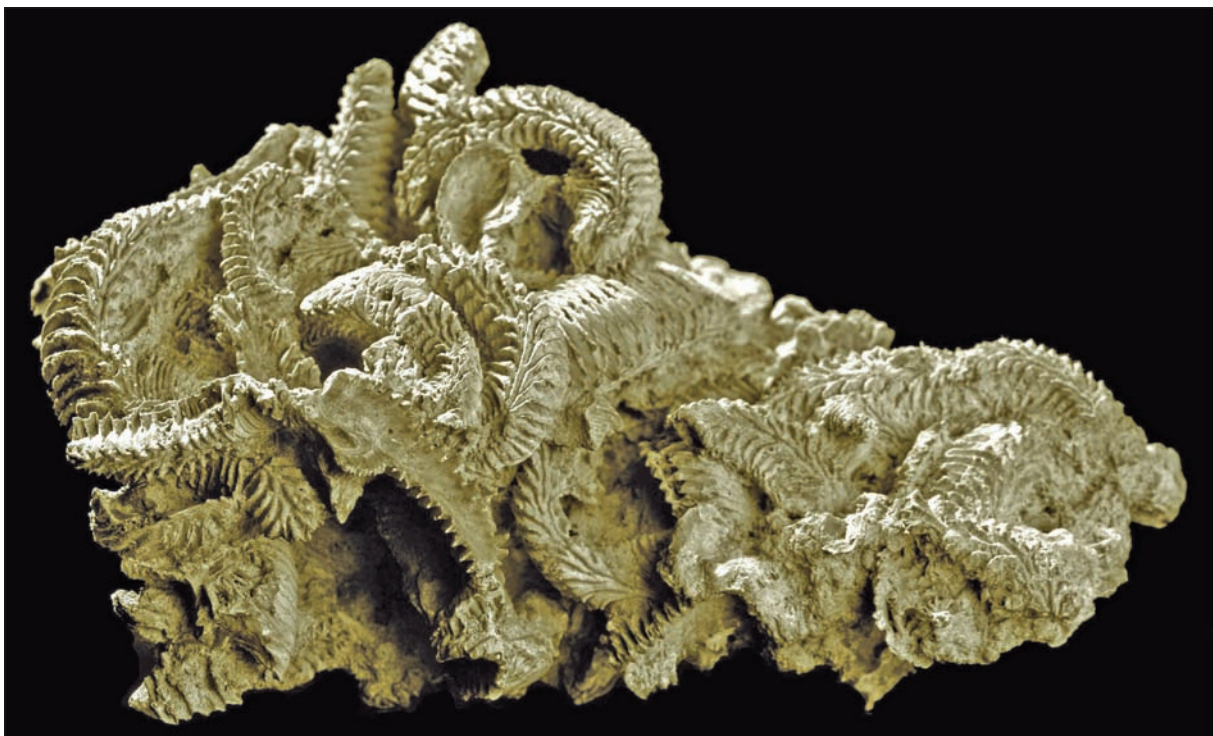


Abb. 8: Eine der berühmtesten Fossilstufen Sachsens: die Austernkolonie von *Rastellum carinatum* (LAMARCK) aus dem oberen Cenoman (*Metoicoceras-geslinianum*-Zone) des Hohen Steins in Dresden-Plauen (Breite des Stücks: 29 cm; Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Sektion Paläozoologie, Slg. Nr. MMG_SaK 7379).

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

Beschreibung: Das Profil erschließt eine knapp 10 m mächtige Abfolge von Sandsteinen und Konglomeraten (Abb. 9). Die unteren 6 m werden von dickbankigen, mittel-, zum Topp grobkörnigen Quarzsandsteinen der Oberhäslich-Formation gebildet, die in die *Calycoceras-naviculare*-Zone datieren. Bankfugen werden durch matrixreiche, schlecht zementierte, Quarzfeinkies-führende Grobsandlagen gebildet, die lateral undulieren oder auch zusammen laufen können. So werden z.T. linsige Sandsteinpakete von variabler Mächtigkeit definiert. Intern zeigen sich dm-mächtige, trogförmige Schrägschichtungskörper und Rinnenstrukturen. Selten findet sich Austernbruch. Zum Topp hin zeigt sich eine Kornvergrößerung und einzelne Gerölle schwimmen in der mittel- bis grobkörnigen Sandstein-Matrix. Im Nordteil des Steinbruches verzahnen sich die Sandsteine mit linsenförmigen, groben, komponentengestützten Konglomeraten. Die gut gerundeten Gerölle erreichen bis ca. 50 cm im Durchmesser, bestehen überwiegend aus stark verwitterten Monzoniten und sind in eine mittelsandige Matrix eingebettet.

Die Sandsteine der Oberhäslich-Formation werden mit einem scharfen Basalkontakt von einer etwa 4-6 m mächtigen Konglomerat-Einheit der unteren Dölzschen-Formation erosiv überlagert (Abb. 9). Die gut gerundeten Monzonit-Gerölle haben einen Durchmesser von wenigen cm bis zu mehreren dm und ihre Korngröße variiert lateral und vertikal sehr stark. In den Zwickeln zwischen den Komponenten befinden sich als Matrix sandig-bioklastische Grain- und Rudstones mit einer reichen Flachwasserfauna aus Austern und anderen Muscheln, Schnecken, Serpeln und Rudisten. Im höheren Teil des Konglomerats wurde der Belemnit *Praeactinocamax plenus* (BLAINVILLE) gefunden und die unteren Partien des globalen *oceanic anoxic events* (OAE) 2 konnten anhand charakteristischer positiver Exkursionen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte nachgewiesen werden (T. VOIGT et al. 1994, S. VOIGT et al. 2006). Die Konglomerate der Dölzschen-Formation gehören dem mittleren Obercenoman an (*Metoicoceras-geslinianum*-Zone). Überlagert werden die Konglomerate von kalkigen Siltsteinen und siltigen Kieselkalken des höheren Obercenoman (obere Dölzschen-Formation), die den im Ratssteinbruch (Stopp 2) sichtbaren Schichten entsprechen (hier leider nicht mehr aufgeschlossen).

Unterhalb der Steinbruchsohle am nördlich angrenzenden Hang zur Weißeritz liegen mehrere m-große Blöcke eines leicht rötlichen, Muschelschill-reichen, fein- bis mittelkörnigen Sandsteins, die als „Muschelfelsen von Coschütz“ bereits von GEINITZ (1871-75) beschrieben worden sind. In diesen Blöcken sind la-

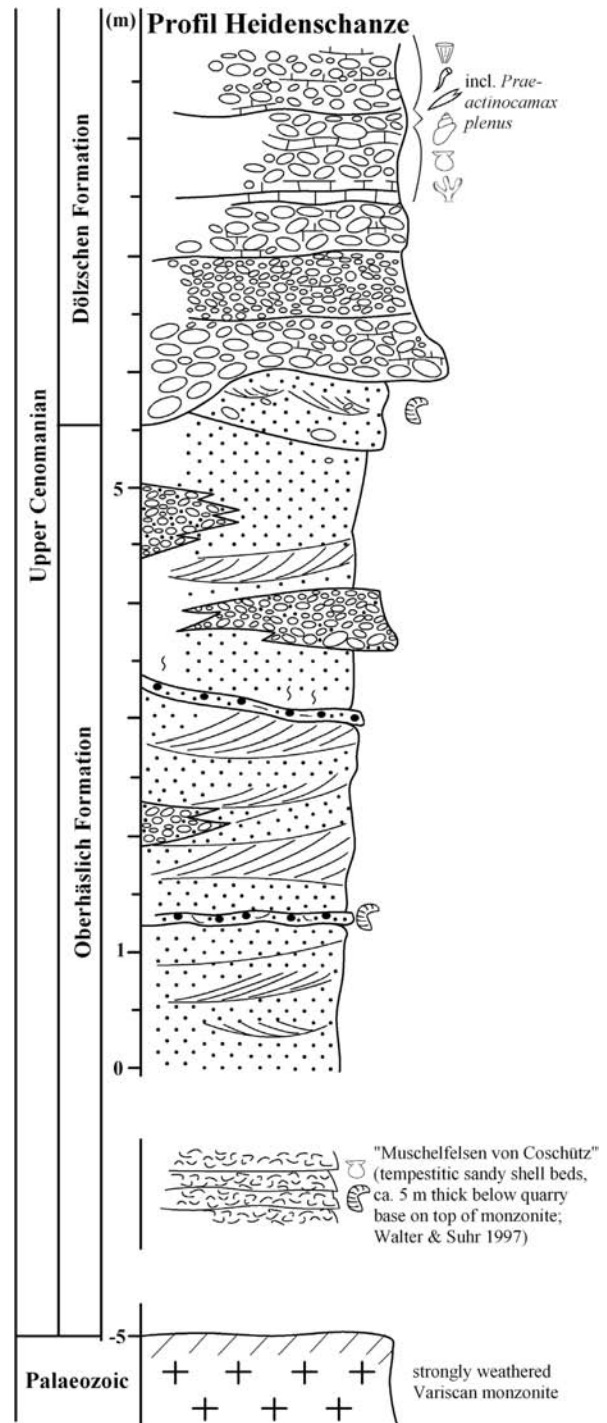


Abb. 9: Profil der Oberhäslich- und unteren Dölzschen-Formation an der Heidenschanze in Dresden-Coschütz.

genweise dicht gepackte Schalen einer glycymeriden Muschel („*Glycymeris obsoleta*“) und von Austern der Art *Rhynchostreon suborbiculatum* angereichert. Darüber hinaus sind großwüchsige Gastropoden nicht selten. Es handelt sich bei diesen Gesteinen um das Liegende der Sandsteine im Steinbruch, die der unteren Oberhäslich-Formation zugeordnet werden können und etwa 5 m Mächtigkeit erreichen (WALTER & SUHR 1997).

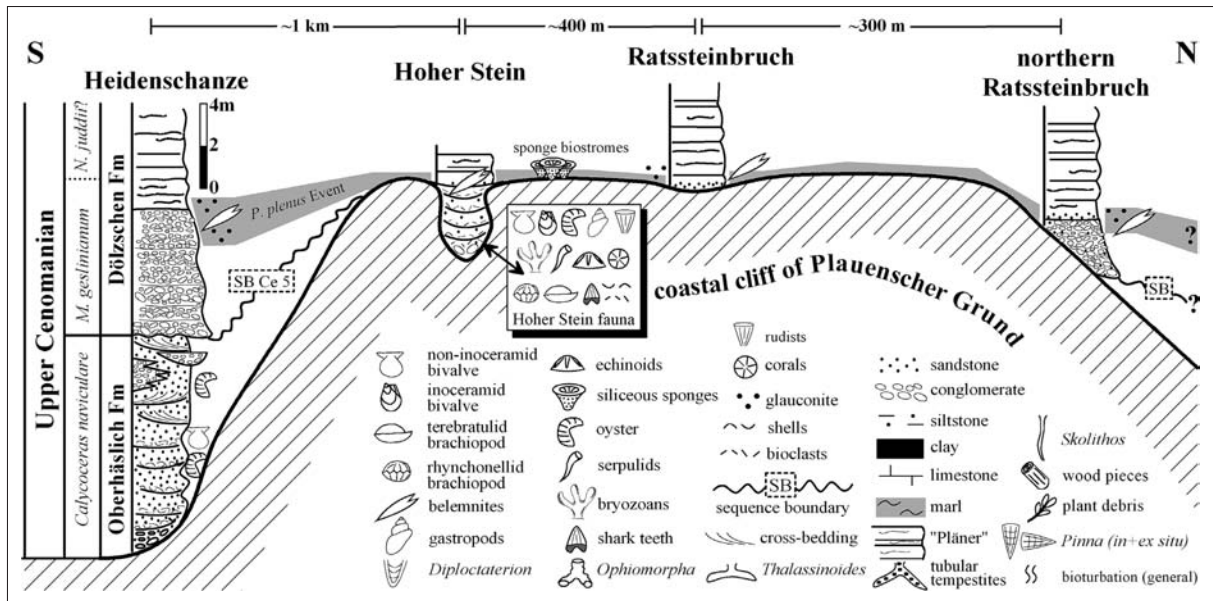


Abb. 10: Profilkorrelation von der Heidenschanze zum Ratssteinbruch (verändert nach T. VOIGT et al. 1994 und S. VOIGT et al. 2006). Die Legende gilt für alle Profilabbildungen.

Interpretation: Die Abfolge repräsentiert küstennahe Ablagerungen in unmittelbarer Nachbarschaft einer ehemaligen Steilküste, die durch die Monzonite gebildet wurde. Im Zuge der Cenoman-Transgression kam es im frühen Obercenoman zu einem raschen Meeresspiegelanstieg und zum Onlap flachmariner Sande der Oberhäslich-Formation auf den Rand der Monzonit-Küstenklippe, deren Topp-Bereich allerdings landfest blieb. Monzonit-Gerölle wurden im Brandungsbereich zugerundet und verzahnen sich als konglomeratische Rinnenfüllungen mit den Sanden der Oberhäslich-Formation. Sturm-dominierte Sedimentationsverhältnisse dokumentieren sich in den Schill-reichen Tempestiten der „Muschelfelsen“. An der Wende von der *Calycoceras-naviculare*- zur *Metoicoceras-geslinianum*-Zone erfolgte eine rasche Regression, die dazu führte, dass die Konglomerate der unteren Dölzschen-Formation als Geröllstrandablagerungen abrupt und erosiv die flachmarinen Sandsteine der Oberhäslich-Formation überlagern (Abb. 9, 10). Dieser Meeresspiegelabfall war ein recht rasches und globales, d.h. eustatisches Ereignis und korreliert mit der Sequenzgrenze Cenoman 5 (vgl. WILMSEN 2003; s.a. Abb. 3). Nach kurzer Zeit stieg noch innerhalb der *Metoicoceras-geslinianum*-Zone der Meeresspiegel wieder rasch an (kalkige Zwickelfüllungen des Konglomerats) und schuf dabei genügend Platz (*accommodation space*), um die Ablagerung recht feinkörniger, siltig-kalkiger Sedimente über die gesamte Küstenklippe zu ermöglichen. Die Transgression ging einher mit dem so genannten *Praeaectinocamax-plenus*-Event, einem durch einen borealen Belemniten gekennzeichneten stratigraphischen Leit-horizont, der in ganz NW-Europa (und darüber hinaus) verfolgbar ist. VOIGT et al. (2006) rekonstruierten auf

Basis strataler Architekturen und fazieller Daten einen absoluten Meeresspiegelanstieg von etwa 20-30 m (Abb. 10). Auch die Verfüllung der Brandungstasche am Hohen Stein (s. Stopp 2) fällt in den Zeitraum der *Metoicoceras-geslinianum*-Transgression.

Ausgewählte Literatur: SCHANDER (1923), SEIFERT (1955), TRÖGER (1956), T. VOIGT et al. (1994), WALTER & SUHR (1997), S. VOIGT et al. (2006), TRÖGER & VOIGT (in NIEBUHR et al. 2007).

Stopp 4. Steinbruch der Sächsischen Sandsteinwerke im Lohmgrund bei Cotta.

Lage: Der aktive Steinbruch der Sächsischen Sandsteinwerke liegt ca. 5 km südlich von Pirna und ca. 1,5 km südwestlich der Ortschaft Rottwerndorf zwischen den Wegen Schindergraben und Lohmgrund.

Lithostratigraphie: Schmilka-Formation.

Chronostratigraphie: Unterturon (*Watinoceras-coloradoense*- und *Mammites-nodosoides*-Zonen).

Beschreibung: Das Profil der Schmilka-Formation im Lohmgrund umfasst eine ca. 22,50 m mächtige Abfolge von dickbankigen, überwiegend feinkörnigen Sandsteinen („Quadersandsteine“), die von dm-dicken, tonig-siltig-feinsandigen Fugen voneinander abgegrenzt werden (Abb. 11). Oberhalb der obersten Abbausohle stehen in der verwachsenen Böschung schlecht aufgeschlossen dünn- bis mittelbankige Sandsteine in Wechsellagerung mit siltig-sandigen Mergeln an. Die Mächtigkeit der Sandsteine ist recht konstant bei ca. 3 m, lediglich im mittleren Profilbereich kommt eine, allerdings durch dünne Bankfugen gegliederte, ca. 5 m mächtige Bank vor. Die Sandsteine sind quarz-

reiche Feinsandsteine, lediglich die beiden obersten Bänke erreichen jeweils zum Banktopp hin mittlere Korngröße. Die Toppfläche der Sandsteine ist scharf, zum Teil auch eisenschüssig und daher braun gefärbt. Das Gefüge der Sandsteine ist durch sehr intensive Bioturbation geprägt und hat einen flaserigen Charakter. Als typische Spuren können *Thalassinoides* isp. und *Ophiomorpha nodosa* (mit noppiger Wandstruktur) anhand der charakteristischen Y-förmigen Verzweigungen identifiziert werden. Häufig finden sich auch keulenförmig verdickte Gangpartien, die als „Wendestellen“ der Gangerzeuger (mutmaßlich Zehnfußkrebse der Familie Callianassidae) gedient haben und früher z.T. als „*Spongia saxonica*“ beschrieben wurden. Im oberen Profilteil wurde ein senkrechter, U-förmiger Spreitenbau (*Diplocraterion* isp.) beobachtet, vom Topp der obersten Bank führen senkrecht bleistift-dicke *Skolithos*-Bauten über 1,5 m tief ins Substrat hinab. Größere, häufig auch angebohrte Treibholzreste finden sich als schwarze (=inkohlte) Einschlüsse im gesamten Profil, auch fein verteilte Pflanzenhäcksel sind zahlreich.

Makrofossilien sind recht häufig, allerdings ist die Fauna nicht sehr divers, da Inoceramen der *Mytiloides-labiatus*-Gruppe und Steckmuscheln der Gattung *Pinna* die Vergesellschaftung stark dominieren (Abb. 12). Die beiden unteren, jeweils 3 m mächtigen Sandsteinbänke sind recht reich an Inoceramen der Art *Mytiloides labiatus*, die dort oft in Nestern zweiklappig (par-)autochthon vorkommen, aber auch höher gefunden werden. Selten eingeschaltete Schill-Lagen mit isolierten Klappen reflektieren episodische Aufarbeitungsereignisse. *Pinna* ist ebenfalls im gesamten Profil verbreitet, zeigt aber im höheren Profilbereich eine größere Häufigkeit und kommt dort oft in Lebensstellung vor. Daneben finden sich gelegentlich weitere Muscheln (z.B. *Lima* sp., Pectiniden) und Kieselschwämme. Ammoniten sind äußerst selten.

Interpretation: Die litho- und biofaziellen Daten erlauben die Rekonstruktion eines gut durchlüfteten, überwiegend niedrig-energetischen Lebensraumes im mittleren Schelfbereich unterhalb der Schönwetter-Wellenbasis (Abb. 13). Epibyssate (*Mytiloides*) und semi-infaunale Muscheln (*Pinna*) dominieren die benthischen Lebensgemeinschaften, dazu gesellt sich reiches infaunales Leben (Krebse, Würmer etc.). Seesterne sind aus diesem Aufschluss nicht dokumentiert, als Fraßfeinde der Muscheln aber durchaus wahrscheinlich (und aus der Elbtalkreide wohl bekannt). Der konstant hohe Eintrag an Feinsand und Pflanzenresten zeigt, dass ein bewachsenes Festland nicht allzu fern lag. Die Bankpaare von dünner, feinkörniger Fuge und dicker Sandsteinbank können als wiederholte Verflachungszyklen (Parasequenzen) gedeutet werden, die von marinen Flutungsflächen am

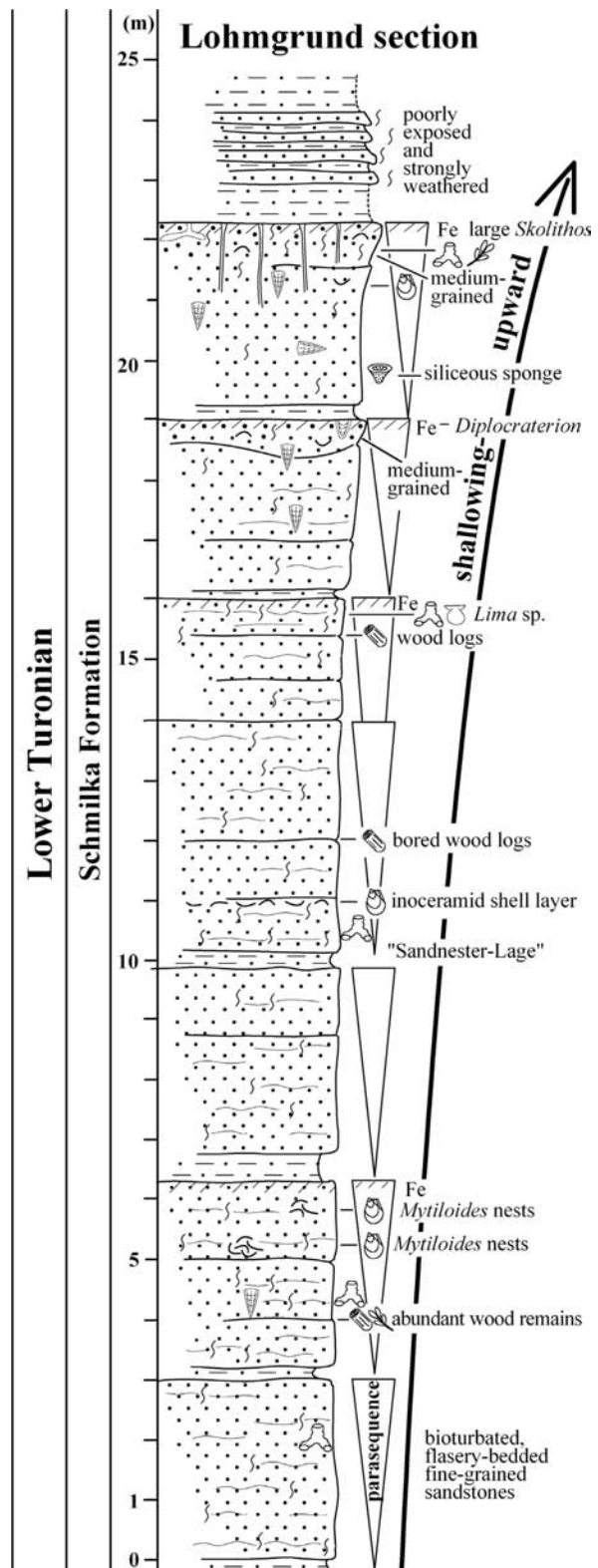


Abb. 11: Profil der (oberen) Schmilka-Formation im Steinbruch Lohmgrund der Sächsischen Sandsteinwerke.

Topp der Sandsteinbänke gegeneinander abgegrenzt werden. Insgesamt dokumentiert die zyklische Abfolge der Schmilka-Formation an diesem Aufschluss einen übergeordneten Verflachungstrend, der sich so-



Abb. 12: Typische Makrofossilien der (oberen) Schmilka-Formation aus den Steinbrüchen am Lohmgrund in der Sektion Paläozoologie des Museums für Mineralogie und Geologie (Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden; natürliche Größe). A, *Pinna cretacea* (SCHLOTHEIM), doppelklappiges Exemplar MMG_SaK 5826. A1, Blick auf den posterioren Klappenrand; A2, Blick auf die rechte Klappe. B, *Mytiloides labiatus* (SCHLOTHEIM), doppelklappiges Exemplar MMG_SaK 5946. B1, Blick auf den Wirbel. Beachte die kompaktionsbedingte Abflachung des Vorderrandes der Klappen; B2, Blick auf die rechte Klappe.

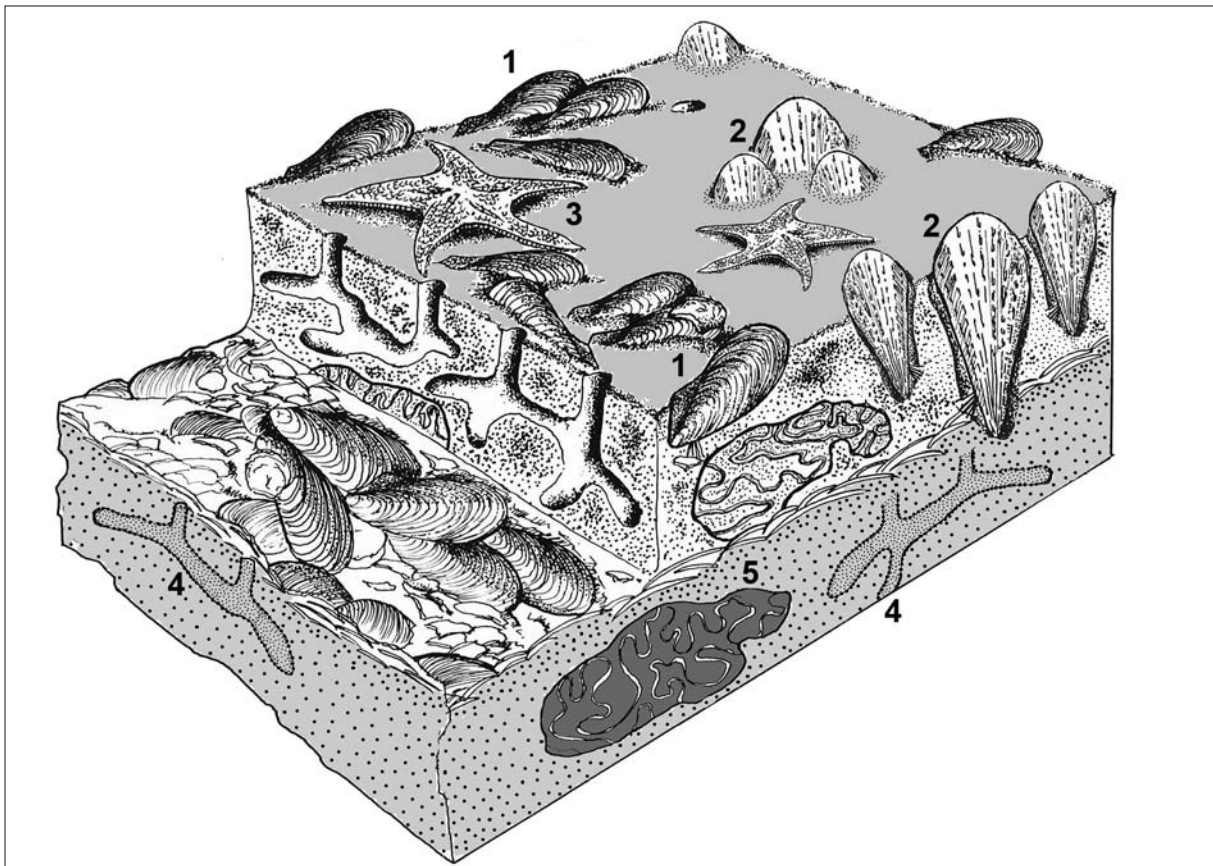


Abb. 13: Paläo-ökologische Rekonstruktion der benthischen Lebensgemeinschaft der Schmilka-Formation zu Zeiten des späten Unterturon (stark abgewandelt nach McKerrow 1992). 1, *Mytiloides labiatus* (Schlotheim); 2, *Pinna cretacea* (Schlotheim); 3, *Stellaster* sp.; 4, *Ophiomorpha* isp.; 5, Kieselschwamm.

wohl in der Korngröße (mittelsandig zum Topp) als auch der Biofazies, insbesondere den Spurenfossilien (küstennahe *Skolithos*-Ichnofazies zum Topp hin), widerspiegelt.

Ausgewählte Literatur: VOIGT (1994, 1998b), TRÖGER & VOIGT (in NIEBUHR et al. 2007).

Stopp 5. Ottomühle im Bielatal

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

Lithostratigraphie: Schmilka-Formation.

Chronostratigraphie: Unterturon bis basales ? Mitteluron.

Beschreibung: Das ca. 30-40 m mächtige Profil an den Felswänden im Bielatal erschließt den oberen Teil der Schmilka-Formation und ist zeitgleich zu den im Stopp 4 gezeigten Feinsandsteinen des „*labiatus*-Quaders“. Es wird dominiert durch mittel- bis grob-

körnige Quarzsandsteine, die in dm-dicken Forsets intensiv planar schräggeschichtet sind (Abb. 14). Die Leeblätter der Schräggeschichtungskörper sind sehr einheitlich nach NW gerichtet. Crustaceen-Bauten (*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*) sind häufig, werden aber zum Topp des Profils deutlich seltener (VOIGT 1994). Gleichgerichtet nimmt die durchschnittliche Mächtigkeit der Schräggeschichtungskörper ab und die Korngröße zu, um in einem markanten Intervall bei Profilmeter 29,50-31,50 Grobsand- bis Feinkies-Größe zu erreichen (Abb. 14). Innerhalb dieses Paketes gibt es eine deutliche Erosionsfläche, und oberhalb nimmt die Korngröße rasch wieder ab, um graduell in die feinsandig-mergeligen Schichten der Übergangsfazies der Postelwitz-Formation (s. Stopp 6) überzugehen. Inoceramen der *Mytiloides labiatus*-Gruppe erlauben eine Datierung des Profils (VOIGT 1994).

Interpretation: Die Schmilka-Formation an der Ottomühle repräsentiert flach-subtidale Gezeitensande des oberen Vorstrandes (VOIGT 1994). Diese wurden in der Meerenge zwischen der Westsudetischen Insel und dem südwestlich gelegenen Böhmischem Massiv aufgrund von dominierend NW-gerichteten Gezeitenströmungen abgelagert. Wie im distaleren Parallelprofil zeigt sich auch hier eine graduelle Ver-

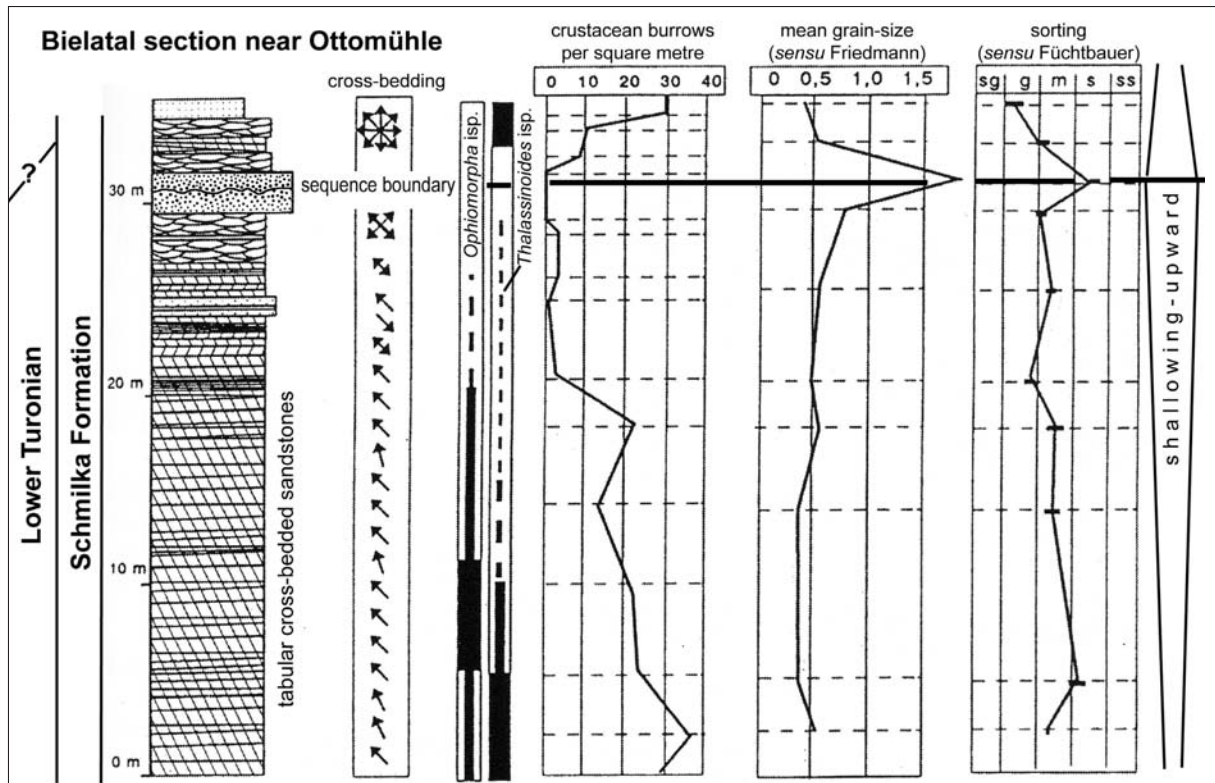


Abb. 14: Profil der (oberen) Schmilka-Formation im Bielatal nahe der Ottomühle (verändert nach Voigt 1994).

flachung, die in einer Erosionsdiskordanz im Unter-/Mittelturon-Grenzbereich bzw. im tiefsten Mittelturon endet. Bei dieser inmitten eines feinkiesigen Grobsandes ausgebildeten Sequenzgrenze handelt es sich um ein bio- und sequenzstratigraphisches Äquivalent der „Hornsand-Unconformity“ der Danubischen Kreide-Gruppe auf der SW-Seite des Böhmisches Massivs (NIEBUHR et al. 2009; s. Abb. 3). Die folgende frühmittelturone Transgression zeigt sich in einem klaren *fining-upward*-Trend.

Ausgewählte Literatur: VOIGT (1994, 1998b), TRÖGER & VOIGT (in NIEBUHR et al. 2007).

Stopp 6. Alte Ziegelei Raum

Lage: Die alte Grube der ehemaligen Ziegelei in Raum liegt ca. 500 m westlich der Ortschaft Rosenthal-Bielatal am Südhang des Harthenberges direkt neben dem Baustoffbetrieb an der Bahraer Strasse.

Lithostratigraphie: Postelwitz-Formation.

Chronostratigraphie: Mittelturon (*Collignonicerawoollgari*-Zone).

Beschreibung: Das Profil in Raum erschließt die so genannte Übergangsfazies der Postelwitz-Formation zwischen der rein-sandigen Lithofazies im Osten und der mergeligen Lithofazies der Räcknitz-Formation im Nordwesten (vgl. TRÖGER & VOIGT in NIEBUHR et al.

2007). Das Profil (Abb. 15) ist trotz der längeren Inaktivität des Abbaues noch immer in recht gutem Zustand und zeigt eine ca. 6 m mächtige, mehr oder weniger zyklische Wechsellagerung von dunkelgrauen, siltig-feinsandigen, ca. 1 m mächtigen Mergelschichten und hellgrauen, 10-20 cm dicken, siltigen Mergelkalkbänken. Die Abfolge ist stark bioturbiert (*Thalassinoides*, *Teichichnus*?) und fein verteilter Glaukonit ist häufig. Im unteren Bereich, ca. 50 cm über der Profillbasis, befindet sich eine knollige Mergelkalkbank mit röhrenförmig und fleckhaft angereicherten, glaukonitischen Mittel- bis Grobsanden sowie Austernschill. Gelegentlich finden sich auch kleindimensionale, ausgekolkte und mit Sand verfüllte Rinnen (*gutter casts*). An Makrofossilien kommen nicht selten dünnshalige Inoceramiden der *Inoceramus-lamarcki*-Gruppe (z.B. *lamarcki geinitzi* TRÖGER) und kleinwüchsige Austern vor. Ammoniten sind eher selten, der Aufschluss hat aber wiederholt das mittelturone Zonenleitfossil *Collignonicerawoollgari* (MANTELL) und *Lewesicerasperamplum* (MANTELL) geliefert.

Oberhalb der unteren Sohle sind weitere 6-7 m Profil stark verwachsen am Hang erschlossen. Qualitativ lässt sich sagen, dass das Profil nach oben hin zunehmend sandiger wird und heterolithische Sedimente (z.T. scharfbasige Fein-/Mittel-Sandsteinlagen und siltig-sandige Mergel) das Schichtungsgefüge prägen. Bioturbation und Glaukonit sind weiterhin häufig.

Interpretation: Das Profil in Raum erschließt den Verzahnungsbereich der überwiegend sandigen Postelwitz-Formation mit den feinkörnigen, mergelig-kalkigen Sedimenten der zeitgleichen Räcknitz-Formation (vgl. Abb. 3). Die Grenzen zwischen den Formationen sind naturgemäß unscharf und die flachmarine, sandige Fazies (Postelwitz-Formation) geht unter kontinuierlicher Korngrößenabnahme und Karbonatzunahme graduell in die tiefermarine Fazies (Räcknitz-Formation) über. Solange aber Sandsteinbänke vorkommen, wie hier in dem Profil bei Raum, werden die Schichten konventionell der Postelwitz-Formation zugeordnet (TRÖGER & VOIGT in NIEBUHR et al. 2007). In der faziellen Verzahnung von Postelwitz- und Räcknitz-Formationen zeigt sich das typische Bild eines gradierten Schelfs ohne starke Gradienten. Die Ablagerung in Raum erfolgte im offenermarinen Bereich (Ammoniten, Inoceramen) knapp oberhalb der Sturmwellenbasis, gelegentlich auch knapp darunter. Belege für grundberührenden Seegang sind die „tubular tempestites“, d.h. die grob verfüllten Bauten, die durch Sturmwelleninduzierte Injektion von Sediment-beladenen, beckengerichteten Bodenströmungen (*backflows*) in ehemals offene Bautensysteme entstehen (TEDESCO & WANLESS 1991). Dickere feinkörnige Pakete zeigen mittelfristig ruhigere Ablagerungsbedingungen unterhalb der

Sturmwellenbasis an. Es ist aber auch möglich, dass in diesen Schichten durch die intensive Bioturbation alle Zeugnisse von Sturmereignissen (z.B. *gutter casts*, distale Tempestite) komplett zerstört worden sind.

Ausgewählte Literatur: VOIGT (1994), TRÖGER & VOIGT (in NIEBUHR et al. 2007).

Stopp 7. Steinbruch Reinhardtsdorf

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

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

Chronostratigraphie: Mittel-/Oberturon-Grenzbe-
reich (obere *Collignoniceras-woollgari-* bis untere *Subprionocyclus-neptuni-Zone*). Das Vorhandensein von sehr großwüchsigen *Inoceramus lamarcki stuemcke* HEINZ spricht für eine stratigraphische Position sehr hoch im Mittelturon oder bereits im basalen Oberturon. Die Indexart für die Basis des Oberturon, *Inoceramus perplexus* WHITFIELD (= *Inoceramus pietzschii* TRÖGER) konnte bisher nicht nachgewiesen werden, weil sie (faziell oder erhaltungsbedingt) in der sandigen Lithofazies generell fehlt.

Beschreibung: Das Profil im Steinbruch Reinhardtsdorf beginnt unterhalb der heute aktiven Bruchsohle auf dem Niveau einer historischen Abbausohle im nördlichen Bruchteil. Hier stehen bis zu 7,50 m mächtige Pakete aus bräunlichen Fein- bis Mittelsandsteinen an, die an durch Bioturbation akzentuierten Bankfugen in dicke (1-2 m) Bänke unterteilt werden (Abb. 16). Gelegentlich zeigen sich flache Rinne-
strukturen. Das Gefüge der Sandsteine ist stark bioturbirt, vereinzelt können *Ophiomorpha*-Bauten identifiziert werden. Oberhalb einer 20 cm mächtigen, siltig-feinsandigen Fuge beginnt ein weiteres Sandsteinpaket, dessen Topp in den unteren Bereich der neuen Abbausohle hineinreicht (Profilmeter 7,75-12,50). Dieses Paket ist ebenfalls intern in Bänke gegliedert und zeigt ein deutliches *coarsening-upward* von bräunlichen Fein- zu hellen, quarzreichen, z.T. feinkiesigen Grobsandsteinen. In den oberen 2 m zeigen sich flache Rinne-
strukturen (z.T. mit Tonlagen nachgezeichnet), viele Pflanzenhäcksel und auch größere inkohlte Holzstücke sowie starke Bioturbation. Im oberen Bereich befinden sich grob verfüllte Bauten, die Toppfläche ist scharf und etwas eisen-schüssig. Mit einer weiteren, 10 cm dünnen, siltigen Fuge beginnt ein nächstes Sandsteinpaket (Topp bei 17,10 m), welches den unteren, momentan abgebauten Sandsteinhorizont („Quader“) darstellt. Im unteren

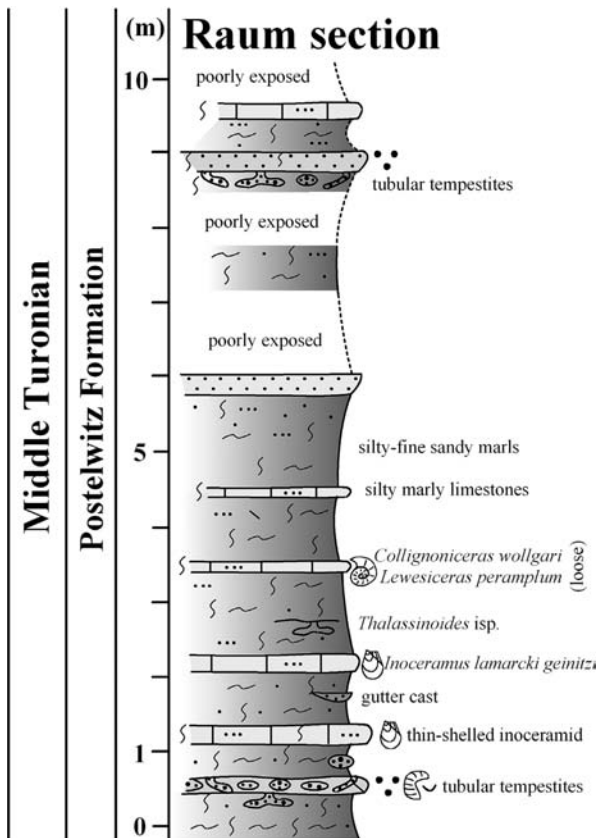


Abb. 15: Profil der Postelwitz-Formation in der offen gelas-
senen Grube der Ziegelei Raum.

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

Interpretation: Die Analyse der litho- und biofaziellen Daten der Postelwitz-Formation aus dem Steinbruch in Reinhardtsdorf resultiert in der Rekonstruktion eines überwiegend mäßig energetischen, gut durchlüfteten, nährstoffreichen und normal marinen Ablagerungs-

Abb. 16: Profil der Postelwitz-Formation im aktiven Steinbruch der Sächsischen Sandsteinwerke in Reinhardtsdorf.

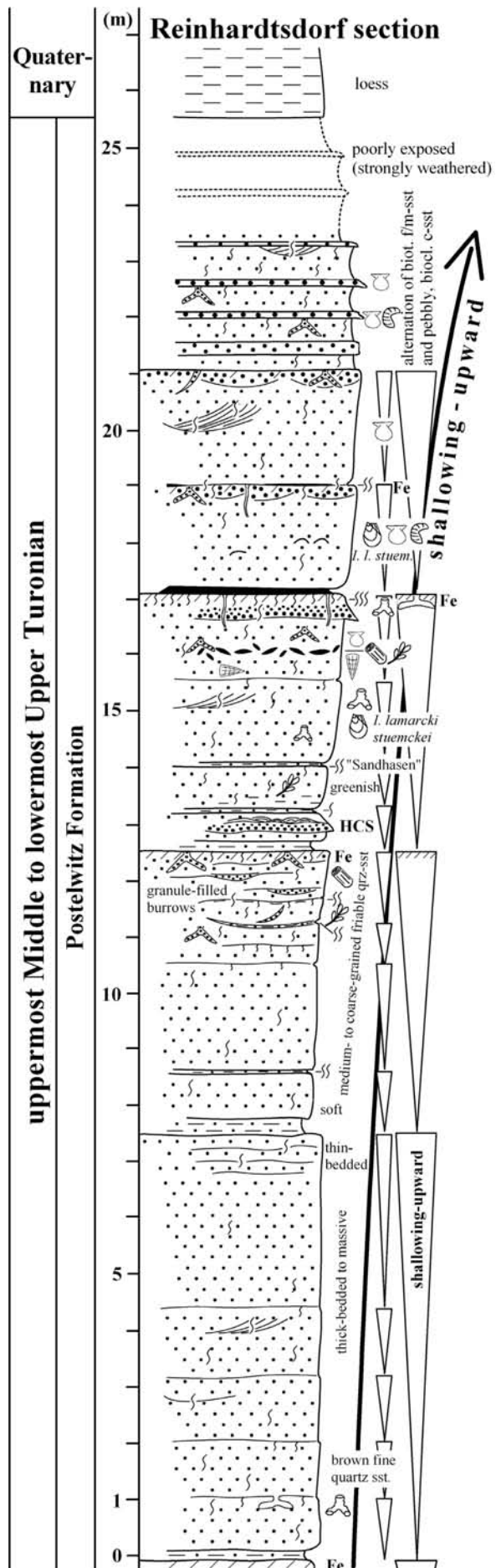




Abb. 17: Sandstein-Platte mit zwei großen *Inoceramus lamarcki stuemckeii* HEINZ (MMG_SaK 15171).

raumes oberhalb der Sturmwellenbasis. Gelegentlich verschiebt sich der Ablagerungsraum auch in höherenergetische Faziesbereiche (gröbere Fazies zum Topp der Sandsteinpakete und im oberen Profilteil generell). Eine reiche Infauna hat zumeist, mit Ausnahme der oberen Profilteile, zu einer vollständigen Durchwühlung des Sedimentes und zur Vernichtung fast aller primären Sedimentstrukturen geführt. Die stabilen Fein- bis Mittelsandssubstrate bevorzugten eine benthische Lebensgemeinschaft, die durch epifaunale Muscheln wie großwüchsige und stark skulpturierte, flach dem Substrat aufliegende Inoceramen (*Inoceramus lamarcki stuemckeii*), Pectiniden und Limiden sowie durch semi-infaunale Muscheln (*Pinna*) charakterisiert wurde. Der hohe Eintrag an Pflanzenresten zeigt, dass ein bewachsenes Festland nicht allzu fern lag.

Die 4-7,50 m mächtigen Sandsteinpakete, die stets mit einer dünnen tonig-siltigen Fuge beginnen, können aufgrund ihrer Korngrößenentwicklung und Biofazies (Spuren, Verteilung der Holzreste) als Verflachungszyklen gedeutet werden, die von signifikanten marinen Flutungsflächen an der Basis der begrenzenden Fugen voneinander getrennt werden. Die Zyklen sind allerdings nicht einheitlich ausgebildet, sondern intern durch Bankfugen bzw. Bioturbationshorizonte gegliedert, die eine höher-frequente Zyklizität reflektieren. Als eine Diskussionsgrundlage sei, ohne harte Beweise, in den Raum gestellt, dass sich hier möglicherweise der ca. 100 kyr andauernde Zyklus der kurzen Exzentrizität des Milankovitch-Bandes widerspiegelt. Gestützt wird die Hypothese von der

Beobachtung einer untergeordneten Zyklizität (Präzession?, Obliquität?) und einer simplen Rechenoperation: nach Korrelation mit den absoluten Zeitskalen stecken etwa 1,6 Mio. Jahre geologischer Zeit in der Ablagerung der mittelturonen Sandsteine a₁-a₃ der Postelwitz-Formation. Teilt man deren Mächtigkeit (ca. 100-120 m) durch das absolute Alter, so resultieren 6,25-7,50 m für einen kurzen Exzentrizitätszyklus von 100 kyr. Dieser Wert deckt sich recht gut mit den durchschnittlichen Zyklenmächtigkeiten im Profil Reinhardtsdorf. Allerdings müssen weitere Untersuchungen mit detaillierten Profilaufnahmen und -korrelationen diese Hypothese testen.

Insgesamt dokumentiert die zyklische Abfolge der Postelwitz-Formation in Reinhardtsdorf einen übergeordneten Verflachungstrend, der sich in der Korngröße (grob sandig-feinkiesig zum Topp), Sedimentstrukturen, der Biofazies und der abnehmenden Zyklenmächtigkeit ins Hangende (Abnahme des Akkommodationsraumes) widerspiegelt. Sequenzstratigraphisch zeigt sich hierin eine prograde Faziesentwicklung des späten Hochstandes (*normal regression*). Da am Standard-Sandsteinprofil der hinteren Sächsischen Schweiz im Schrammstein-Winterberg-Gebiet (LAMPRECHT 1928, 1934) nach eigenen Beobachtungen der Kontakt von Sandstein a₃ zu Sandstein b durch eine bedeutende Sequenzgrenze geprägt ist, würde die regressive Abfolge in Reinhardtsdorf sinnvollerweise dem Topp von Sandstein a₃ entsprechen und nicht der folgenden transgressiven Entwicklung des Sandsteins b. Der rechts-elbische, ca. 30 m mächtige, kompakte, grobe Sandstein b soll links-elbisch hier

im „Cunnersdorfer Revier ... fein- bis mittelkörnig, jedenfalls feiner als im Gebiet der Schrammsteine und des Winterberg-Gebietes“ sein (SEIFERT 1955: 68); es dürfte also durchaus Schwierigkeiten bereiten, ihn in dieser Lithofazies vom Sandstein a_3 zu unterscheiden. Weitere Untersuchungen sind also nötig.

Ausgewählte Literatur: SEIFERT 1955; VOIGT (1994), TRÖGER & VOIGT (in NIEBUHR et al. 2007).

Stopp 8. Aussichtspunkt Kaiserkrone mit Blick auf die Schrammsteine

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

Lithostratigraphie: obere Postelwitz-Formation (Sandsteine $c_{1,3}$) und Schrammstein-Formation (Sandsteine d und e; an der Kaiserkrone selbst nur bis Sandstein d, im Schrammsteinblick auch Sandstein e; s. Abb. 4, 18).

Chronostratigraphie: Oberturon und (im Schrammsteinblick) Unterconiac.

Beschreibung: Die Kaiserkrone stellt einen typischen kleineren, bereits in fortschreitender Zerstörung begriffenen Tafelberg des Elbsandstein-Gebirges dar. Der Gipfel ist an NNW/SSE-streichenden Klüften in drei Einzelfelsen zergliedert, die, von der Ferne betrachtet, den kronenartigen Habitus des Felsen ausmachen. Mit 354 m ist sie etwas niedriger als der unmittelbar südlich gelegene Zirkelstein (384 m), aber einfacher zu besteigen, und bietet vom nördlichen Teilgipfel einen phantastischen Ausblick auf das Schrammstein-Winterberg-Gebiet, in dem von LAMPRECHT (1928, 1934) die klassische Gliederung der hinteren Sächsischen Schweiz in die Sandstein-Stufen a-e erarbeitet wurde. Da der langwierige, z.T. recht schwierige Aufstieg zu den Schrammsteinen den Zeitrahmen der Eintagesexkursion sprengen würde, muss hier der Fernblick genügen (s. Abb. 18).

Die bewaldeten Hänge der Kaiserkrone bestehen aus der oberen Postelwitz-Formation (Sandsteine c_{1+2}), die „Krone“ (d.h. der Felsgipfel) aus großbankigen, grobsandig-feinkiesigen Sandsteinen des Sandsteins c_3 und der unteren Schrammstein-Formation (Sandstein d). Zwischen Sandstein c_3 der oberen Postelwitz-Formation und Sandstein d der unteren Schrammstein-Formation liegt als gut kenntlicher Marker der γ_3 -Horizont. Dieser ist feinsandig ausgebildet, weniger stark zementiert und bildet somit immer deutliche Schichtfugen und -höhlen aus, an denen die Verwitterung bevorzugt ansetzt (deutlich am „Krümsand“ zu erkennen). An vielen Stellen ist auch die typische Alaunverwitterung mit ihren charakteristischen „fressenden Wunden“

zu sehen, die an der frischen, gelblichen Farbe der Sandsteine kenntlich ist. Im Niveau des γ_3 -Horizonts führt ein Ringwanderweg um die drei Teilgipfel herum. Vom Nordgipfel aus kann an den alten Postelwitzer Brüchen im Typusprofil am Elbhänge sehr schön die Postelwitz-Formation erkannt werden (insbesondere die Sandsteine a; Abb. 18). Die Schrammsteine werden zunächst oberhalb des γ_3 -Horizonts von etwa 50-60 m hohen, senkrechten Felswänden des Sandsteins d der unteren Schrammstein-Formation geformt. Etwa 20 m unterhalb der Gipfel befindet sich eine weitere Schichtfuge (δ_2 -Horizont), der an einer oft bewachsenen Stufe den hangenden Sandstein e der Schrammstein-Formation abgrenzt. Der δ_2 -Horizont ist ein etwa 4 m dickes Intervall dünnbankiger, bioturbater Feinsandsteine. Sandstein e erreicht am Großen Winterberg mindesten 80 m Mächtigkeit; an den Schrammsteinen sind ca. 20 m erhalten, welche die oberste Kappe des Gipfelzuges bilden. Nur wenige der „Steine“ des Elbsandstein-Gebirges haben, wie z.B. der Lilienstein und der Pfaffenstein, auf ihren Gipfeln noch Reste des Sandsteins e erhalten.

Interpretation: Die Grenze von der Postelwitz- zur Schrammstein-Formation stellt eine bedeutende mittel-oberturone Diskontinuität dar, die möglicherweise mit der Sequenzgrenze unterhalb des *Hyphantoceras*-Events korreliert (s. Abb. 3) und sowohl im Böhmisches Kreidebecken (WIESE et al. 2004) wie auch in der Danubischen Kreide von Bayern (NIEBUHR et al. 2009) prominent ausgebildet ist. Im folgenden γ_3 -Horizont dokumentiert sich eine bedeutende Transgression (gut sortierte, feinkörnige marine Quarzarenite), die nach Vergleichen mit den Beckenprofilen im Raum Dresden mit den Strehleener und Weinböhlauer Kalken und dem darin dokumentierten *Hyphantoceras*-Event bzw. dem Zeichener Ton korrelieren dürfte (TRÖGER & WEJDA 1997, WIESE et al. 2004; s. Abb. 3). Die groben Sandsteine der unteren Schrammstein-Formation bestehen überwiegend aus (z.T. rötlichen) Quarzen und haben aber eine sehr schlechte texturale Reife (schlechte Sortierung und Zurundung). Die Ablagerung erfolgte in relativer Küstennähe, die Transportwege aus dem Liefergebiet (Lausitzer Granitgebiet?) waren eher kurz. Gleichsam konnte wohl aufgrund rascher Ablagerung und Überdeckung keine nennenswerte marine Maturierung der Sande im Küstengebiet erfolgen. Das spricht für hohe Absenkungsraten im Bereich vor der Lausitzer Überschiebung und entsprechende sys-sedimentäre tektonische Aktivität.

Der δ_2 -Horizont signalisiert ein weiteres Transgressionsereignis in der grobsandigen Küstenfazies der Schrammstein-Formation. Es könnte sich möglicherweise ebenfalls noch um ein spät-turonisches Ereignis handeln, da im Hangenden der *Hyphantoceras*-Transgression (hier = γ_3 -Horizont) noch innerhalb der



Abb. 18: Blick vom nördlichen Teilgipfel der Kaiserkrone auf die Schrammsteine mit Sandsteinstufen, Leithorizonten und Formationsgliederung.

Mytiloides-scupini-Zone des terminalen Oberturons eine Sequenzgrenze mit anschließender Transgression bekannt ist (vgl. WIESE & KRÖGER 1998). Gesichert dürfte sein, dass Sandstein e (und damit die höhere Schrammstein-Formation) in das Unterconiac hinein reicht. Allerdings wurden aus den Übertage anstehenden Sandsteinen c, d und e des Schrammstein-Winterberg-Gebietes bisher keine biostratigraphisch verwertbaren Fossilien geborgen. Alle wichtigen Leitfossilien der oberen Postelwitz-Formation und der Schrammstein-Formation, einschließlich der unterconiacischen Index-Inocerame *Cremnoceramus inconstans* aus der Bohrung Rathewalde (TRÖGER 2008), stammen aus dem Übergangsbereich der sandigen zur mergeligen Lithofazies zwischen Pirna–Wehlen–Rosenthal-Bielatal (vgl. TRÖGER & VOIGT in NIEBUHR et al. 2007).

Ausgewählte Literatur: RAST (1959), TRÖGER & VOIGT (in NIEBUHR et al. 2007).

Stopp 9. Burg Stolpen

Die Burg Stolpen liegt weithin sichtbar auf einem tertiären Basaltschlott inmitten der sächsischen Kleinstadt Stolpen. Der Stolpener Basaltberg zählt zu den wichtigsten Vulkanitvorkommen im sächsisch-böhmischen Raum und ist durch seine besonders schönen, ebenmäßigen und schlanken Basaltsäulen überregional bekannt. Der Name Stolpen ist dem obersorbischen „*stolp*“ (für Säule, Pfosten) entlehnt.

Die Anfänge der Burg Stolpen gehen wohl bis 1100 n. Chr. zurück, als es zur Errichtung einer ersten hölzernen Wehranlage kam. Die exponierte Lage mit 356 m üNN spielte hierbei sicherlich eine große Rolle (Abb. 19). Die erste gesicherte urkundliche Erwähnung datiert in das Jahr 1222, um 1320 wird die Burg Stolpen Verwaltungsmittelpunkt des neu gebildeten Amtes

Stolpen. Zwischen 1451-1537 erfolgte ein grundlegender Neuaufbau als frühneuzeitliche Wehranlage. In der Folgezeit erlebte die Burg eine wechselhafte Geschichte, und es seien hier exemplarisch nur die Belagerung durch die Schweden im 30-jährigen Krieg (1639) und die Errichtung von Verteidigungsanlagen durch Napoleon Bonaparte (1813) erwähnt. 1935-39 erfolgte ein Ausbau der Burg zur Förderung des Fremdenverkehrs, nach dem 2. Weltkrieg dann die Angliederung an die Hauptverwaltung der Staatlichen Museen, Schlösser und Gärten in Dresden. 1992 wurde die Burg durch den Freistaat Sachsen übernommen und ist nun ein Staatlicher Schlossbetrieb.

Historisch bekannt ist die Burg Stolpen vor allem auch durch die Geschichte der Gräfin Cosel (1680-1765), die seit Ende 1705 als starke Frau an der Seite August des Starken steht. Über sieben Jahre begleitet sie den Kurfürsten und König sogar auf seinen Feldzügen im Nordischen Krieg. Ab 1712 beginnt sich das Verhältnis zwischen beiden stark abzukühlen, im Wesentlichen durch die Kritik der Cosel an Augusts Polenpolitik, zu deren Durchsetzung eine neue polnische Mätresse an Bedeutung gewinnt. Endgültig in Ungnade fällt Gräfin Cosel dann 1716 und wird nach Stolpen verbannt. Sie stirbt erst nach 49 Jahren Aufenthalt auf der Burg im Alter von 85 Jahren. Damit dürfte die Gräfin Cosel einen (einsamen) Rekord halten: keine Person der 800-jährigen Burrgeschichte hat sich länger auf Stolpen aufgehalten, sie hat allein fünf Festungskommandanten Kommen und Gehen sehen und selbst den Sohn Augusts des Starken um zwei Jahre überlebt. Die Gemäuer der Burg Stolpen hat sie auch nicht „mit den Füßen voran“ verlassen: sie wurde in der Burgkapelle beigesetzt.

Geologisch und wissenschaftshistorisch bedeutsam ist der Stolpener Burgberg wegen seiner Säulenbasalte. Das Basaltvorkommen hat eine maximale E/W-Erstreckung von etwa 700 m bei einer Breite



Abb. 19: Burgberg in Stolpen mit gut kenntlichen Basaltsäulen.

von 350 m. Petrographisch korrekt ausgedrückt handelt es sich um einen Nephelin- und glasführenden Olivin-Augit-Basalt (LANGE 2006b), der im späten Oligozän vor etwas 25 myr eruptierte. Er gehört zu den Vulkaniten, die den Nordrand des Egerrift-Systems begleiteten. Die Basaltsäulen sind in Meilerstellung angeordnet und zeichnen das Bild einer NW/SE-gerichteten Quell- oder Staukuppe. Nach einer ersten detaillierten Beschreibung des Stolpener Basalts 1546 durch Georgius Agricola (1494–1555) setzte um 1770 ein heftiger Gelehrtenstreit um die Entstehung des Basalts im Allgemeinen und des Stolpener Vorkommens im Besonderen ein. Die „Neptunisten“ sahen den Basalt als Niederschlag (Auskristallisation) aus heißem Wasser, die „Plutonisten“ hielten Feuer für das gesteinsbildende Element. Abraham Gottlob Werner, einer der einflussreichsten Gelehrten der Bergakademie Freiberg und Verfechter der Neptunisten, besucht 1776 den Stolpener Burgberg und fand „*nun auch nicht die Spur von vulkanischer Wirkung, auch nicht das geringste Merkmal einer vulkanischen Erzeugung*“ (Zitat aus LANGE 2006b). Weitere bekannte Gelehrte besuchten Stolpen, unter anderem auch Johann Wolfgang von Goethe am 31. Juli 1790 anlässlich einer Reise nach Schlesien. Der Streit zwischen Neptunisten und Plutonisten währte noch lange, bis sich etwa 1820 die vulkanische Theorie endgültig durchgesetzt hatte.

Danksagung

Wir bedanken uns herzlich bei M. RÖTHEL und R. WINKLER (SNSD-MMG, Dresden) für die Unterstützung bei der Geländearbeit sowie Fossilpräparation und -photographie. Herr U. JAHR von den Sächsischen Sandsteinwerken in Pirna gewährte uns freundlicherweise Zugang in die aktiven Steinbrüche am Lohmgrund und in Reinhardtsdorf. Herrn T. VOIGT (Universität Jena) sei für die gemeinsame Geländebegehung und Diskussionsbereitschaft rund um die Elbtalkreide gedankt.

Schriftenverzeichnis

- BEEGER, D. & QUELLMALZ, W. (1994): Dresden und Umgebung. – Sammlung Geologischer Führer, 87: 205 S.; Berlin, Stuttgart (Borntäger).
- GEINITZ, H.B. (1839–1843): Charakteristik der Schichten und Petrefakten des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges sowie der Versteinerungen von Kieslingswalda. Heft 1-4. – 1-116 (Heft 1-3) + 1-19 (Heft 4), 31 Taf.; Leipzig (Arnold).
- GEINITZ, H.B. (1849): Das Quadersandsteingebirge oder das Kreidegebirge in Deutschland. – 293 S.; Freiberg (von Craz & Gerlach).
- GEINITZ, H.B. (1871–1875): Das Elbthalgebirge in Sachsen. Teil I. Der Untere Quader. – *Palaeontographica*, **20** (I): 276 S.; Cassel (Theodor Fischer).
- GEINITZ, H.B. (1872–1875): Das Elbthalgebirge in Sachsen. Teil II. Der mittlere und obere Quader. – *Palaeontographica*, **20** (II): 245 S.; Cassel (Theodor Fischer).
- HÄNTZSCHEL, W. (1928): Neue Aufschlüsse an der Lausitzer Hauptverwerfung bei Hohnstein (Sächs. Schweiz). – *N. Jb. Min., Geol., Paläont., Beilbd.*, **B 59**: 80-116; Stuttgart.
- KLEY, J. & VOIGT, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europoe convergence, not Alpine collision. – *Geology*, **36**: 839-842; Boulder.
- KRENTZ, O. (2008): Postvariszische Entwicklung. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.), *Geologie von Sachsen*. 472-478; Stuttgart (Schweizerbart).
- LAMPRECHT, F. (1928): Schichtenfolge und Oberflächenformen im Winterberggebiete des Elbsandsteingebirges. – *Mitt. Ver. Erdkunde*, Jg. **1927**: 1-48; Dresden.
- LAMPRECHT, F. (1934): Die Schichtlagerung des Turons im sächsisch-böhmischen Elbsandsteingebirge. – *Ber. mathem. phys. Kl. sächs. Akad. Wiss. Leipzig*, **86**: 155-186; Leipzig.
- LANGE, J.-L. (2006a): Brandungsklippe vom Hohen Stein. – *Miniaturen zur Geologie Sachsens. GeoTope*, **2**: 1-15; Dresden.
- LANGE, J.-L. (2006b): Basalt von Stolpen. – *Miniaturen zur Geologie Sachsens. GeoTope*, **1**: 1-15; Dresden.
- LÖSER, H. (1989): Die Korallen der sächsischen Oberkreide. Teil 1. – *Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden*, **36**: 88-154; Leipzig.
- MCKERROW, W.S. (1992, Hrsg.): *Ökologie der Fossilien: Lebensgemeinschaften, Lebensräume, Lebensweisen*. – 2nd Ed., 248 S.; Stuttgart (Franckh-Kosmos).

- NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. (2007): Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. – Schriftenr. dt. Ges. Geowiss., **55**: 136 S.; Hannover (Mecke).
- NIEBUHR, B., PÜRNER, T. & WILMSEN, M. (2009): Lithostratigraphie der außeralpinen Kreide Bayerns. – Schriftenr. dt. Ges. Geowiss., **65**: 7-48; Hannover (Mecke).
- PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (2008, Hrsg.): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – 573 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- PETRASCHEK, W. (1902): Die Ammoniten der sächsischen Kreideformation. – Beitr. Paläont. Geol. Österreich-Ungarn, **14**: 131-162, Tafeln 7-12; Wien und Leipzig.
- PIETZSCH, K. (1962): Geologie von Sachsen. – 870 S.; Berlin (Dt. Verl. Wiss.).
- PRESCHER, H. (1954): Sedimentpetrographische Untersuchungen oberturonen Sandsteine im Elbsandsteingebirge. – Freiburger Forschungsh., **C 11** und Mitt. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, N.F., **70**: 1-96; Berlin.
- PRESCHER, H. (1981): Probleme der Korrelation des Cenomans und Turons in der Sächsischen und Böhmisches Kreide. – Z. Geol. Wiss., **9**: 367-373; Berlin.
- PRESCHER, H. & TRÖGER, K.-A. (1989): Die „Meißner Schichten“ der sächsischen Kreide (Forschungsgeschichte, Litho- und Biostratigraphie). – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, **36**: 155-167; Leipzig.
- RAST, H. (1959): Geologischer Führer durch das Elbsandsteingebirge. – Bergakademie Freiberg Fernstudium: 224 S.; Berlin (Dt. Verl. Wiss.).
- SCHANDER, H. (1923): Die cenomane Transgression im mittleren Elbtalgebiet. – Z. dt. Ges. Geowiss., **75**: 107-154; Berlin.
- SCHWEIGERT, G. (2009): Ein Bohrmuschel löst das Rätsel: Der Jura von Hohnstein. – Fossilien, **3**: 145-148; Korb.
- SEIFERT, A. (1937): Die Gerölle im Turon-Sandstein entlang der Lausitzer Überschiebung im Elbsandsteingebirge. – Z. dt. Ges. Geowiss., **89**: 629-647; Berlin.
- SEIFERT, A. (1955): Stratigraphie und Paläogeographie des Cenoman und Turons im sächsischen Elbtalgebiet. – Freiburger Forschungsh., **C 14**: 218 S.; Leipzig.
- TEDESCO, L.P. & WANLESS, H.R. (1991): Generation of Sedimentary Facies and Facies by Repetitive Excavation and Storm Infilling of Burrow Networks, Holocene of South Florida and Caicos Platform, B.W.I. – *Palaios*, **6** (3): 326-343; Tulsa.
- TRÖGER, K.-A. (1956): Über die Kreideablagerungen des Plauenschen Grundes (sedimentpetrographische und biostratigraphisch-paläontologische Untersuchungen). – Jb. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, **2**: 22-124; Dresden.
- TRÖGER, K.-A. (1969): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman-Turon). Teil II – Stratigraphie und fazielle Ausbildung des Cenomans und Turons in Sachsen, dem nördlichen Harzvorland und dem Ohmgebirge. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, **13**: 1-70; Dresden.
- TRÖGER, K.-A. (2008): Kreide - Oberkreide. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.), Geologie von Sachsen. 311-358; Stuttgart.
- TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T. (1995): Event- und Sequenzstratigraphie in der Sächsischen Kreide. – Berl. geowiss. Abh., **E 16** (1): 255-267; Berlin.
- TRÖGER, K.-A. & VOIGT, T. (2007): Elbtal-Gruppe. – In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. (Hrsg.), Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. Schriftenr. dt. Ges. Geowiss., **55**: 50-66; Hannover.
- TRÖGER, K.-A. & WEJDA, M. (1997): Biostratigraphie der Strehleiner Formation (Ob. Turon bis Unt.-Coniac) im Gebiet von Dresden. – Freiburger Forschungsh., **C 466**: 1-17; Freiberg.
- VOIGT, E. (1989): Beitrag zur Bryozoen-Fauna des sächsischen Cenomaniums. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, **36**: 8-87; Leipzig.
- VOIGT, S., GALE, A.S. & VOIGT, T. (2006): Sea-level changes, carbon cycling and palaeoclimate during the Late Cenomanian of northwest Europe; an integrated palaeoenvironmental analysis. – *Cret. Research*, **27**: 836-858; Amsterdam.
- VOIGT, T. (1994): Faziesentwicklung und Ablagerungssequenzen am Rand eines Epikontinentalmeeres – die Sedimentationsgeschichte der Sächsischen Kreide. – Diss.-Schr. TU Bergakademie Freiberg: 130 S.; Freiberg. [Unveröff.]
- VOIGT, T. (1998a): Entwicklung und Architektur einer fluvialen Talfüllung – die Niederschöna-Formation im Sächsischen Kreidebecken. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, **43/44**: 121-139; Dresden.
- VOIGT, T. (1998b): Ablagerungsbedingungen und Taphonomie der Schmilka-Formation (Unter-Turon) südlich von Pirna (Sächsisches Kreidebecken). – Greifswalder Geowiss. Beitr., **6**: 193-207; Greifswald.
- VOIGT, T. & TRÖGER, K.-A. (1996): Sea-level changes during the Late Cenomanian and Early Turonian in the Saxonian Cretaceous Basin. – *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **77**: 275-290; Hamburg.
- VOIGT, T., EYNATTEN, H. VON & FRANZKE, H.-J. (2004): Late Cretaceous unconformities in the Subhercynian Cretaceous Basin (Germany). – *Acta Geol. Polon.*, **54** (4): 673-694; Warszawa.
- VOIGT, T., VOIGT, S. & TRÖGER, K.-A. (1994): Faziesentwicklung einer ertrunkenen Felsküste – die obercenomane Monzonitklippe westlich von Dresden. – Freiburger Forschungsh., **C 452**: 23-34; Freiberg.
- WALTER, H. & SUHR, P. (1997): Proximale Tempestite aus dem tieferen Obercenoman (naviculare-Zone) von Dresden-Coschütz. – Freiburger Forschungsh., **C 468**: 305-317; Freiberg.
- WIESE, F. & KRÖGER, B. (1998): Evidence for a shallowing event in the Upper Turonian (Cretaceous) *Mytiloides scupini* Zone of northern Germany. – *Acta Geol. Polon.*, **48** (3): 265-284; Warszawa.
- WIESE, F., ČECH, S., EKRT, B., KOŠT'ÁK, M., MAZUCH, M. & VOIGT, S. (2004): The Upper Turonian of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) exemplified by the Úpohlavy working quarry: integrated stratigraphy and palaeoceanography of a gateway to the Tethys. – *Cret. Research*, **25**: 329-352; Amsterdam.
- WILMSEN, M. (2003): Sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian Stage in northern Germany. – *Cret. Research*, **24**: 525-568; Amsterdam.
- ZIEGLER, P.A. (1990): Geological atlas of Western and Central Europe. – 2nd ed., Shell Intern. Petrol., Maatschappij B.V.: 1-239; The Hague.

BREITKREUZ, CHR., RENNO, A., SCHNEIDER, J.-W. & STANEK, K.. (2009): Late Paleozoic volcanosedimentary evolution of the Elbe Zone and the eastern Erzgebirge [Spätpaläozoische vulkanosedimentäre Entwicklung der Elbezone und des östlichen Erzgebirges]. – In: LANGE, J.-M., LINNEMANN, U. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): GeoDresden2009. Geologie der Böhmisches Masse – Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas, 161. Jahrestagung Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, 30.09.-02.10.2009 in Dresden. Exkursionsführer. – Exkurs.f. und Veröffentl. DGG, 241: S. 219 - 230, 13 Fig., 10 Tab.; Hannover.

Late Paleozoic volcanosedimentary evolution of the Elbe Zone and the eastern Erzgebirge [Spätpaläozoische vulkanosedimentäre Entwicklung der Elbezone und des östlichen Erzgebirges]

CHRISTOPH BREITKREUZ, AXEL RENNO, JÖRG W. SCHNEIDER, KLAUS STANEK,

Geology and Mineralogy Departments, TU Bergakademie Freiberg, Germany, cbreit@geo.tu-freiberg.de

In a one-day trip the topic will be illustrated with outcrops in the Döhlen Basin, the Tharandter Wald Caldera, the Saida-Berggießhübel Dyke Swarm and in the Meißen Volcanic Complex. Physical volcanology (in parts related to caldera evolution), geochemistry and geochronology of welded and non-welded ignimbrites, lava, coherent and pyroclastic dikes will be

discussed. The sediments range from volcanigenic alluvial fan to palustrine basin fill with associated Permian fauna and flora. A high light are the Late Carboniferous Pechstein cliffs at Götterfelsen. The abundant seismites (“Kämme”) are another unique feature of the Döhlen Basin.

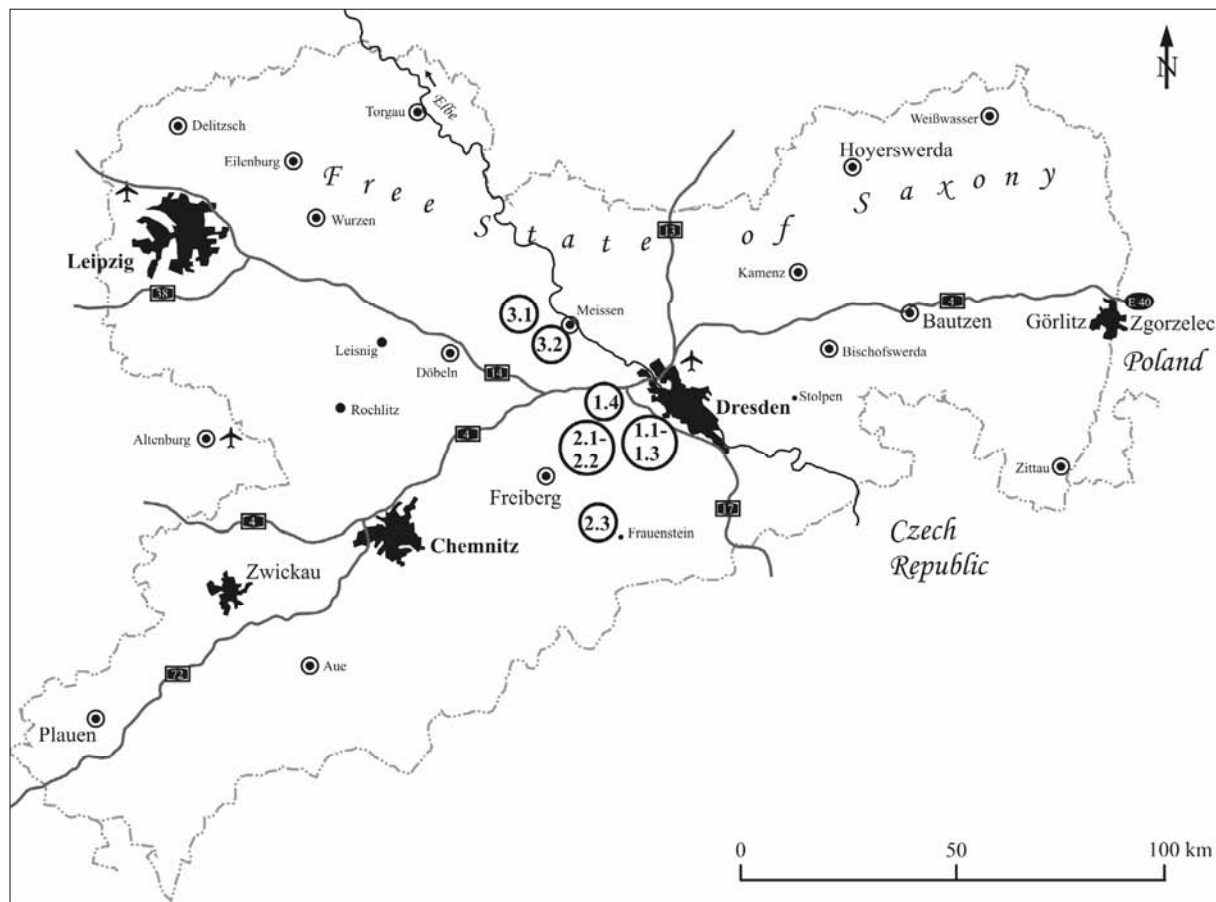


Fig. 1: Topographic sketch map with stop location.

Part I – The volcanosedimentary evolution of the Early Permian Döhlen Basin

Introduction

The NW-SE striking Döhlen basin (22 km by 6 km) close to Dresden is one of the numerous Late Paleozoic intermountain continental basins in the Variscan orogenic belt (Fig. 2). The Döhlen basin is well known for its extraordinary well preserved flora (BARTHEL 1976) and quite special fauna. Since the studies of CREDNER (1881) and GEINITZ & DEICHMÜLLER (1882), one of the most diverse amphibian and reptilian fauna in the European Permian are known from the lacustrine Niederhäslich limestone, however, fishes have never been found. Furthermore, the unquestionable lacustrine limestone contain true marine calcareous algae of typical Tethyan aspect (dasycladacean-udoteacean-phyllloid algal association) which were considered as "air-born invaders" (SCHNEIDER & GEBHARDT 1992, GEBHARDT & SCHNEIDER 1993). BARTHEL (1964, 1976) published the occurrence of plant cuticles in the same level, indicating an upland-flora of mesophytic character in the Lower Permian. Similarly spectacular was the discovery of remains of the gigantic myriapod-like *Arthropleura* in the Döhlen Fm. and in the topmost Niederhäslich Fm. (SCHNEIDER & BARTHEL 1997).

The evolution of the Late Paleozoic basin (Upper Carboniferous - Lower Permian; ?Gzhelian - ?Sakmarian) was controlled by the activity of the dextral Elbe strike-slip zone (MATTERN 1996). The basin development is subdivided in four megacycles, which correlate with the differentiated subsidence of tilted blocks. The complicated facies patterns (Fig. 3) are caused by NW trending reverse faults resulting in several depositional centers. Noteworthy is the frequent occurrence of centimeters to meters wide earthquake-generated clastic dikes.

The initial part of the basin development was accompanied by andesitic to dacitic volcanism which produced pyroclastic flow deposits, lava flows and basin wide coarse ash fall layers. The Unkersdorf lava yielded a SHRIMP U/Pb zircon emplacement age of 296 ± 3 Ma (HOFFMANN et al. in prep.; see stop 1.4). In the course of the

Döhlen basin evolution felsic ash fall and pyroclastic flow deposits intercalated with the basin fill (Fig. 3).

Stop 1.1 Tagesstrecke Freital – Burgk

Freital-Burgk, Burgk castle, Coal-Mining Museum with the "Tagesstrecke Oberes Revier Burgk" (day level Upper District Burgk) (N 51°00'13" E 13°40'10")

In this gallery the first coal seam of the Döhlen Fm. with pyroclastic layers and clastic dikes is exposed. Coal mining in the Döhlen basin was documented for the first time in 1542 by Moritz, Duke of Saxony, but is unquestionably much older. The history and the development of the mining activity are directly linked to the industrial development in Saxony, especially to ore mining and smelting in the Erzgebirge area. Coal exploration and exploitation lead to extensive interrelations with geosciences and technical sciences, not only on a regional scale. Some examples:

Geoscience:

- Explanations to geological map of the Meißen - Dresden area with economical evaluation of the coals in the Döhlen basin (NAUMANN & COTTA 1845)
- Characterisation of Carboniferous and Rotliegend coals in Saxony, estimation of resources and, based on (bio)stratigraphic correlations, hints for future exploration; comparison with coal basins in Europe, Russia, Canada (New Scotland), North America (GEINITZ 1856)

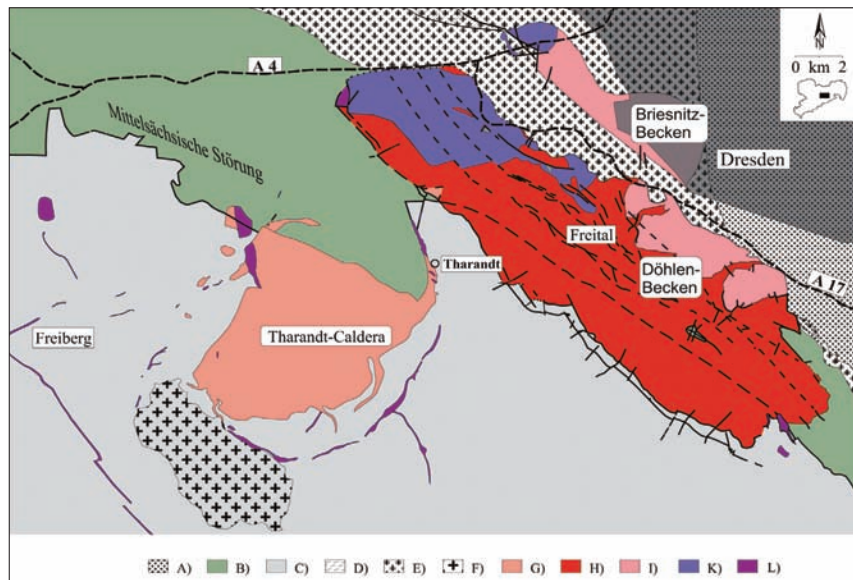


Fig. 2: Geological sketch map of the Elbe Zone (A) Cadomian granitoids. (B) Lower Palaeozoic low-grade metamorphic rocks. (C) Neoproterozoic – Lower Palaeozoic high-grade metamorphic rocks. (D) Neoproterozoic Coswig gneisses. (E) Meißen Intrusive Complex. (F) Late-Variscan granites (Niederbobritzsch pluton). (G) Tharandt-Caldera ignimbrites. (H) Clastic fill of the Döhlen Basin: (I) The same as before, covered below younger strata (Briesnitz Basin included). (K) Intermediate volcanic rocks in the Döhlen Basin. (L) Late Palaeozoic sub-effusive volcanic rocks.

- Stratigraphic synopsis of the German Rotliegend and Zechstein (Dyas), comparison with Russia, England, Ireland and Spitzbergen (GEINITZ 1861)

Technical innovations in the coal mines of the Döhlen basin:

- 1810: Development of the coal-flotation for the cleaning of coal by Lindig
- 1828: building of a factory for the production of coal gas for lighting - the second in Germany (Baron of Burgk)
- 1872 - 1877 experiments of Otto Lilienthal (!) for coal breaking with channeling machines, patented in 1877
- 1882: The worldwide first use of an electric locomotive in subsurface mining; Oppel shaft of the Royal Rock Coal Factory Zauckerode

In the second half of the 18th century, the Döhlen basin was the best organized and technically most developed coal mining district in Germany, resulting from the concentration of the over 30 small mines in five villages into the "Royal Rock Coal Factory Zauckerode" since 1806 and since 1819 into the "Baron of Burgk Rock Coal Factory" (Freiherrlich von Burgker Steinkohlenwerke). The mining activity continued, with some short interruptions, up to 1989. Besides the

rock coal, uranium rich coals have been exploited by the "Soviet-German Joint-Stock Company Wismut" (SDAG Wismut) from 1947 up to 1989 (altogether 3.600 t Uranium).

The museum "Haus der Heimat" is situated in the former Burgk castle. The Barons of Burgk (primarily of middle-class origin) were very active in the development of coal mining, coking plants, ironworks and steel production and, last but not least, in farming and stock-breeding (e.g. horses used in the mines). On the castle grounds, directly next to the old wine press, a gallery mouth is located which has been used from 1828 to 1883 by the miners as an 1.300 m long entrance to the mines Fortuna, Segen Gottes and Neue Hoffnung. A part of this gallery exposes the first coal seam of the Döhlen Fm. together with mining machinery open for visitors.

Stop 1.2 Clay pit Zauckerode

In Freital Zauckerode at the Wilsdruffer street (N 51°00'37", E 13°38'59") alluvial plain sediments of the upper part of the Niederhäslich Formation, the fourth megacycle of the Döhlen basin, is exposed (Fig. 3). The up to 320 m thick **Niederhäslich Formation** starts with up to 35 m of conglomerates and sandstones that grade towards the basin center into coarse

sandstones and siltstones. These are overlain by c. 50 m of green-grey fluvial to shallow lacustrine siltstones with rare conglomeratic channels. Thin layers of ash and crystal tuffs are common. The top of this sequence is defined by a distinct marker horizon, the 6 m thick phreatomagmatic Zauckerode Tuff.

The overlying c. 170 m of grey-green siltstones with common intercalations of conglomerate and sandstone channels, sandstones, and pyroclastic horizons, are topped by 40 m of carbonaceous shales, coaly siltstones, lacustrine carbonates (the Niederhäslich limestone) deposited in local depressions and subbasins. Subsurface mining of the lacustrine Niederhäslich limestone in the 19th century revealed one of the most diverse tetrapod faunas, dominated by various

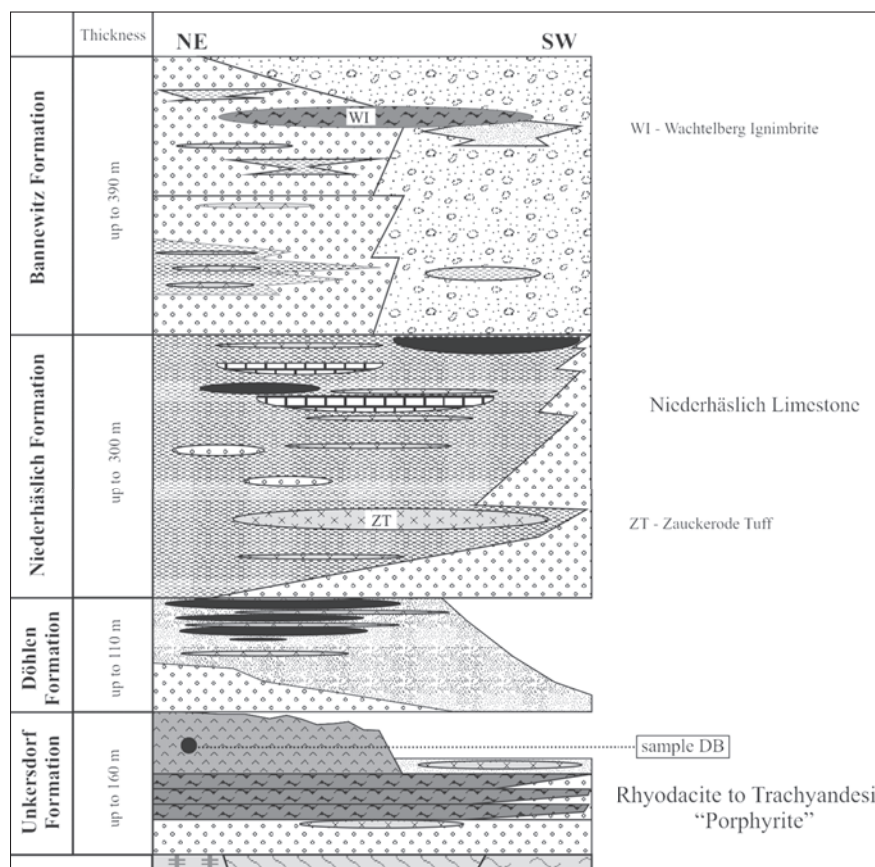


Fig. 3: Döhlen Basin: lithostratigraphy and prominent marker beds (Hoffmann, written commun.; based on REICHEL 1970, SCHNEIDER & HOFFMANN 2001).

amphibians and reptiles (e.g., WERNEBURG 1991). Based on the *Melanerpeton pusillum* - *Melanerpeton gracile* amphibian zone (WERNEBURG & SCHNEIDER 2006), the formation is correlated with the upper Lower Rotliegend (Sakmarian).

In the clay pit a profile from the Zauckerode tuff up almost close to the base of the Niederhäslich limestone is exposed. The sediments consist mainly of alluvial plain siltstones with intercalated pyroclastic horizons and small fluvial channels of pebbly sandstones. Most interesting are the well exposed clastic dikes in this outcrop. In comparison with other European Late Paleozoic basins, the clastic dikes are very abundant in the Döhlen basin. Exposed mainly in the coal mines, they have been described by HAUSSE (1892) and later by REICHEL (1985). In the first coal seam, clastic dikes with mm to 10 m thickness, a lateral extension of up to 800 m and a vertical extension of up to 30 m have been recorded. Statistic directional measurements revealed preferred NW-SE- and NNW-SSE-strikes. In the area of intrabasinal highs, a radiate configuration of the dikes has been noted (HAUSSE 1892). Clastic dikes of minor size have also been observed in the pyroclastic rocks and lavas of the Unkersdorf Fm. whereas they are missing in the Bannewitz Fm.

Generally, polyphase widening of the dikes and pulsatory flow of plastic and fluidal sediments is apparent from the textures. For some of the dikes an origin in pelitic and pyroclastic horizons can be traced from which the fluidized sediment intruded into the clastic dikes. The formation is seen in relation with earth quakes which occurred with local volcanism and/or tectonic activity of the Elbe lineament.

Stop 1.3 Volcanosedimentary massflow deposits at Backofen, Freital

“Backofen-Felsen” at the western entrance of the town of Freital, west of the railway-bridge, directly north of the road Tharandt/Freital (N 50°59'00”, E 13°37'51”). The deposits of the Backofen belong to the Bannewitz Formation (Fig. 3). Biostratigraphic and isotopic data are missing up to now; amphibians in the topmost Niederhäslich Fm. below the Bannewitz Fm. belong to the *Melanerpeton gracile*-zone (WERNEBURG 1991, WERNEBURG & SCHNEIDER 2006), which indicate an

uppermost Lower Rotliegend age; therefore the Bannewitz Fm. is tentatively placed in the Upper Rotliegend, which agrees with paleoclimatic indications and facies pattern; the volcanic activity during the Bannewitz Fm. correlates with the second maximum of volcano-tectonic events around the Lower/Upper Rotliegend boundary. Recently, some dm-thick grey-brownish to red colored synsedimentary cherts have been detected that contain uncompressed remains of plants (*Scolecoperis elegans*, *Psaronius*), small shrimps (? *Uronectes*) as well as amphibian remains (“Branchiosaurs”). Furthermore, hydrophile to xerophile plants (*Asterophyllites*, *Pecopteris*, *Ernestiodendron*) occur in laminated red siltstones; mm-scale invertebrate traces were found on the surface of red tuffitic siltstones. Some 250 m above the base of the formation the Wachtelberg tuff (≤ 12 m thick) follows (Fig. 3), now preserved as local relicts of post-Rotliegend erosion, but most probably of primary basin-wide distribution.

The red beds of the Bannewitz Fm. belong to a debris flow and sheet flood dominated fan and alluvial plain system with synsedimentary volcanic influence. Sedimentation starts with a tectonically induced reactivation of the relief after predominately fine-clastic sedimentation of the Niederhäslich Fm. From the active SW border fault, large bajada-like fans of gneiss-dominated conglomerates and, coming from the Tharandt Volcanite Complex, of rhyolite-dominated conglomerates prograded to the basin centre. Caused by transport along the basin axis to SE, the material of the local fans is mixed together as fanglomeratic rhyolite-gneiss-conglomerate (Fig. 4). The NE margin of the basin, which comprise of monzonites, seems to have been inactive, suggesting a half graben system for the Döhlen basin.

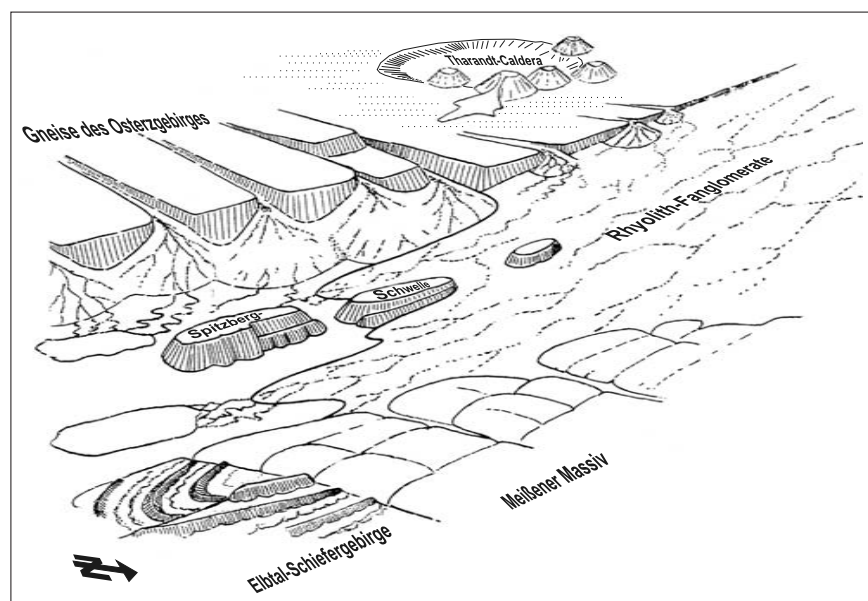


Fig. 4: Paleo-topographic sketch of the Döhlen basin during the Bannewitz Fm. View is towards NW (after SCHNEIDER & HOFFMANN 2001).

Tab. 1: Chemical composition of various lavas of the Unkersdorf Fm. (DIETZE et al. 2007 and own data):

sample wt %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ°
Die	64.80	0.66	15.00	0.07	4.20	2.50	1.60	2.85	4.25	0.21	96.14
kw-1	60,6	0,9	16,98	0,126	5,91	1,29	2,84	3,99	2,85	0,41	99,38
db-14	61,63	0,73	15,87	0,041	4,86	0,58	0,7	2,97	5,43	0,189	98,56
db-17	64,75	0,71	15,46	0,035	4,08	0,73	1,6	3,22	4,2	0,231	98,61

Die: sample 3 of DIETZE et al. (2007), kw-1: abandoned quarry Kesselsdorf; db-14 & db-17: quarry Wilsdruff

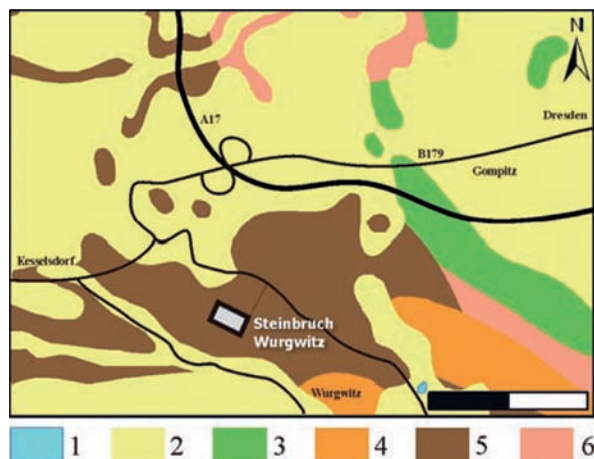


Fig. 5: Location of the trachydacite quarry ("Porphyrit") near Wurgwitz (slightly modified after DIETZE et al. 2007). 1 pond; 2 Quaternary; 3 Cretaceous sandstone; 4 Permo-Carboniferous sediments (conglomerate); 5 trachydacite; 6 monzonite (black and white scale = one km).

Most characteristic for the Bannewitz formation are rhyolitic fanglomerates ("brecciated tuffs" or "brecciated conglomerates" according to the older literature) shed from the NW into the basin. The dominating components of the fanglomerates are rhyolite pebbles with fluidal texture, originating most possibly from the Meissen Volcanite Complex (type Dobritz-rhyolite, see Stop 3.2 below). The fanglomerates interfinger with arkosic sandstones and siltstones, which frequently contain cm-large devitrified pumice lapillis (now clay). Some of the decameter thick pyroclastic sandy siltstone sequences in the Bannewitz / Gittersee area show laminar flow structures, load casts and convolute bedding. All together this suggests a lahar like sedimentation style for much of the Bannewitz Fm.

Stop 1.4 Active quarry Wurgwitz near Kesselsdorf

Access: Road from Kesselsdorf to Freital; turn left 1 km East of Kesselsdorf (direction Wurgwitz): active quarry of the Faber company on the right hand side (N 51°1'48"; E 13°38'49")

This stop is dedicated to the porphyritic lava of the Unkersdorf Fm. (Figs. 2, 3, 5). Composition and textu-

res of the lavas are heterogeneous, but trachydacites predominate (Tab. 1 and 2, Fig. 6). Apart from coherent textures, brecciated lava is frequent.

The Wurgwitz quarry mines violet trachydacite

for gravel. Samples of rhyodacitic lava from quarry Wilsdruff (Unkersdorf Fm., about 4 km to the NW) have been determined by U/Pb SHRIMP measurements to be 296.0 ± 3.0 Ma old. Hence basin formation started at the Carboniferous-Permian boundary and the fill of the Döhlen Basin has Permian age.

Tab. 2: Modal composition of a trachydacite of the Wurgwitz quarry (DIETZE et al. 2007):

mineral	modal %
quartz	15
albite	15
andesine	20
sanidine	30
biotite	2
amphibole	2
hematite	2
amorphous	14
apatite	traces
Ti-minerals (?)	traces
Σ	100

Part II - Tharandt Caldera, Altenberg-Teplice Caldera and related dyke systems

Introduction

This part is dedicated to the Late Carboniferous caldera structures and related dyke systems of the eastern Erzgebirge Mts. Here, the post-Variscan peneplain contains relics of near-surface volcanic formations, preserved in the Tharandt- and the Altenberg-Teplice Calderas (Fig. 7). Both calderas have been filled by rhyolitic ignimbrites of various textures and have been intruded by early post-kinematic granite (BENEK 1980, 1981, 1991, BREITER 1997). The ring dikes of the collapse structures show evidence of magma squeezing and early differentiated enclaves. The Altenberg-Teplice Caldera, which has been classified as a trap door caldera (BENEK 1991), hosts rare-metal bearing mineralizations and greisen formation (BREITER et al. 1991).

Between the Tharandt- and Altenberg-Teplice Caldera systems, more than 350 dikes constitute the rhyolitic Sayda-Berggießhübel dyke swarm (SBDS)

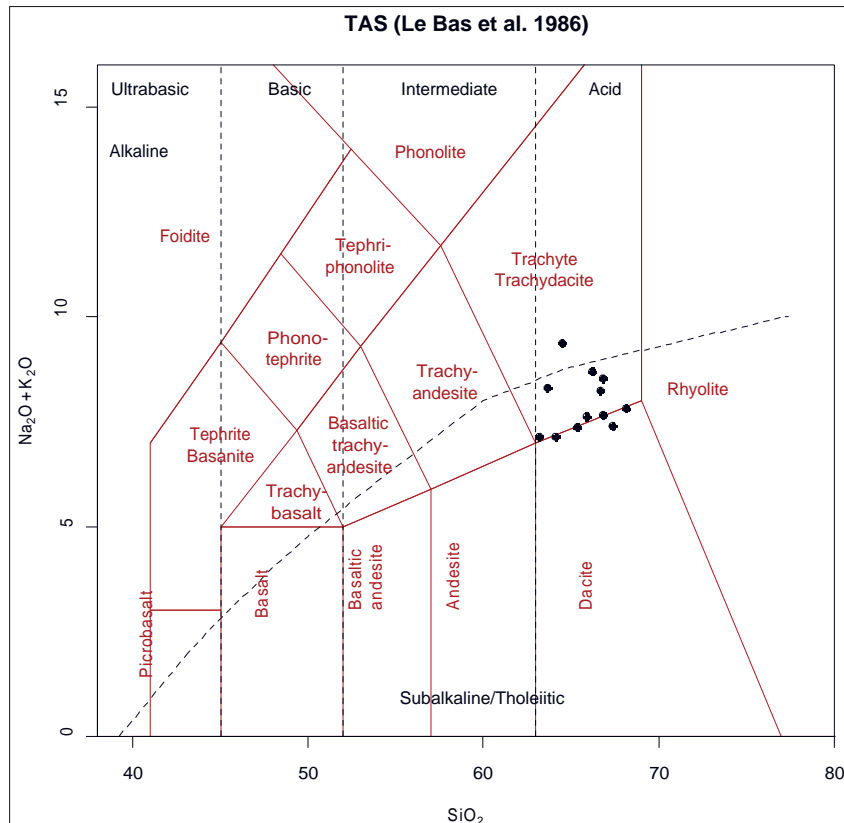


Fig. 6: Classification of the lava from the Unkersdorf Fm. from the quarry Wurgwitz and similar rocks of the Döhlen Basin.

abandoned quarry in the forest (N 50°59'55"; E 13°28'56").

Ignimbrites form the northern extend of the Tharandt Caldera, deposited above the Late Carboniferous erosion surface. The thickness of the ignimbrite suite reaches up to 150 m at this place. In the outcrop the so-called “quartz-poor rhyolite” exhibits fiamme textures typical for ignimbritic tuffs with a high degree of compaction and presumably stretching, since fiamme of 10 cm length have a thickness of only 3 mm. Phenocrysts of qz, kf, pl and bt are widespread and show various sizes. Especially the distribution of qz crystals is not uniform. Geochemical classification and REE pattern of Tharandt volcanic rocks are depicted in Fig. 9. Lithic clasts of basement rocks occur as well, although they are rare and relatively small (max.

cross-cutting the Variscan basement (Fig. 2). They reach lengths from a few meters up to several tens of kilometers and widths from decimeters to several hundred meters. Three generations of rhyolitic dikes have been distinguished macroscopically as well as by age and geochemistry (PÄLCHEN 1968, WETZEL 1984).

Stop 2.1 “Porphyrite fan” near Mohorn – Grund

Access: From the village Mohorn (B173) to the settlement Grund, 400m east of the parking place along a hiking path,

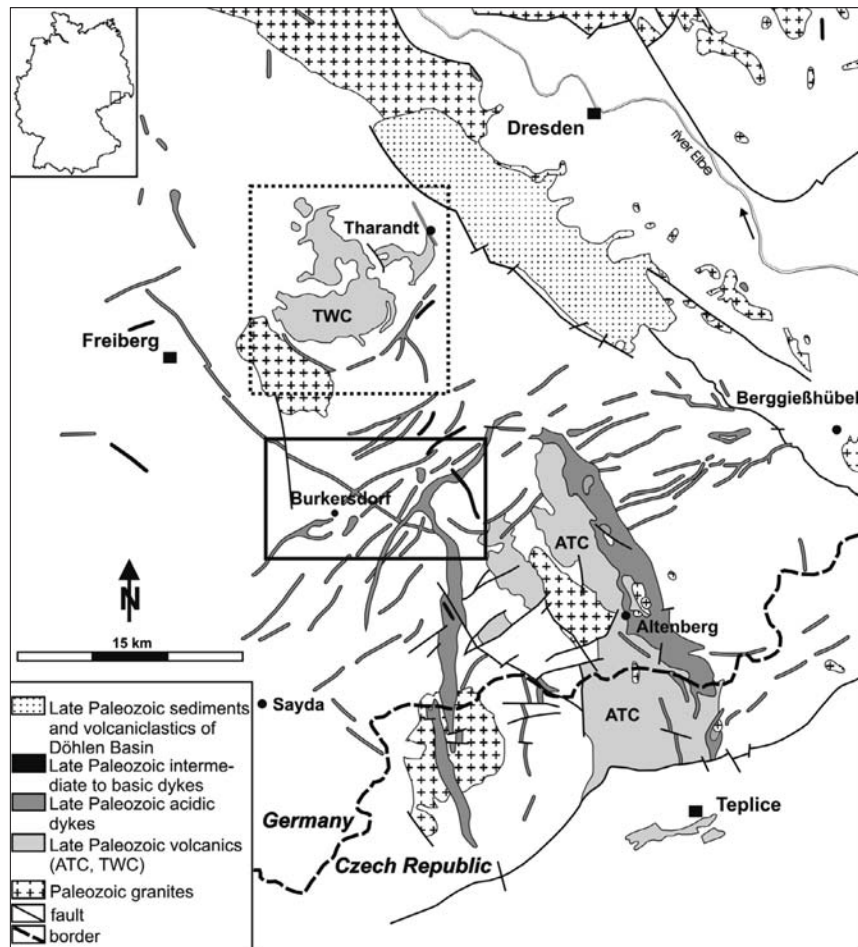


Fig. 7: Geologic sketch map of the distribution of Permo-Carboniferous intrusive and volcanic rocks (modified after WINTER et al. 2008). The box with dashed line indicates the position of Fig. 8, the box with black line indicates position of fig. 10.

2 cm). The ignimbrite forms typical cooling columns, suggesting a channel-like deposition. Anyway, the orientation and bending of the thin columns indicates complex patterns of the cooling surfaces. The outcrop was yet described and interpreted by LEONHARD (1851).

Stop 2.2 Contact of the Freiberg Gneiss with the southwestern margin of the Tharandt Caldera

Access: Naundorf village, parking place Freibad Naundorf, following the hiking trail at the northern side of the Grundbach creek to the centre point of Saxony (Mittelpunkt Sachsens). Along the hillside several outcrops will be visited (N 50°55'54"; E 13°26'25").

Contact of biotite gneiss with injections of rhyolitic magma of the Tharandt Caldera. The gneiss has been cracked by the forceful intrusion. The magma intruded along pre-existing joints or filled the cracked space in between the metamorphic foliation, forming lit-par-lit textures. In places, the dikes display a pyroclastic texture.

Stop 2.3 Turmberg east of Burkersdorf

Access: Road B 101 between Burkersdorf and Frauenstein, turn left on country lane c. 1.5 km south of Burkersdorf, follow country lane for 1 km (N 50°49'26"; E 13°31'21")

Located between two large Late Palaeozoic rhyolitic Caldera systems - the Tharandter Wald Caldera (TWC) and the Altenberg-Teplice Caldera (ATC) - in the eastern Erzgebirge region, the extended NE-SW trending Sayda-Berggießhübel dyke swarm (SBDS)

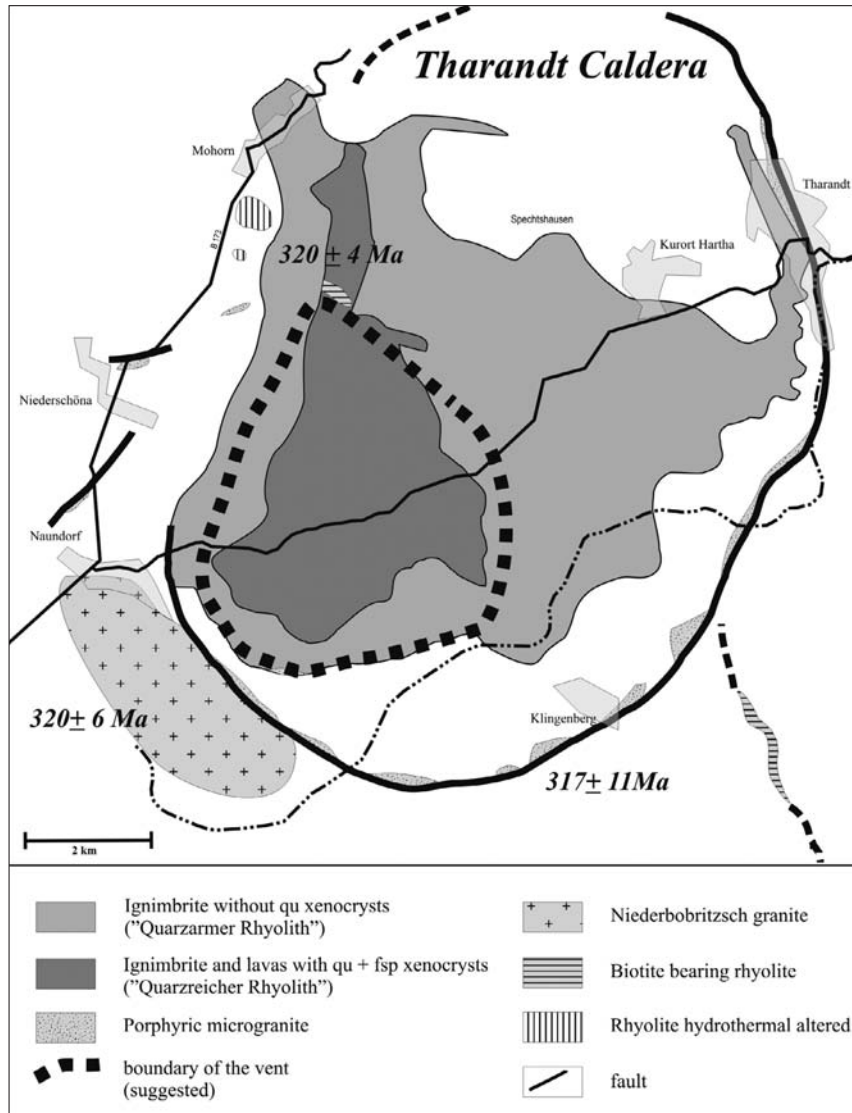


Fig. 8: Geological sketch map of the Tharandt Caldera.

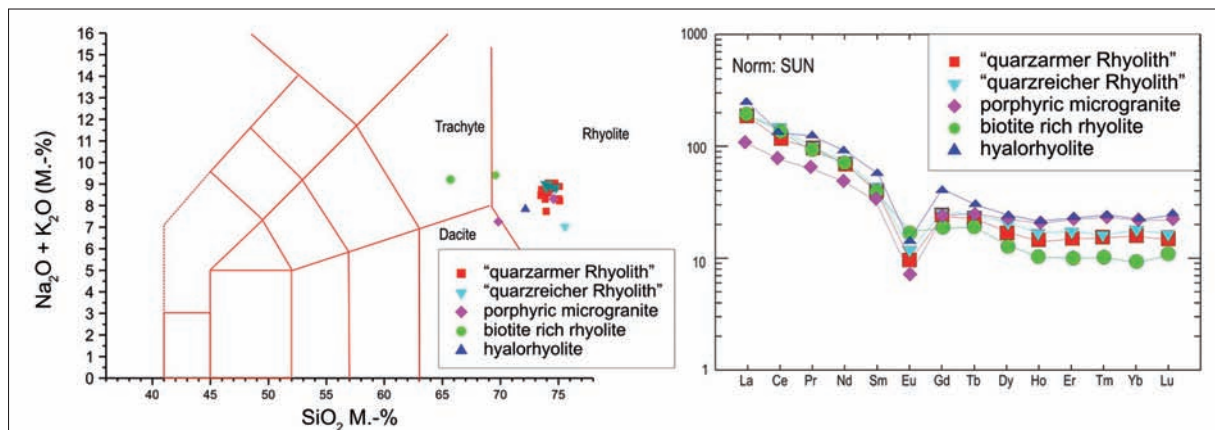


Fig. 9: Geochemical trends of the main volcanic rock types of the Tharandt Caldera.

of rhyolitic composition was emplaced into Variscan gneisses (Figs. 7 and 10). The dikes expose massive coherent rhyolite (CR) and four pyroclastic bodies reveal welded rhyolitic tuffs (WRT).

Overlying CR dikes, the WRT form sub circular topographic elevations of up to 1 km in diameter. These have been interpreted by previous authors as erosional remnants of the ATC ignimbrite sheet. Another hill located on a dyke is built up of a columnar jointed rhyolitic lava dome or laccolith. The WRT display a fluidal moderately to mostly vertically dipping welded texture with fiamme-like fragments up to 90 cm

long. Strike orientation of the fiamme varies strongly. Gneiss lithic fragments reach up to 2 volume % of analyzed area of rock samples. The WRT are columnar jointed. The columns have a predominantly horizontal to sub horizontal orientation.

In outcrop, rock slab and thin section maximum particle size and the relative proportions of fiamme, phenocrysts in fiamme, lithic fragments and of crystal clasts (qz, kf, pl, bt) in tuff have been measured. The correlation of the data with the regional geology shows that the welded rhyolitic tuff bodies resemble individual vent systems. Compared to the fiamme, the tuff

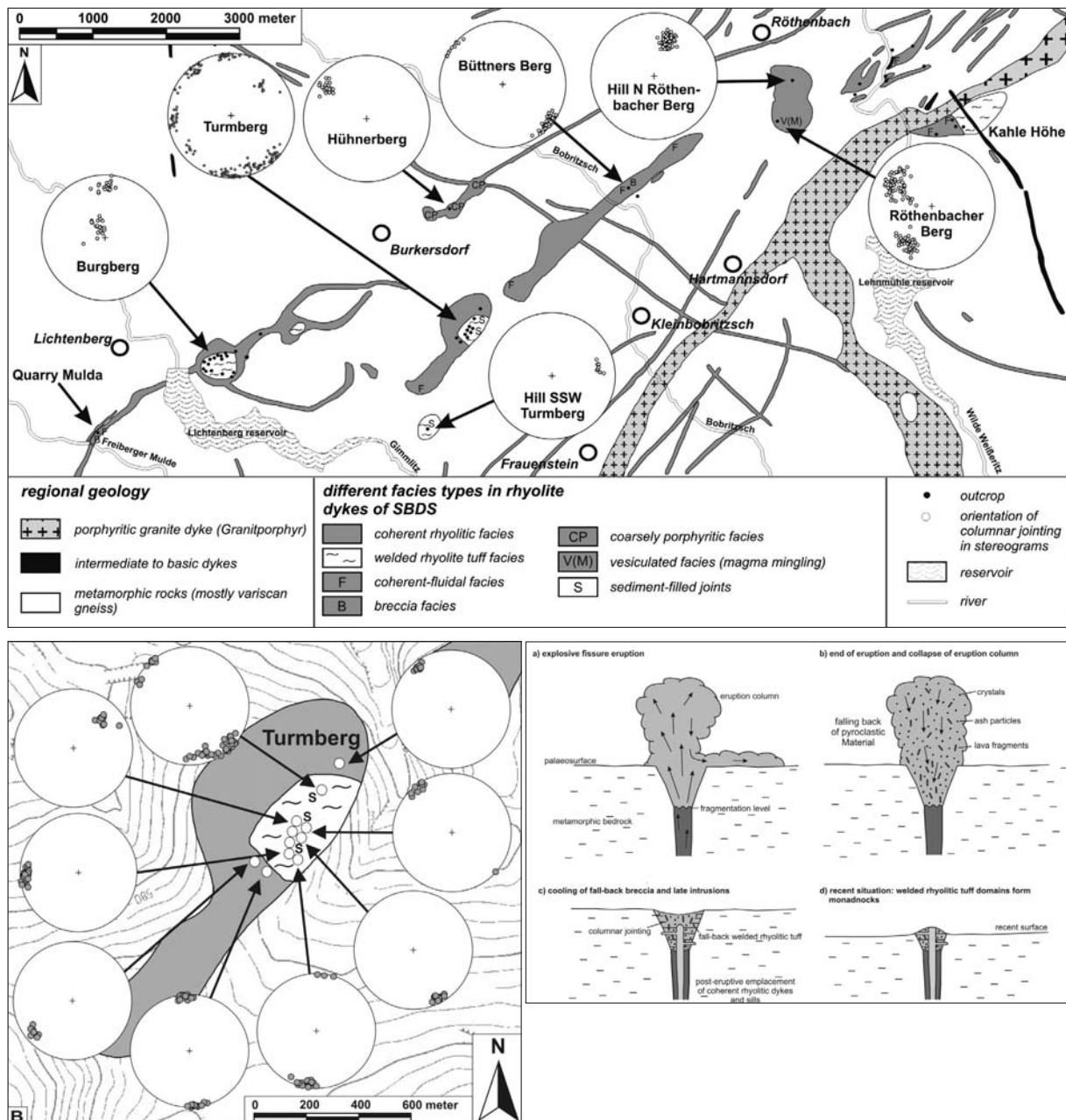


Fig. 10: The Sayda-Berggießhübel dyke swarm north of Frauenstein with stereographic display of the orientation of columnar jointing (upper figure); lower left: Stereographic display of the orientation of fiamme in the Turmberg welded rhyolitic tuff domain; lower right: presumed scenario for the formation of the welded tuff domains (WINTER et al. 2008).

matrix has a higher crystal clast content indicating pyroclastic fractionation to have taken place.

Comparison of granulometric and geochemical SBDS data with ignimbrite samples from TWC and ATC confirms a close relation between SBDS and ATC. The SBDS is a possible vent area for the ATC. The textural data, the orientation of both fiamme and cooling columns and other field relations suggest that the WRT of the SBDS represent welded fall-back tuffs. They formed in vents positioned upon an active magmatic dyke system (WINTER et al. 2008).

We shall visit the abandoned quarry at Turmberg. The pyroclastic domain shows varying fiamme orientation and sub-horizontal columnar jointing (Fig. 10).

Part III - The Meissen Massif

Introduction

The Meissen Massif (MM) is situated between the Saxon Erzgebirge, the Saxon Granulite Massif in the West and the Lusatian Massif in the East within the Elbe Zone. The Elbe Zone is interpreted as a Late-Carboniferous NW-trending ductile shear zone (RAUCHE 1991, MATTERN 1996) that formed along the northern margin of the Bohemian Massif (Fig. 11). The structure is oriented parallel to the Tornquist line. Intrusive contacts are visible in several outcrops bet-

ween the plutonic rocks of the MM and metamorphic rocks of the Nossen-Wilsdruff-Schiefergebirge and the Elbtalschiefergebirge in the West and gneisses in the East. The MM developed as a typical telescope intrusion with K-rich gabbros and diorites as a rim grading rapidly into monzodiorites and monzonites (Fig. 15; WENZEL et al. 1991). These rocks show intense features of solid-state deformation and magmatic flow decreasing from the rims inward (PFEIFFER 1964; WENZEL et al. 2000).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages of amphiboles of 329.1 ± 2.8 Ma and 330.4 ± 2.8 Ma (WENZEL et al. 1997) and $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ SHRIMP ages of magmatic rims on zircons of 326 ± 6 Ma and 330 ± 5 Ma (NASDALA et al. 1999) are indistinguishable, and they prove an intrusion of the monzonitic magmas during the uppermost Viséan. Subsequently, several granite types of granodioritic and leucomonzogranitic composition intruded, e.g. the "Hauptgranit" and the "Riesensteingranit" (PFEIFFER 1964, WENZEL et al. 1991). Except for small, mostly brittle shear zones these granites show no preferred fabric. Muscovite yielded $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages of 323.4 ± 1 Ma and 323.6 ± 1 Ma (SHARP et al. 1997).

Minette dikes intruded solely into the monzonitic rocks. SHARP et al. (1997) interpreted a mean integrated $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 5 biotite grains of 326.8 ± 3.6 Ma as a minimum age of the minette dikes. The age of kersantite dikes intruding the monzonites and parts

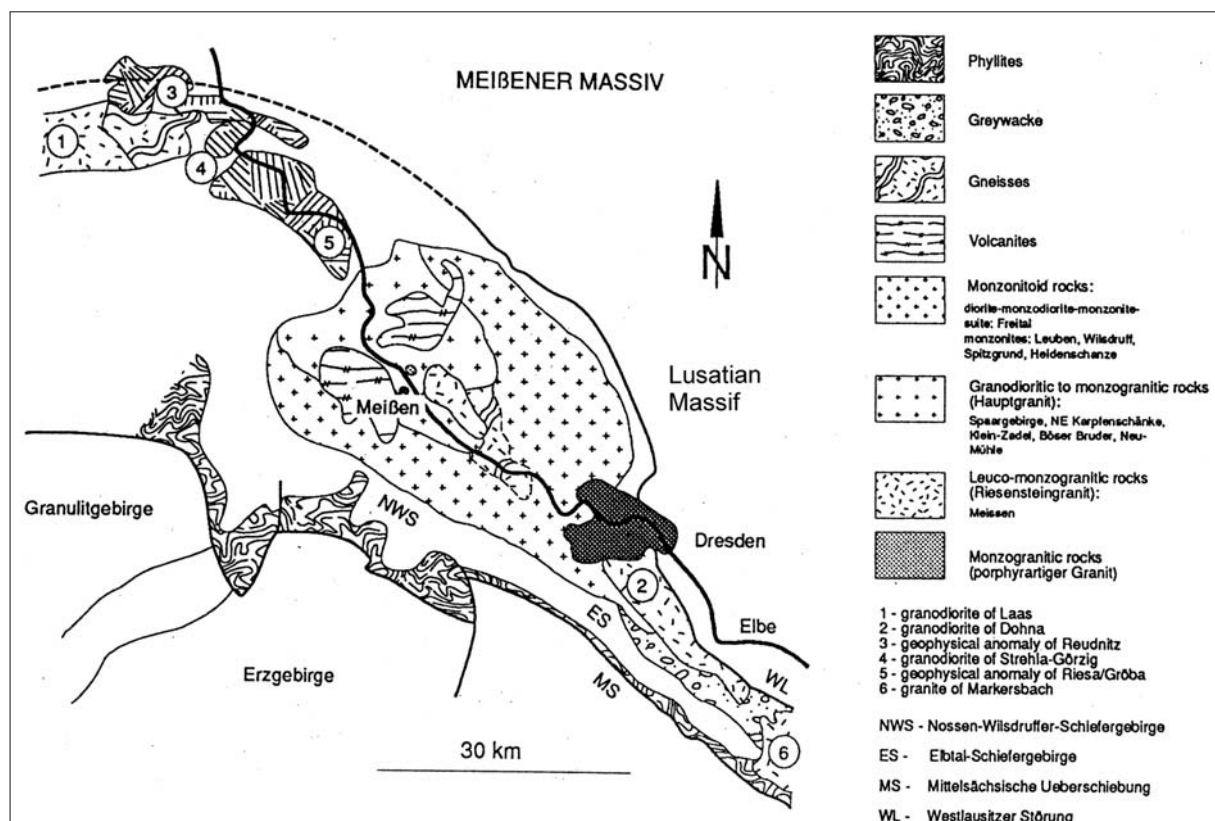


Fig. 11: Geological Map of the Meissen Massif and adjacent units (after WENZEL et al. 1997)

of the “Hauptgranit” remains unknown. Additionally we find different types of intermediate and acid dikes intruding all plutonic rock types of the MM, including amphibole bearing microgranodiorites (“Porphyrit”), porphyritic microgranite (“G π ”), and microgranites (“Aplite”). Many of these dikes served as feeding dikes for volcanic complexes in the West and East of the town Meissen and in the Döhlen Basin.

WENZEL (1999, et al. 1997) proved convincingly the formation of the monzonitoid rocks by mixing of K-rich rocks from two different mantle sources accompanied by crustal contamination. Both mantle sources show features of strong enrichment. The slightly younger granodioritic and monzogranitic rocks, the “Hauptgranit” and the “Riesensteingranit” are of different origin. The “Hauptgranit” mainly derived from a mixing of a monzonite-like melt fraction and a melt-fraction of crustal origin. Depending on the respective predominance of the monzonite-like melt or the crustal melt we find amphibole-bearing granodioritic types or muscovite-bearing monzogranitic types. The “Riesensteingranit” is a leucomonzogranitic melt of exclusively crustal origin. The crustal melts were ge-

nerated by the input of large amounts of mantle melts into the lower crust (underplating; WENZEL 1999).

Stop 3.1 Welded Ignimbrite at active quarry Leutewitz

Access: Take road K8074 leaving Leutewitz towards the east, quarry on the left side of the road (51°09'12"; E 13°22'19")

The Leutewitz Ignimbrite consists of a crystal- and lithic-rich welded pyroclastic deposit. Locally, a vitrophyric facies is preserved (JENTSCH 1981). The lithic fragments resemble plutonic rocks presumably originating from the underlying Meissen Massif. Field relations reveal that the Leutewitz Ignimbrite is older than the Dobritz-Lava (Stop 3.2).

Stop 3.2 Abandoned pitchstone quarries near Garsebach (W of Meissen)

Access: Enter valley of the Triebisch river West of Meissen; stop 500 m west of active quarry at abandoned quarry to the right (N 51°07"; E 13°26")

This stop is dedicated to volcanic rocks of the Meissen Volcanic Complex (MVC), which rest on the Meissen Massif. The MVC consists of two parts, one located northeast of the river Elbe, and one located southwest of the river. The latter is positioned on the down-thrown block of a Mesozoic fault. As a consequence, the northeastern part experienced stronger erosion, whereas the southwestern part (80 km²) exposes volcanic and volcanoclastic rocks. These comprise of the welded Leutewitz Ignimbrite and the weakly porphyritic Dobritz Lava (STUTZER 1910), which themselves were cut by dikes of intermediate composition. The youngest formation of the MVC is a succession of volcanoclastic deposits which contain clasts of all previously mentioned MVC units. Since radiochronological data are lacking, a Late Carboniferous age is assumed. Cliffs and abandoned quarries expose pitchstone of the

Dobritz Lava (hyalorhyodacite; JENTSCH 1979, 1981) with black, reddish or greenish colours. The pitchstone was mined to produce artificial glass (HEIDE 2006) for 80 years. Spherulithic crystallization and perlitic texture in the phenocryst-poor pitchstone is a common phenomenon in thin section (CZOSSEK 2002), but even megaspherulites (“Wilde Eier” = “wild eggs”) with up to 3 m diameter occur. Some spherulites have cores of lithic fragments. Due to the different degrees of alteration of the pitchstones the classification of the single rocks from the outcrops varies between rhyolite and dacite. Sample W2 from Wachtnitz represents clearly a trachyandesite/trachydacite and the sample W3 from Wachtnitz a dacite (Tab. 9, Fig. 13).

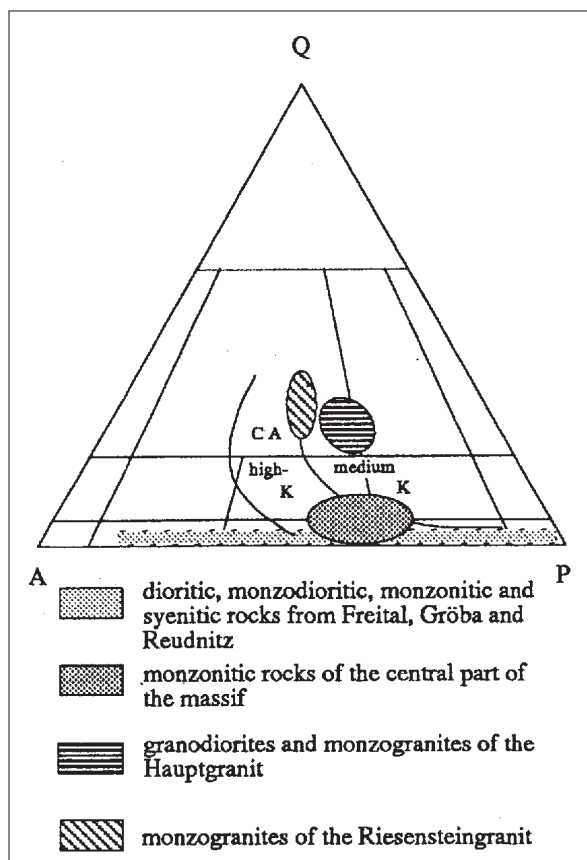


Fig. 12: QAP-diagram of the main rock types of the Meissen Massif. Data are from WENZEL et al. (1991) and PFEIFFER (1964). Diagram from WENZEL et al. (1991)

Tab. 9: chemical composition in wt % (DIESTERBECK 1991 ; RICHNOW 1994):

sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Σ
Peg.G	72.7	0.15	12.11	0.61	0.002	0.18	0.77	4.03	2.38	< 0.1	7.62	100.64
Peb.G	72.3	0.14	11.68	0.58	0.003	0.10	0.76	3.95	3.08	< 0.1	7.10	99.79
PeS	73.8	0.26	11.65	0.90	0.004	0.20	1.05	3.94	2.45	< 0.1	6.73	101.08
W2	64.0	0.67	15.29	4.39	0.006	1.32	0.63	0.67	8.85	0.14	3.40	99.32
W3	68.3	0.13	10.24	0.90	0.005	0.77	2.81	0.82	1.92	< 0.1	12.31	98.30
Peg.W	73.6	0.14	11.02	0.70	0.002	0.18	0.77	4.14	2.42	< 0.1	7.61	100.68
KPegW	70.6	0.16	11.41	0.73	0.003	0.30	0.99	1.97	4.49	< 0.1	8.09	98.84

Peg.G: Pitchstone – green Garsebach; Peb.G: Pitchstone – brown Garsebach; PeS: Pitchstone Semmelsberg; W2: Pitchstone Wachtnitz; W3: Pitchstone Wachtnitz; Peg.W: Pitchstone – green Wachtnitz; Kpeg.W: orbicular pitchstone Wachtnitz

Tab. 10: modal composition (%) of the Triebisch Valley pitchstones (KUNIG 2008):

sample	amorphous glass	cristobalite	plagioclase (andesine)	quartz	sanidine	zeolite
M GF 1	83.4	1.7	2.6	2.8	4.6	4.7
M SB 1	90.4	1.6	2.6	2.3	3.2	
M SB 3	94.3		1.4	1.7	2.6	
M SB 6	89		2.6	2.9	5.5	
M SB 7	90.4		3.1	2.6	3.9	
M SB 10	63.6	5.4	3.6	2.9	10.5	14

M GF: pitchstone Garsebach; M SB: pitchstone Semmelsberg showing different degrees of alteration.

References

- BARTHEL, M. (1964): Cordaiten - und Coniferenreste aus dem Rotliegenden des Döhlener Beckens. – *Geologie*, 13: 60-89; Berlin.
- BARTHEL, M. (1976): Die Rotliegendflora Sachsens. – *Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie Dresden*, 24: 1-190; Dresden.
- BENEK, R. (1980): Geologisch-strukturelle Untersuchungen im Tharandter Vulkanitkomplex (Südteil der DDR). – *Z. geol. Wiss.*, 8: 627-643; Berlin.
- BENEK, R. (1981): Zur geologischen Korrelation von Vulkaniten insbesondere nach stofflichen Merkmalen. – *Z. geol. Wiss.*, 9: 347-360; Berlin.
- BENEK, R. (1991): Aspekte einer Volumenbilanz paläovulkanischer Förderprodukte - Beispiel Teplice-Rhyolith (Ostdeutschland). – *Z. geol. Wiss.*, 19: 379-389; Berlin
- BREITER, K. (1997): The Teplice rhyolite (Krusné hory Mts., Czech Republic) - chemical evidence of a multiply exhausted stratified magma chamber. – *Vestník Českého geologického ústavu*, 72: 205- 213; Praha.
- BREITER, K., SOKOLOVÁ, M. & SOKOL, A. (1991): Geochemical specialization of the tin bearing granitoid massif of NW Bohemia. – *Min. Deposit.*, 26: 298-306;
- CREDNER, H. (1881-1893): Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauen'schen Grundes bei Dresden. Theil I-X. – *Z. dt. Geol. Ges.*, 33-45; Berlin.
- CZOSSEK, J. (2002): Vulkanologisch-petrographische Untersuchungen des Vulkanitkomplexes von Dobritz/Garsebach im Triebischtal/Meißen. – Diploma thesis, TU Bergakademie Freiberg; Freiberg.
- DIESTERBECK, D. (1991): Rhyolitoide des Meißner Massivs. – Seminar paper, TU Bergakademie Freiberg - Institut für Mineralogie; Freiberg.
- DIETZE, M., HAUBRICH, F., KLINGER, T. & ULLRICH, B. (2007): Smectite im Porphyrit von Wurgwitz bei Dresden (Sachsen, Deutschland). – *Geologica Saxonica*, 52/53: 97-115; Dresden.
- GEBHARDT, U. & SCHNEIDER, J. (1993): Palökologie und Paläobiogeographie "mariner" Kalkalgen im kontinental-lakustrischen Niederhäslich-Kalk des intramontanen Döhlenbeckens. – *Freiberger Forschungsheft, C 450*: 82-108; Leipzig.
- GEINITZ, H. B. (1856): Geognostische Darstellung der Steinkohlenformation in Sachsen mit besonderer Berücksichtigung des Rothliegenden. – 91 Taf., Leipzig: W. Engelmann.
- GEINITZ, H. B. (1861): Dyas oder die Zechsteinformation und das Rothliegende. Heft 1. Die animalischen Ueberreste der Dyas. – 130 pp.; Verlag Wilhelm Engelmann (Leipzig).
- GEINITZ, H. B. & DEICHMÜLLER, J. V. (1882): Nachträge zur Dyas II. – *Mitteilungen Königl. mineralog. geolog. u. praehistor. Museum Dresden*, 5:1-17; Kassel, Berlin.
- HAUSSE, R. (1892): Profile durch das Steinkohlenbecken des Plauen'schen Grundes (des Döhlener Beckens) bei Dresden. – *Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen*: 111 S.; Leipzig.
- HEIDE, G. (2006): Rohstoff vulkanisches Glas. – *Freiberger Forsch.-Hefte, C 518*: 23-28; Leipzig.
- JENTSCH, F. (1979): Zur minerogenetischen Bedeutung der Gesteinsgläser des Magmatismus des Subsequenzstadiums im sächsischen Raum. – PhD thesis, Bergakademie Freiberg; Freiberg.
- JENTSCH, F. (1981): Zur Minerogenie glasiger Subsequenzvulkanite im sächsischen Raum. – *Freiberger Forsch. Hefte C 361*, 67 pp.; Freiberg.
- KUNIG, A. (2008): Phasenbestand und thermisches Verhalten von sächsischen Pechsteinen. – Seminar paper, TU Bergakademie Freiberg, Institut für Mineralogie; Freiberg.

- LEONHARD, G. (1851): Die quarzführenden Porphyre.– 212 pp.; Stuttgart, Müller.
- MATTERN, F. (1996): The Elbe zone at Dresden - a Late Paleozoic pull-apart intruded shear zone. – Z. dt. Geol. Ges., 147: 57-80; Stuttgart.
- NASDALA, L., WENZEL, T., PIDGEON, R. T. & KRONZ, A. (1999): Internal structures and dating of complex zircons from Meissen Massif monzonites, Saxony. – Chem. Geol., 156: 331-341;
- NAUMANN, C. F. & COTTA V., B. (1845): Geognostische Beschreibung des Königreiches Sachsen, Erläuterungen zu Section X. – Arnoldische Buchhandlung, Dresden, Leipzig.
- PÄLCHEN, W. (1968): Zur Geochemie und Petrologie der postorogenen varistischen Magmatite des sächsischen Osterzgebirges. – PhD thesis, Bergakademie Freiberg; Freiberg
- PFEIFFER, L. (1964): Beiträge zur Petrologie des Meißener Massivs. – Freiburger Forsch.-Hefte, C179; Leipzig.
- RAUCHE, H. (1992): Überschiebungstektonik und Strike-Slip am Südwestrand der Elbezone. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I:186-188; Stuttgart.
- RAUCHE, E. (1991): Spätvariszische Kompressionstektonik am Südwestrand der Elbezone. – Z. geol. Wiss., 19: 463-475; Berlin.
- REICHEL, W. (1970): Stratigraphie, Paläogeographie und Tektonik des Döhlener Beckens bei Dresden. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden 17: 1-133; Dresden.
- REICHEL, W. (1985): Schichtstörungen im unterpermischen Döhlener Becken bei Dresden. Ein Beitrag zur lithofazialen und tektonischen Entwicklung eines intramontanen vulkanotektonischen Beckens. – Hall. Jb. Geowiss., 10: 21-34; Gotha.
- RICHNOW, J. (1994): Petrologische Untersuchungen vulkanischer Gesteine des Permokarbons in der Elbezone. – Diploma thesis TU Bergakademie Freiberg - Institut für Mineralogie; Freiberg.
- SCHNEIDER, J. W. & WERNEBURG, R. (1998): *Arthropleura* und *Diplopoda* (Arthropoda) aus dem Unter-Rotliegend (Unter-Perm, Assel) des Thüringer Waldes (Süd-West Saale-Senke). – Veröff. Naturhist. Museum Schleusingen, 13: 19-36; Schleusingen
- SCHNEIDER, J. & BARTHEL, M. (1997): Eine Taphocoenose mit *Arthropleura* (Arthropoda) aus dem Rotliegend (?Unterperm) des Döhlen-Beckens (Elbe-Zone, Sachsen). – Freiburger Forsch.-H., C 466: 183-223; Leipzig.
- SCHNEIDER, J. & GEBHARDT, U. (1992): Dasycladaceen und andere „marine“ Algen in lakustrischen Kalken des Unter-Perm (Assel) im intramontanen Döhlen-Becken (Elbe-Zone). – Freiburger Forsch.-H., C 445: 66-88; Leipzig.
- SCHNEIDER, J.W. & HOFFMANN, U. (2001): Jungpaläozoikum der Döhlener Senke. – In: ALEXOWSKY, W., SCHNEIDER, J.W., TRÖGER, K.-A. & WOLF, L. (Eds.): Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4948 Dresden, – 4. neu bearb. Aufl., 15-40; Freiberg.
- STUTZER, O. (1910): Über die genetischen Beziehungen zwischen Pechstein und Porphyry in der Meißener Gegend. – Z. dt. Geol. Ges., Mh. Ber., 62: 205-214; Berlin.
- WENZEL, T., MERCOLLI, I. & OBERHÄNSLI, R. (1991): The plutonic rock of the Meißener massif (Germany): evidence for open and closed system fractionation processes. – Schweizer. Min. Petrograph. Mitt., 71: 371-390;
- WENZEL, T., MERTZ, D. F., OBERHÄNSLI, R., BECKER, T. & RENNE, P. R. (1997): Age, geodynamic setting, and mantle enrichment processes of a K-rich intrusion from the Meissen massif (northern Bohemian massif) and implications for related occurrences from the mid-European Hercynian. – Geol. Rundsch., 86: 556-570; Berlin.
- WENZEL, T., OBERHÄNSLI, R. & MEZGER, K. (2000): K-rich plutonic rocks and lamprophyres from the Meissen Massif (northern Bohemian Massif): Geochemical evidence for variably enriched lithospheric mantle sources. – Neues Jb. Min. Abh., 175: 249-293; Stuttgart.
- WENZEL, TH. (1999): Mantel- und Krustenkomponenten in den Granitoiden des Meißener Massivs (Elbezone). – Z. geol. Wiss., 27: 417-426; Berlin.
- WERNEBURG, R. & SCHNEIDER, J.W. (2006): Amphibian biostratigraphy of the European Permo-Carboniferous. – In: LUCAS, S.G., CASSINIS, G. & SCHNEIDER J.W. 2006 (eds.). Non-marine Permian biostratigraphy and biochronology. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., 265: 201-215; London.
- WERNEBURG, R. (1991): Die Branchiosaurier aus dem Unterrotliegenden des Döhlener Beckens bei Dresden. – Veröffentlichungen des Naturhistorischen Museums Schleusingen, 6: 75-99; Schleusingen.
- WETZEL, H.-U. (1984): Spätvariszische Bruchtektonik und subsequente Gangmagmatite als Ausdruck der Krustenentwicklung im Osterzgebirge (Altenberger Scholle). – PhD thesis, Zentralinst. Physik Erde (Akad. Wiss. DDR); Potsdam.
- WINTER, C., BREITKREUZ, C. & LAPP, M. (2008): Textural analysis of a Late Palaeozoic coherent to pyroclastic rhyolitic dyke system near Burkensdorf (Erzgebirge, Saxony, Germany). – Geol. Soc. London, Spec. Publ., 302: 197-219; London.

SIEDEL, H. (2009): Naturstein in Dresden – Nutzung, Verwitterung und Erhaltung an historischen Bauwerken. [Natural stone in Dresden – utilization, weathering and maintenance at historic buildings]. – In: LANGE, J.-M., LINNEMANN, U. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.): GeoDresden2009. Geologie der Böhmisches Masse – Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas, 161. Jahrestagung Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, 30.09.-02.10.2009 in Dresden. Exkursionsführer. – Exkurs.f. und Veröfftl. DGG, 241: S. 232 - 241, 17 Abb., 1 Tab.; Hannover.

Naturstein in Dresden – Nutzung, Verwitterung und Erhaltung an historischen Bauwerken [Natural stone in Dresden – utilization, weathering and maintenance at historic buildings]

HEINER SIEDEL

TU Dresden, Institut für Geotechnik, Professur für Angewandte Geologie, D-01062 Dresden, Heiner.Siedel@tu-dresden.de

Kurzfassung: Naturstein ist in Dresden seit Jahrhunderten für Bauzwecke genutzt worden. Kreidesandstein des Elbtals ist das dominierende Baugestein von Beginn des Steinbaus an bis in das 20. Jahrhundert. Granite der Lausitz und des Meißner Gebietes wie auch Mikrogabbros aus der Lausitz erscheinen an Fassaden und Denkmalen erst in der Mitte des 19. Jahrhunderts. Auf einer Exkursionsroute durch das Stadtzentrum von Dresden werden die Nutzung von Naturstein für Bauelemente, das Verwitterungsverhalten verschiedener Steinsorten und Methoden zur Erhaltung und Instandsetzung geschädigter Steinoberflächen gezeigt.

Abstract: Natural stone has been used for construction purposes in Dresden over centuries. Sandstone from the Cretaceous of the Elbe valley is the dominant building stone from the very beginning of stone construction until the 20th century. Granites from Lusatia and the Meissen region as well as dolerites from Lusatia appear on façades and monuments only at the middle of the 19th century. Following an excursion route through the city centre of Dresden, the utilization of natural stone for construction elements, the weathering behaviour of different stone types, and methods for maintenance and restoration of damaged stone surfaces are demonstrated.

Schlüsselworte: Naturstein, Sandstein, Granit, Mikrogabbro, Verwitterung, Instandsetzung

Keywords: natural stone, sandstone, granite, dolerite, weathering, restoration

Einleitung

Dresden ist trotz der Zerstörung großer Teile der Innenstadt am Ende des 2. Weltkrieges 1945 auch heute noch reich an historischen Bauwerken. Insbesondere die Bauten des Barock wie Zwinger, Katholische Hofkirche oder die wieder aufgebaute Frauenkirche

prägen das touristische Bild der Stadt. Obwohl Sandstein auf den ersten Blick das dominante Baugestein ist, gibt es doch auch eine Reihe weiterer Natursteine, die an Fassaden, in Denkmalsockeln, Treppenstufen und im Straßenpflaster auftreten. Die Stadtextursion soll einen Überblick über die in Dresden verwendeten Natursteine geben und Beziehungen zu den Naturräumen herstellen, aus denen diese Gesteine stammen. Aspekte der Verwitterung und Erhaltung von Naturstein werden vor allem am häufig verwendeten Elbsandstein dargestellt.

Im Text werden die in der Baupraxis eingeführten Handelsnamen (Sortennamen) für die Baugesteine benutzt. In einigen Fällen weichen diese Bezeichnungen von den petrographisch exakten Namen ab, dann sind letztere bei der ersten Erwähnung im Text in Klammer mit angegeben.

Herkunft der in Dresden verwendeten Baugesteine: Historischer Überblick

Dresden liegt naturräumlich in einer „steinreichen“ Gegend. Den unmittelbaren geologischen Untergrund der Stadt bilden neben quartären Lockergesteinen teilweise kreidezeitliche Sedimente. Nahe gelegen und durch den schiffbaren Elbestrom verkehrsgünstig mit Dresden verbunden sind das Elbsandsteingebirge mit Sandsteinen der Oberkreide und der magmatische Komplex des Meißner-Massivs (Oberkarbon, um 330 Mio. Jahre). Das östlich der Stadt gelegene Lausitz-Antiklinorium mit cadomischen Altern der vorherrschenden Granodiorite (590-540 Mio. Jahre), silurischen und spätvariszischen basischen Ganggesteinen (Mikrogabbros) sowie lokal auftretenden „Stockgraniten“ wiederum mit spätvariszischen Altern um 310 Mio. Jahre stellt eines der größten zusammenhängend aufgeschlossenen Vorkommen granitischer Gesteine in Mitteleuropa dar. Dies führte in der historischen

Entwicklung dazu, dass die verbauten Natursteine an Außenfassaden bis in die Neuzeit hinein überwiegend aus den benachbarten Vorkommen stammen.

Die ältesten in der Stadt Dresden verwendeten Bausteine sind aus archäologischen Grabungen bekannt. Das Mauerwerk in den wenigen erhaltenen Resten mittelalterlicher Steinbauten besteht im Wesentlichen aus kreidezeitlichem *Pläner*, dem stadtnah gewonnenen, plattig brechenden Mergelstein, sowie teilweise *Plänersandstein*. Dazu ist in bearbeiteten Flächen wie Gewänden und Pfeilern oder an der ältesten Steinbrücke Dresdens (dem Vorgängerbau der heutigen Augustusbrücke) schon seit dem späten 12. Jahrhundert *Elbsandstein vom Postaer Typ* (Abb. 1) nachweisbar.

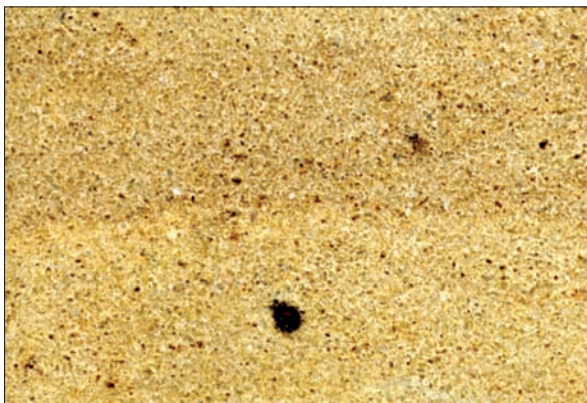


Abb. 1: Elbsandstein (Postaer Sandstein). Bildbreite im Original 7,7 cm.

Fig. 1: Elbe sandstone (Posta type sandstone). Figure width = 7.7 cm.

Als Dresden nach der Wettinischen Teilung 1485 zur Residenzstadt der albertinischen Linie der Wettiner wurde, begann der allmähliche Aufschwung der Stadt, verbunden mit vielen Bauprojekten. Neubauten wie der Georgenbau des Dresdner Schlosses (1530-35) erforderten größere Mengen guten Bausandsteins. Der erhöhte Bedarf führte zu einer Intensivierung des Abbaus im Elbsandsteingebirge. Neben mittel- bis grobkörnigem Postaer Bausandstein wurde in der Renaissancekunst mit ihrer reichen Bauzier auch guter Bildhauerstein benötigt, der sich in dem erst seit dem letzten Drittel des 15. Jahrhunderts für derartige Zwecke erschlossenen *Cottaer Sandstein* (Abb. 2) fand (BEEGER & SIEDEL 2007).

Elbsandstein bestimmte nun für Jahrhunderte das Gesicht der in Dresden errichteten Bauwerke (SIEDEL 2009). Die berühmten Gebäude des Barock wie Zwinger und Frauenkirche, die Gemäldegalerie und das Opernhaus Gottfried Sempers im 19. Jahrhundert und noch die Fassaden der großen öffentlichen Bauten an der Wende des 19. zum 20. Jahrhundert und zu Beginn des 20. Jahrhunderts wie Kunstakademie, Finanzministerium, Ständehaus oder neues



Abb. 2: Elbsandstein (Cottaer Sandstein). Bildbreite im Original 7,7 cm.

Fig. 2: Elbe sandstone (Cotta type sandstone). Figure width = 7.7 cm

Rathaus sind überwiegend vom Elbsandstein geprägt. Das bis weit ins 20. Jahrhundert hinein durch dieses Gestein dominierte Stadtbild ist auch Ausdruck der guten Materialqualität des Kreidesandsteins, denn in vielen Städten wurden seit der Mitte des 19. Jahrhunderts bis dato traditionell verwendete, lokale Natursteinsorten durch qualitativ hochwertigere, wegen der verbesserten Infrastruktur leichter und preiswerter zu erlangende Materialien ersetzt.

Obwohl Elbsandstein das dominante Baugestein blieb, erweiterte sich in dieser Zeit auch in Dresden die Vielfalt der Bausteine. Vor allem die verkehrstechnische Erschließung der Lausitz durch den Bau der Eisenbahnstrecke Dresden-Görlitz in den 40er Jahren des 19. Jahrhunderts, der weitere Bahnstrecken folgten, ist für das Dresdner Baugesteinsbild von Bedeutung. Bei Sandsteinbauten, die in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts errichtet wurden, ist *Lausitzer Granit* (Granodiorit, Abb. 3) oft in Gebäudesockeln zu finden. Für Denkmalsockel und Brunnenanlagen wurde das Hartgestein, dessen industrieller Abbau nach 1840 eingesetzt hatte, nun ebenfalls häufiger verwendet.

Der rote *Meißner Granit* (Abb. 4) wurde seit etwa 1850 vor allem in dekorativer Funktion für Säulen und Denkmalsockel eingesetzt. Eher vereinzelt sind auch „fremde“ Gesteine wie Muschelkalk oder skandinavische Granite an einigen erhaltenen Gebäuden der Stadt aus der Zeit um die Jahrhundertwende zum 20. Jahrhundert nachzuweisen.

Seit den 20er Jahren des 19. Jahrhunderts wurden in Dresden Straßen und Plätze systematisch mit Bruchsteinen gepflastert (ANDELAR et al. 2003). Diese stammten mit dem Syenit (Monzonit) des Plauenschen Grundes zunächst aus der unmittelbaren Umgebung der Stadt und aus dem Meißner Gebiet (Granit). Später kamen der Lausitzer Granit und Lamprophyre (Mikrogabbros) aus der Lausitz sowie Porphyre (Rhyo-

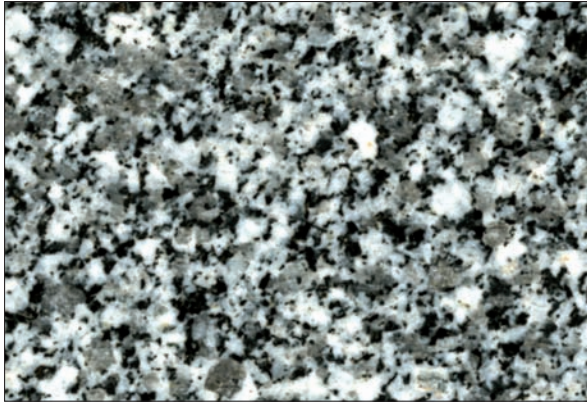


Abb. 3: Lausitzer Granit (Granodiorit). Bildbreite im Original 7,7 cm.

Fig. 3: Granite (granodiorite) from Lusatia. Figure width = 7.7 cm



Abb. 4: Meißner Granit. Bildbreite im Original 7,7 cm.

Fig. 4: Meissen granite. Figure width = 7.7 cm

lithe) aus Nordwestsachsen hinzu. Bordsteine und Gehwegplatten wurden in der Regel aus Lausitzer Granit hergestellt. Die Nutzung dieser Gesteine für den Straßen- und Wegebau hielt bis weit in das 20. Jahrhundert hinein an.

Der Wiederaufbau nach der Kriegszerstörung 1945 brachte in den 1950er Jahren noch einmal vor allem Elbsandstein an die Fassaden neu errichteter Wohn- und Geschäftshäuser. Schon in den 1960er Jahren wurde die Verwendung von Naturstein spärlicher. Nur an städtebaulich wichtigen Punkten gab es noch Naturstein-Fassadengestaltungen, neben Elbsandstein u. a. mit den in der DDR verfügbaren Sorten Lausitzer Granit und Lausitzer Lamprophyre (Abb. 5 und 6) in Form vorgehängter Platten. Vereinzelt wurden auch „Saalburger Marmore“ (Devonkalke aus Thüringen), Theumaer Fruchtschiefer und Travertin von Weimar-Ehringsdorf im Außenraum als Gestaltungsmittel genutzt. Natursteinimporte aus Ostblockländern blieben an Dresdner Fassaden seltene Ausnahmen (Kulturplakat: Granit Emeljanow; Hotel- und Ladenfassaden der Prager Straße: Granit (Orthogneis) Korninski, beide aus der Ukraine).

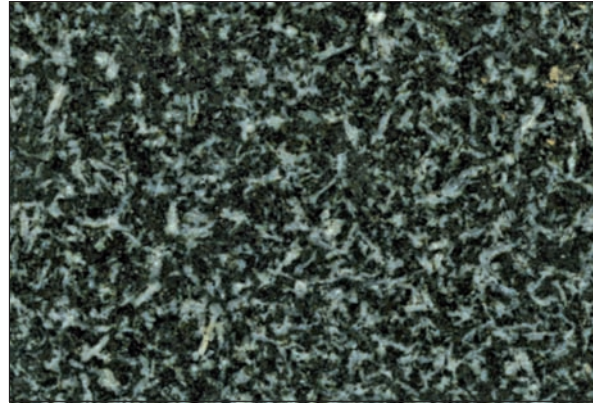


Abb. 5: Lausitzer Lamprophyre (Mikrogabbro), Typ „Grenzland“. Bildbreite im Original 7,7 cm.

Fig. 5: Lamprophyre (dolerite) from Lusatia. Figure width = 7.7 cm

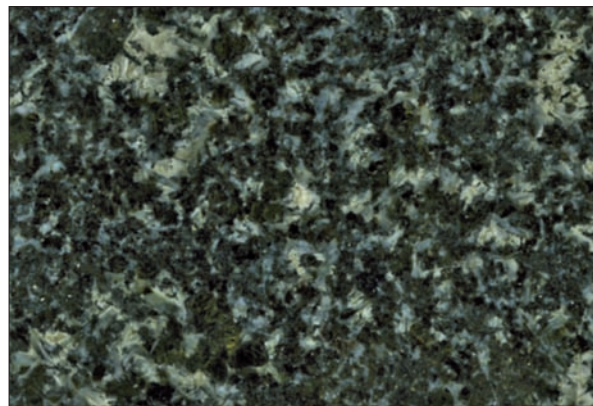


Abb. 6: Lausitzer Lamprophyre (Mikrogabbro), Typ „Schneeflocke“. Bildbreite im Original 7,7 cm.

Fig. 6: Lamprophyre (dolerite) from Lusatia. Figure width = 7.7 cm

Nach der Wiedervereinigung Deutschlands 1990 spielten zunächst noch die traditionellen Elbsandsteine im Neubau als Fassadenverkleidung eine Rolle, wurden aber zunehmend durch optisch ähnliche, preiswertere Importmaterialien v.a. aus Schlesien und Böhmen ersetzt. Im Zeichen der Globalisierung beginnt sich die Fassadengestaltung von Neubauten mit Gesteinen anderer deutscher Regionen sowie Materialimporten aus dem europäischen Ausland und aus Übersee gegenwärtig nach und nach der in anderen deutschen Städten anzugleichen (SIEDEL 2009).

Eigenschaften und Verwitterung der Bausteine

Magmatite

Die im Hoch- und Straßenbau verwendeten magmatischen Gesteine aus der Lausitz, dem Meißner Gebiet und Nordwestsachsen haben sich in aller Regel in ihrer Funktion gut bewährt. Wegen ihrer hohen Festigkeiten und geringen Porosität zeigen sie auch unter Feuchte-

und Frostbelastung kaum Verwitterungserscheinungen. Zahlreiche Pflastersteine, deren Nutzung beim Einbau zunächst nur für einige Jahrzehnte geplant war, liegen heute noch unter Verkehr und weisen außer einem gewissen mechanischen Abrieb keine Schäden auf. Historisches Pflaster wurde sogar in vielen Fällen „recycelt“, d.h. nach dem Ausbau im Zuge der Asphaltierung von Straßen auf dafür vorgesehenen Lagerplätzen gelagert und später z.B. für die Gestaltung von Innenstadtbereichen wieder genutzt. So wurden im Jahr 2005 im Areal des Neumarkts in unmittelbarer Umgebung der Frauenkirche 13.000 m² Natursteinpflaster (vor allem Lausitzer Granit und Lamprophyr, untergeordnet auch Porphyrgesteine aus Nordwestsachsen) aus Altbeständen der Stadt neu verlegt (ANDELAR et al. 2003). Auch auf dem Altmarkt ist nach umfangreichen Bauarbeiten 2008 altes Pflaster neu verlegt worden.

Außer Verfärbungen (Verschwärzung durch Gipskrustenbildung an der Oberfläche, Gelbfärbung durch Oxidation von Eisenbestandteilen im Biotit) zeigen die Lausitzer Granite nach mehr als hundertjähriger Nutzung in Gebäudesockeln kaum Veränderungen. In stark feuchtebelasteten Bereichen kommt es gelegentlich zum Abheben dünner Schalen oder zur Schuppenbildung an der Oberfläche (Abb. 7). Die Verwitterungstiefe beträgt jedoch im Maximum nur wenige Millimeter.



Abb. 7: Schalenbildung an Lausitzer Granit im Sockel des Gebäudes der Kunstakademie.

Fig. 7: Scaling of granite from Lusatia in the base of the building of the Academy of Fine Arts.

Derartige Oberflächenschäden, die erst nach vielen Jahrzehnten der Exposition sichtbar werden, können durch eine leichte steinmetzmäßige Überarbeitung der betroffenen Flächen und die Reinigung von Gipskrusten und Schmutzbelägen ohne besondere Probleme leicht beseitigt werden und gefährden den historischen Bestand nicht.

Elbsandstein

Die vielfach an Gebäuden verwendeten Elbsandsteine zeigen ein differenziertes Verwitterungsverhalten. Im Detail ist es stark abhängig von Mineralbestand und Gefüge, aber auch von Klima- und Umwelteinflüssen in der jeweiligen Einbausituation.

Unabhängig von ihrer stratigraphischen Position und der Gewinnungsstätte hat sich in der Bau- und Restaurierungspraxis eine Einteilung der Elbsandsteine in „Cottaer“ und „Postaer“ Sandstein eingebürgert. Die Zugehörigkeit zu einer der beiden Gruppen ist mit einiger Erfahrung an optischen Merkmalen (Korngröße, Tonmineralgehalt) relativ einfach zu festzumachen. Die Gruppierung ermöglicht nicht nur allgemeine Aussagen über technische Eigenschaften wie die Festigkeit, sondern auch über die Verwitterungsbeständigkeit und damit über die Eignung der jeweiligen Gesteine für bestimmte Bauaufgaben. GRUNERT (1982, 1986) hat durch umfangreiche Prüfungen von technischen Kennwerten die baupraktische Einteilung der Elbsandsteine in „Cottaer“ und „Postaer“ Typen auch statistisch untersetzen können.

Über diese grobe Einteilung hinaus gibt es allerdings innerhalb der „Cottaer“ und „Postaer“ Elbsandsteine sensu GRUNERT (1986) noch weitere, überwiegend historisch begründete Differenzierungen nach einzelnen Steinbruchgebieten. So wird gegenwärtig von den Sächsischen Sandsteinwerken GmbH ein „Reinhardtsdorfer Sandstein“ angeboten, der von seinen technischen Eigenschaften her ein „Cottaer Sandstein“ im Sinne von GRUNERT (1986) ist, jedoch eine etwas bessere Verwitterungsbeständigkeit als der ebenfalls noch im Handel befindliche „Cottaer Sandstein“ (im engeren Sinne) aus den Steinbrüchen im Lohmgrund und in Neundorf bei Cotta besitzt. Für historische Gebäude in Dresden, wie den Zwinger, besitzt auch der „Kirchleite-Sandstein“ aus der Gegend von Königstein Bedeutung, der heute nicht mehr im Abbau steht. Er stellt ebenfalls eine Varietät des Cottaer Sandsteins sensu GRUNERT (1986) dar. Der heute unter dem Handelsnamen „Postaer Sandstein“ verkaufte Stein wird nicht mehr im Pirnaer Ortsteil Posta gebrochen, sondern z.B. in der Mühlleite bei Lohmen und bei Wehlen. Neben diesen Gewinnungsstätten haben u. a. auch Steinbrüche in der Herrenleite, die Teichsteinbrüche bei Schöna und teilweise auch die Steinbrüche von Postelwitz „Postaer Sandstein“ im Sinne der von GRUNERT (1986) vorgenommenen Zuordnung geliefert. Eine über die grobe Ansprache als Postaer oder Cottaer Sandstein hinausgehende, genauere Bestimmung der Herkunft ist durch bloße Betrachtung am Bauwerk bei fehlenden Hintergrundinformationen jedoch meist nicht möglich. Anhaltspunkte können detaillierte mikroskopische Untersuchungen unter Einbeziehung von Kathodolumineszenz- und Rasterelektronenmikroskopie liefern (GÖTZE et al. 2007).

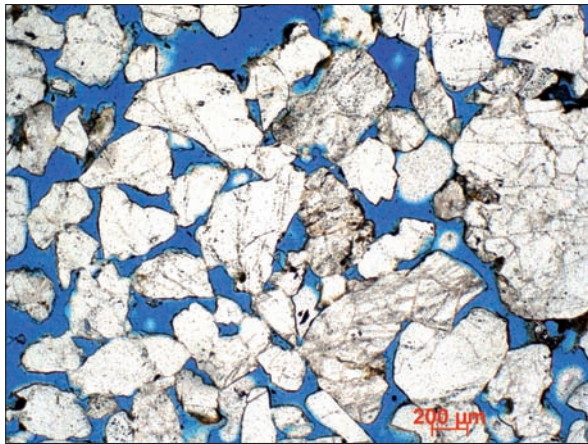


Abb. 8: Postaer Sandstein im Dünnschliff.

Fig. 8: Photomicrograph of Posta type sandstone (thin section).

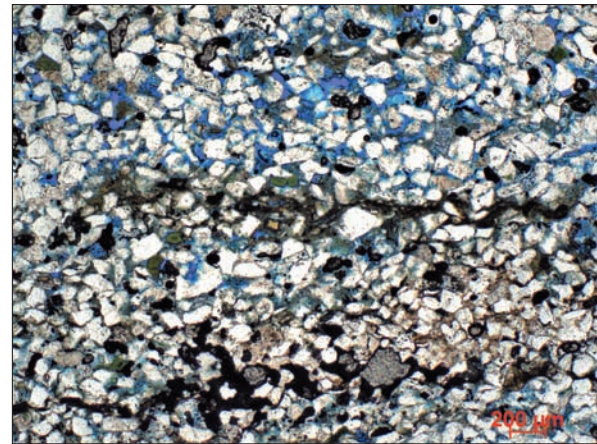


Abb. 9: Cottaer Sandstein im Dünnschliff.

Fig. 9: Photomicrograph of Cotta type sandstone (thin section).

Festigkeiten, Porosität und Wasseraufnahme von Cottaer und Postaer Sandstein sind in Tabelle 1 im Vergleich dargestellt. Dünnschliffaufnahmen eines Postaer und Cottaer Sandsteins (Abb. 8 und 9) zeigen die wichtigsten Unterschiede im Gefüge. Der mittel- bis grobkörnige Postaer Sandstein (Abb. 8) weist eine Kornbindung über direkte Kornverwachsungen bzw. kieselige Anwachsäume auf. Der mittel- bis feinkörnige Cottaer Sandstein zeigt ebenfalls überwiegend kieselige Bindung der Quarzkörner. Sie wird allerdings häufiger durch schichtparallele tonige Lagen unterbrochen (Abb. 9), die bereits makroskopisch oft als graue Schlieren im Gefüge sichtbar werden (vgl. Abb. 2) und neben Kaolinit und Illit auch organische Substanz (Kohle) enthalten können. Darin eingebettete Quarzkörner sind mitunter nicht direkt miteinander verwachsen, sondern in der tonigen Matrix isoliert, die damit Bindemittelfunktion übernimmt.

Während das kieselig gebundene Quarzkorngefüge der Postaer Sandsteine ihre relativ hohen Festigkeiten erklärt und ausgesprochen resistent gegenüber Frost- und Salzbeanspruchung ist, reagieren insbesondere die tonreichen Partien der weicherer Cottaer Sandsteine sensibler auf Drücke im Porenraum. Dies wird durch die geringere Festigkeit, aber auch durch die feinere Porenstruktur der tonigen Bereiche verursacht (SIEDEL 2007). Obwohl sich die Gesamtporosität beider Sandsteintypen kaum unterscheidet (Tab. 1), bietet die über einen breiteren Bereich verteilte Porosität des Cottaer Sandsteins mit höheren Feinporenanteilen (Abb. 10)

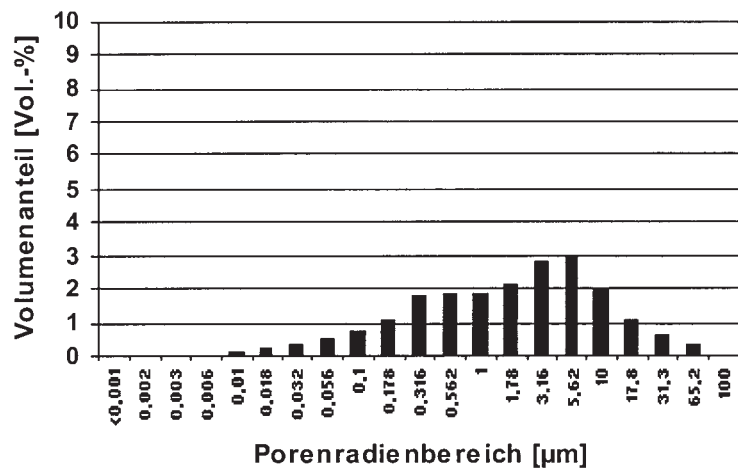


Abb. 10: Porenradienverteilung von Cottaer Sandstein (bestimmt mit Quecksilberdruckporosimetrie).

Fig. 10: Pore size distribution of Cotta type sandstone (determined by Hg intrusion porosimetry).

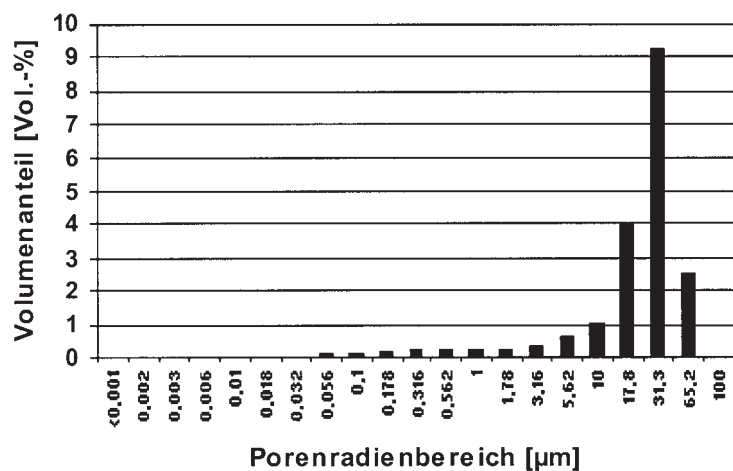


Abb. 11: Porenradienverteilung von Postaer Sandstein (bestimmt mit Quecksilberdruckporosimetrie).

Fig. 11: Pore size distribution of Posta type sandstone (determined by Hg intrusion porosimetry).

günstigere Bedingungen für Frost- und Salzangriff als die grobporige Struktur des Postaer Sandsteins (Abb. 11).

Tab. 1: Mittelwerte ausgewählter technischer Kenngrößen für Postaer (n = 24) und Cottaer Sandstein (n = 18, nach GRUNERT 1986)

Eigenschaften	Postaer Sandstein	Cottaer Sandstein
Druckfestigkeit, senkrecht zur Schichtung [MPa]	53,4	38,0
Biegezugfestigkeit, senkrecht zur Schichtung [MPa]	4,8	4,3
Gesamtporosität [Vol.-%]	21,78	22,81
Wasseraufnahme unter Atmosphärendruck [M.-%]	7,6	8,9

Ein auffälliges Phänomen insbesondere beim Postaer Sandstein ist die Ausbildung der so genannten „Patina“, eines dünnen, schwarzen, die Kornoberflächen nachzeichnenden Films, der oft nur einige 10 µm dünn ist. Auch auf stark witterungsexponierten Oberflächen aus Cottaer Sandstein können sich derartige geschlossene schwarze Filme bilden. Die Schwärzungen sind mitunter auf den unmittelbaren Oberflächenbereich begrenzt, ziehen sich allerdings häufiger auch einige 100 µm bis einige Millimeter tief in den Porenraum des Sandsteins hinein. Chemische Analysen der dünnen schwarzen Schichten zeigen, dass der aus der Atmosphäre in Form von Rußpartikeln abgelagerte organische Kohlenstoff (ca. 0,3 M.-% in der „Patina“) nicht als wesentliche Ursache für die Schwarzfärbung der verwitterten Oberflächen angesehen werden kann (ALTHAUS 2000, MACHILL 2000). Auch die nachgewiesenen Mangengehalte sind gering. Dagegen wurden bei allen Untersuchungen hohe Eisengehalte in den dünnen schwarzen Schichten gefunden. Im Vergleich zum frischen Gestein erfolgt eine Anreicherung von Eisen um den Faktor 3 bis 5 (Althaus 2000). Die analytische Identifizierung der färbenden Eisenverbindungen ist allerdings problematisch, da sie überwiegend schlecht kristallisiert bzw. fehlgeordnet sind. Nach Untersuchungen von STEGER & MEHNER (1998) und ALTHAUS (2000) enthalten die teilweise ferromagnetischen Beläge verschiedene Eisenoxide (Magnetit Fe_3O_4 , Hämatit $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ und Maghemit $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) und Eisenhydroxide. Nach ALTHAUS et al. (1999) können diese Eisenverbindungen durch Lösung und Umwandlung gesteins eigener Eisenbestandteile (Goethit, Lepidokrokit) aus dem Sandstein mobilisiert werden. Große Poren wie im Postaer Sandstein intensivieren dabei den Feuchteausaustausch und Transport gelöster Stoffe auch aus größeren Tiefen zur Gesteinsoberfläche, der zunächst zur Braunfärbung führt, die auch experimentell im Labor nachvollzogen werden konnte.

Die auf der Steinoberfläche gebildeten Eisenverbindungen liegen dann in oxidiert Form vor, können aber unter Beteiligung organischer Stoffe als Redoxpartner oder von Mikroorganismen reduziert werden (MACHILL 2000).

Die dünnen schwarzen Schichten führen zu einer deutlichen Reduzierung der kapillaren Wasseraufnahme der betroffenen Sandsteinoberflächen im Vergleich zum bruchfrischen Zustand. Beim grobporigen Postaer Sandstein bleibt dabei die Wasserdampfdiffusionsfähigkeit der Oberfläche weitgehend erhalten, bei Cottaer Sandstein kann sie jedoch ebenfalls deutlich reduziert werden. Dies birgt die Gefahr schaliger Abplatzungen durch Feuchtestau / Frostwirkung, die teilweise auch an Fassaden beobachtet werden können.

Exkursionspunkte

Kunsthistorische Informationen zu den Bauwerken werden nach DEHIO (1996) zitiert.

1. Theaterplatz, Denkmal für König Johann

Das Reiterdenkmal für König Johann von Sachsen (1801-1873) von Johannes Schilling (1889) steht auf einem Sockel aus Lausitzer Lamprophyr (Mikrogabbro). Das Gestein zeigt ein ophitisches Gefüge mit weißen Feldspatleisten und schwarzen Pyroxenen. Die Stufen sind aus Lausitzer Granit (Granodiorit), in dem bis zu dm-große Xenolithe aus Grauwackehornfels auffallen. Ein weiteres Denkmal auf dem Theaterplatz ist das für den Komponisten Carl Maria von Weber, von Ernst Rietschel 1844-1860 geschaffen. Es steht auf einem Sockel aus rotem Meißner Granit.

Der Rundblick über den Theaterplatz zeigt historische Bauwerke aus verschiedenen Epochen, die sämtlich aus Elbsandstein errichtet wurden: Das Residenzschloss im Renaissancestil mit Fassaden, die im 19. Jahrhundert erneuert wurden, die von Friedrich Schinkel entworfene Altstädter Wache (1830-1832), für deren Säulen im Eingangsbereich große Blöcke aus Sandstein 16-spännig auf Spezialwagen auf dem Landweg nach Dresden transportiert worden sind (BEEGER 1992), die den Dresdner Zwinger nach Norden abschließende Sempergalerie (1847-1854), das nach Entwürfen Gottfried Sempers 1871-1878 gebaute Opernhaus, die Gaststätte Italienische Dörfchen (1911-1913 von Hans Erlwein) und die Katholische Hofkirche (1739-1755 von Gaetano Chiaveri). Auffällig ist die starke Schwärzung des Postaer Sandsteins an vielen Gebäudeteilen. Reinigungsversuche mit verschiedenen Verfahren erwiesen sich als problematisch, weil die Verschwärzung oft ungleichmäßig tief in den Porenraum des grobporigen Sandsteins hineinzieht und die Aufhellung der Oberflächen meist nur um den

Preis eines übermäßig starken Materialabtrags zu erreichen wäre. Bei substanzschonender Reinigung entsteht dagegen eine unerwünscht fleckige Oberfläche, wie das an Teilen der Hofkirchenfassade zu sehen ist. Abb. 12 und 13 zeigen die Oberfläche eines „patinierten“ Cottaer Sandsteins vor und nach der Reinigung mit einem schonenden Mikrofeinstrahlverfahren im Dünnschliffbild. Aus den mikroskopischen Bildern wird deutlich, dass eine „porentiefe“ Reinigung auf diese Weise nicht möglich ist, makroskopisch entsteht an der Oberfläche ein fleckiges Erscheinungsbild. Eine gleichmäßige Entfernung der Verschwärzungen auch in den Poren unterhalb der Oberfläche ist nur durch gleichzeitige Abtragung und damit den Verlust der obersten Kornlagen des Sandsteins möglich. Eine solche „harte“ Reinigung ist insbesondere bei Skulpturen denkmalpflegerisch nicht vertretbar, kann aber auch bei bearbeiteten (z. B. scharrierten) Werksteinquadern bereits zum Verlust der historischen Bearbeitungsspuren führen. Weil erfahrungsgemäß die gereinigten (und dabei meist aufgerauten) Oberflächen über einige Jahrzehnte erneut verschmutzen und „patinieren“, wären weitere Reinigungsmaßnahmen mit den damit verbundenen Oberflächenverlusten zwangsläufig notwendig.

Aus Gründen der Erhaltung des Originalmaterials erfolgte an vielen historischen Bauwerken in Dresden am verschwärzten Elbsandstein nur eine schonende Entfernung aufliegender, steinschädigender Gipskrusten und loser Staubpartikel, nicht aber der Versuch, das Erscheinungsbild des Sandsteins wieder dem bruchfrischen Material anzugleichen.

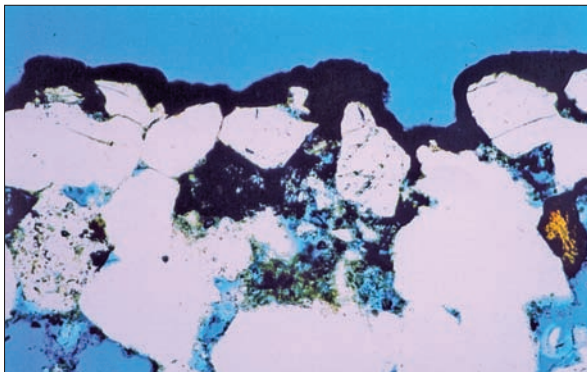


Abb. 12: „Patiniertes“ Cottaer Sandstein im Dünnschliff. Bildbreite 0,9 mm (Foto: G. Hilbert).

Fig. 12: Photomicrograph of Cotta type sandstone with thin black layer. Thin section, figure width = 0.9 mm.

2. Dresdner Zwinger, Innenhof

Der von 1709 bis 1728 von Matthäus Daniel Pöppelmann und Balthasar Permoser für August den Starken errichtete Zwinger hat eine bewegte Restaurierungsgeschichte (HEIDELMANN 1992). Das ursprünglich mit

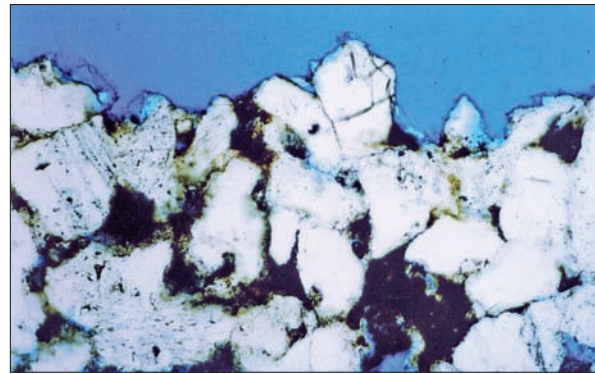


Abb. 13: Mit Mikrofeinstrahl gereinigter Cottaer Sandstein im Dünnschliff. Bildbreite 0,9 mm (Foto: G. Hilbert).

Fig. 13: Photomicrograph of Cotta type sandstone, thin black layer removed by soft cleaning. Thin section, figure width = 0.9 mm.

einer hellen Farbe gestrichene Sandsteinbauwerk wurde nach Beschädigungen im Siebenjährigen Krieg bereits 1783-1795 erstmals ausgebessert und erhielt einen neuen Ölfarbanstrich. Nach Beschädigungen und Zerstörungen während der napoleonischen Besetzung und der revolutionären Ereignisse 1849 folgten Wiederherstellungs- und weitere Restaurierungsarbeiten bis 1863. Um einen einheitlichen Gesamteindruck der Fassaden des Barockenbaus und der inzwischen errichteten Sempergalerie zu erzielen, erfolgte in diesem Zusammenhang erneut ein flächiger Ölfirnisfarbanstrich. Im Zuge einer dritten umfassenden Restaurierung 1880-1898 wurden partiell Fluatierungen zur Festigung (im Nymphenbad), Ausbesserungen von Fehlstellen mit Portlandzement und Behandlungen mit heißem Leinölfirnis sowie anschließende Anstriche mit Wachsfarbe ausgeführt.

Diese Maßnahmen erwiesen sich bald als fehlerhaft, nach 1900 wurden bereits zahlreiche Zerstörungen im Kontaktbereich Zement-Sandstein, abblätternde Ölfarbschichten und Ablösungen der fluatierten Oberflächen festgestellt. Ab 1910 wurde deshalb begonnen, die Ölfarbe mit einer Ablaugpaste, die als „Zwingerpaste“ bekannt geworden ist, wieder abzunehmen (HOFERICK & SIEDEL 1999). Sie bestand aus Natronlauge, Ätzkalk, Sägespänen und Schmierseife, enthielt also stark alkalisch eingestellte Wirkstoffe zum „Anquellen“ der Ölfarbe in einer pastösen Form, die ein zu tiefes Eindringen in den Sandstein verhindern sollte. Die Methode ermöglichte zunächst eine relativ problemlose Abnahme der Altanstriche, führte in der Folge aber durch Reaktion der in die Steinporen eingedrungenen Inhaltsstoffe der Zwingerpaste mit schwefelhaltiger Luft und saurem Regen zur Bildung von Natriumsulfatsalzen und Gips. Insbesondere die teilweise hohe Belastung mit Natriumsulfat, das im System Thenardit / Mirabilit bei Luftfeuchtewechseln umkristallisiert und Treibreaktionen im Porenraum des Sandsteins auslöst,



Abb. 14: Verwitterte Faunfigur von der Bogengalerie M des Zwingers mit Ergänzung aus der Zeit der vierten Zwingerrestaurierung.

Fig. 14: Weathered sculpture of a faun from the Dresden Zwinger with part of the face replaced during the restoration period in the 1930ies.

hat vielerorts zu Oberflächenschäden an Figuren (Abb. 14) und Fassadenelementen geführt.

Eine vollständige Ablaugung der Ölfarbe und damit die Herstellung des heutigen, steinsichtigen Erscheinungsbildes erfolgte nach Unterbrechung durch Krieg und Wirtschaftskrise 1924-1936 bei der vierten Zwingerrestaurierung durch die eigens dafür geschaffene Zwingerbauhütte unter der Leitung von Hugo Ermisch. Die Maßnahmen zur Instandsetzung waren vorwiegend steinbildhauerisch-handwerklich orientiert: Ergänzungen aus Zement wurden entfernt, Neuteile und Ergänzungen als Steinmetzkopie eingefügt (Abb. 14). Nach schlechten Erfahrungen mit dem nach 1910 eingesetzten, damals verfügbaren Cottaer Sandstein (im engeren Sinne) wurde in dieser Restaurierungsperiode (wie auch beim Wiederaufbau nach 1945) vor allem Kirchleite-Sandstein aus dem Königsteiner Gebiet verwendet (HEIDELMANN 1992). Nach der katastrophalen Zerstörung am 13. Februar 1945 konnte der Zwinger unter der Leitung von Ermisch bis 1963 in seiner äußeren Form wieder hergestellt werden.

Seit 1986 und verstärkt nach 1990 wurden erneut intensive Instandsetzungs- und Restaurierungsarbeiten notwendig, die derzeit noch andauern.

3. Dresdner Zwinger, Langgalerie N / Kronentor

Auf der Langgalerie wie auch im Attikabereich der Pavillons werden im Zuge der jüngeren Restaurierungsmaßnahmen die mit Steinerfüllmassen ausgebesserten Figuren nach Entsalzung und schonender Reinigung der Oberflächen mit Mikrofeinstrahl mit einem dünnen, hellen Silikonharzanstrich versehen, der neben seiner Schutzfunktion für die Steinoberfläche auch zur ästhetischen Verbesserung des Erscheinungsbildes der ursprünglich stark geschwärzten Figuren beitragen soll (Abb. 15). Die eingesetzte Silikonharzfarbe ist im Gegensatz zu der historisch verwendeten Ölfarbe dampfdiffusionsoffen, so dass sich ein stärkerer Feuchtestau hinter der Farbschicht vermeiden lässt. Ein weiterer Vorteil ist ihre hydrophobe Ausstattung, die das Eindringen von Regenwasser und Salzen in den Stein unterbindet. Erste Versuche mit solchen Farbsystemen wurden bereits 1990-1991 am Kronentor vorgenommen (Abb. 16). Vorherige



Abb. 15: Figuren und Vasen von der Langgalerie N des Dresdner Zwingers mit Silikonharzanstrich von 2004.

Fig. 15: Sculptures and vases at a gallery of Dresden Zwinger, painted with silicon paint system in 2004.

Proben mit traditionellen Kalkanstrichen wie auch mit Silikatfarben waren gescheitert, weil die Farbe auf den patinierten Untergründen schlecht haftete und schnell abwitterte (HOFERICK 2000). Die regelmäßige Nachkontrolle der vor nahezu 20 Jahren am Kronentor angebrachten Farbanstriche zeigt, dass sie im Fall der Abwitterung (in besonders stark feuchtebelasteten Bereichen) keine Schäden am darunter liegenden Sandstein erzeugen. Derzeit werden auch grundsätzliche Überlegungen zu einem möglichen präventiven Schutzanstrich für neu geschaffene Sandsteinkopien historischer Figuren angestellt. Ein Anstrich der Architekturteile ist nicht vorgesehen.



Abb. 16: Figur vom Kronentor des Zwingers, die bereits 1990/91 mit Silikonharzfarbe gestrichen worden war.

Fig. 16: Sculpture on the crown-gate of Dresden Zwinger, painted with silicon paint system already in 1990/91.

4. Frauenkirche / Neumarkt

Die zwischen 1726 und 1743 errichtete evangelische Frauenkirche gilt als bedeutendster protestantischer Zentralbau. Sie wurde vom Ratszimmermeister George Bähr (1666-1738) entworfen, die Sandsteinkuppel mit einem Durchmesser von 23,5 m wurde 1736 er-



Abb. 17: Mauerwerk der Frauenkirche mit „patinierten“ Altsteinen und hellen bruchfrischen Neusteinen.

Fig. 17: Stonework of the Church of Our Holy Lady with blackened historic sandstone ashlars and light, recently quarried blocks.

richtet. Der 95 m hohe Bau brannte durch den Bombenangriff am 13. Februar 1945 völlig aus. Durch die Brandeinwirkung auf den Sandstein bedingt, stürzte die Kuppel zwei Tage später ein.

Während der DDR-Zeit blieb die Ruine als Mahnmahl erhalten und wurde in den achtziger Jahren zum Symbol der oppositionellen Friedensbewegung. Der Gedanke an einen Wiederaufbau wurde von vielen Dresdenern jedoch nie aufgegeben und konnte seit 1989 durch eine Bürgerinitiative wieder aktiv propagiert werden. 1990/1991 beschlossen die Synode der Landeskirche und die Stadt Dresden den Wiederaufbau. 1993/94 erfolgte die „archäologische Enttrümmerung“, d.h. die Bergung und Dokumentation der für einen Wiederaufbau noch brauchbaren Teile, und der Wiederaufbau begann am südöstlichen Eingang. Im Oktober 2005 konnten die Arbeiten, die zu mehr als 50 % durch private Spenden aus Deutschland und der ganzen Welt finanziert wurden, mit der erneuten Kirchweihe abgeschlossen werden.

Der Kontrast zwischen „patinierten“ Altsteinen und hellen Neusteinen wurde bewusst belassen, um Alt-

und Neuteile zu unterscheiden und ein allmähliches „Zusammenwachsen“ der Oberflächen zu ermöglichen (Abb. 17). Für den Bau der Kuppel und des Außenbaus wurde Postaer Sandstein, v. a. aus dem Steinbruch Mühlleite eingesetzt. Die innere Kuppelschale besteht aus Reinhardtsdorfer Sandstein. Cottaer Sandstein wurde nur für Ausbesserungen am Altar im Innenraum verwendet. Insgesamt sind für die Neuteile ca. 15.000 m³ Elbsandstein gebrochen worden.

Im Anschluss an den Wiederaufbau der Frauenkirche wurde begonnen, die Bebauung des umgebenden Neumarkt-Areals teils historisierend, teils mit modernen Fassaden in der Grundstruktur der vor dem Krieg existierenden Gassen und Quartiere wieder zu errichten. Wenige erhaltene Originalteile wurden wieder verwendet, nachgestaltete Teile aus Elbsandstein sind häufig Bestandteil der rekonstruierten Barockfassaden. An den modernen Fassaden wurde relativ zurückhaltend Naturstein eingesetzt, der nicht aus Sachsen stammt. Beispiele sind süddeutscher Muschelkalk, Anröchter Grünsandstein oder der italienische Tephrit „Basaltina“ (SIEDEL et al. 2009).

Die bereits bekannten Lausitzer Granite und Lampophyre sind in Denkmalsockel und Stufen zur Statue Martin Luthers (1885, nach einem Entwurf Ernst Rietschels) enthalten. Das Denkmal des Königs Friedrich August II. von Sachsen (von Ernst Julius Hähnel, 1861-1866) steht auf einem Sockel aus Meißner Granit, umgeben von Platten aus grauem Lausitzer Granit.

Schriftenverzeichnis

- ALTHAUS, K. (2000): Zur Verwitterung von Kulturgütern aus Elbsandstein. Teil 2: Auswirkungen des Nebenmineralgehaltes. – *Kunsttechnologie und Konservierung* 14 (2): 285-312; Worms.
- ALTHAUS, K., MACHILL, S. & STEGER, W. E. (1999): Untersuchungen zu Transportvorgängen während der Verwitterung der Elbsandsteine. – *Chem. Erde* 59: 151-172; Jena.
- ANDELAR, R., FELLER, M. & SIEDEL, H. (2007): Historische Steinpflaster in Dresden – Denkmale der Stadt- und Technikgeschichte. – *Denkmalpflege in Sachsen, Jahrbuch für 2005*: 63-73; Beucha.
- BEEGER, D. (1992): Naturstein in Dresden. – *Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie*, 4: 1-119; Dresden.
- BEEGER, D. & SIEDEL, H. (2007): Zur Verwendung von Kreidesandstein aus dem Elbtalgebiet in Architektur und Plastik. – In: SIEDEL, H.; FRANZEN, C. & WEISE, S. (Hrg.): Elbsandstein. Beiträge zur Tagung des Arbeitskreises zur Erhaltung von Kulturgütern aus Stein (ARKUS) 2007 in Dresden: 39-47; Dresden.
- DEHIO, G. (1996): *Handbuch der Deutschen Kunstdenkmäler. Sachsen I: Regierungsbezirk Dresden*: 934 S.; München, Berlin (Deutscher Kunstverlag).
- GÖTZE, J., SIEDEL, H. & MAGNUS, M. (2007): Provenance determination of building sandstones: a methodology applied to Cretaceous sandstones from Saxony (Germany). – *Z. dt. Ges. Geowiss.* 158: 807-820; Stuttgart.
- GRUNERT, S. (1986): Der Sandstein der Sächsischen Schweiz. – *Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden* 34: 1-155; Leipzig.
- GRUNERT, S. (1982): Der Sandstein der Sächsischen Schweiz als Naturressource, seine Eigenschaften, seine Gewinnung in Vergangenheit und Gegenwart. – *Unv. Diss. B (Habilitationsschrift)*, TU Dresden, Fakultät für Bau-, Wasser- und Forstwesen.
- HEIDELMANN, H. (1992): Die Restaurierung von Sandsteinfassaden am Beispiel des Dresdner Zwingers. – *Arbeitshefte des Landesamtes für Denkmalpflege Sachsen* 1: 1-56; Dresden.
- HOFERICK, F. (2000): Erfahrungen mit Farbanstrichen auf patiniertem Elbsandstein am Dresdner Zwinger. – In: BOUÉ, A. (Hrg.): *Farbe in der Steinrestaurierung - Fassung und Schutz*: 171-176; Stuttgart (Fraunhofer IRB).
- HOFERICK, F. & SIEDEL, H. (1999): Die Ablaugung von Ölfarbanstrichen am Dresdner Zwinger – Geschichte und Folgeschäden. – *Mitteilungen des Landesamtes für Denkmalpflege Sachsen für 1999*: 80-88; Halle.
- MACHILL, S. (2000): Zur Verwitterung von Kulturgütern aus Elbsandstein. Teil 3: Beteiligung organischer Stoffe. – *Kunsttechnologie und Konservierung* 14 (2): 313-350; Worms.
- SIEDEL, H. (2009): The city of Dresden in the mirror of its building stones: utilization of natural stone at façades in the course of time. – In: BOȘTENARU DAN, M., PRÍKRYL, R. & TÖRÖK, Á. (Eds.): *Materials, Technologies and Practice in Historic Heritage Structures*: in print; New York (Springer).
- SIEDEL, H. (2007): Verwitterung von Elbsandstein am Bauwerk. – In: SIEDEL, H.; FRANZEN, C. & WEISE, S. (Hrg.): *Elbsandstein. Beiträge zur Tagung des Arbeitskreises zur Erhaltung von Kulturgütern aus Stein (ARKUS) 2007 in Dresden*: 59-71; Dresden.
- SIEDEL, H., LANGE, J.-M. & HEINZ, F. (2009): Bau- und Dekorationsgesteine in Dresden. – In: *Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie (Hrsg.): Miniaturen zur Geologie Sachsens: Geokommunen – Geologie in sächsischen Städten, Heft 1*: 31 S.; Dresden.
- STEGEGER, W. E. & MEHNER, H. (1998): The iron black weathering crusts on Saxonian sandstones investigated by Mössbauer spectroscopy. – *Studies in Conservation* 43: 49-58.

Klimafreundliches Kohlekraftwerk mit integrierter Kohlevergasung und CO₂-Abtrennung/-Speicherung (in Planung)

REAplus-Anlage zur CO₂-Minderung im Rauchgas am Kraftwerk Niederaußem (in Bau)

WTA-Anlage zur Braunkohlenvortrocknung im Wirbelschichtverfahren am Kraftwerk Niederaußem (vor Fertigstellung)

Gas- und Dampfturbinenanlage in Lingen

Hocheffizientes Steinkohlekraftwerk Westfalen in Hamm (in Bau)

Modernstes Braunkohlekraftwerk der Welt (BoA 2&3) in Grevenbroich-Neurath (in Bau)



BAUSTEINE FÜR MEHR KLIMASCHUTZ UND VERSORGUNGSSICHERHEIT.

Jeder, der sich engagiert für den Klimaschutz einsetzt, stellt Forderungen. Wir stellen diese Forderungen auch an uns selbst: Energie muss schnellstmöglich sauberer und ihre Nutzung noch effizienter werden. Wir investieren zum Beispiel bis 2010 mehr als 2 Mrd. Euro in das modernste und effizienteste

Kohlekraftwerk der Welt. Es stößt 30 % weniger CO₂ aus – umgerechnet 6.000.000 Tonnen jährlich. Aber das ist uns nicht gut genug. Wir realisieren schon bis 2014 das erste klimafreundliche Kohlekraftwerk. Und senken damit den CO₂-Ausstoß sogar um 90 %. www.rwe.de