

Nachweis oberpleistozäner bis holozäner Neotektonik in der Oberlausitz – Die Baugrundbohrung B 1/24 im Neiße-Engtal von Görlitz

Von OLAF TIETZ und ERIK GROSCHE

Zusammenfassung

Im Oktober 2024 wurde im Rahmen der Sanierung der Stadthalle Görlitz 15 m östlich des Gebäudes die Baugrundbohrung B 1/24 abgeteuft. Die im Görlitzer Neiße-Engtal befindliche Bohrung erreichte eine Endteufe von 22 m und erschloss vom Hangenden zum Liegenden 4 m anthropogene Auffüllung, 14,9 m quartäre Lockersedimente (Frühsaale-Kaltzeit bis Mittelholozän) und 3,1 m Biotit-Granodiorit (Grundgebirge, unverwittert, Neoproterozoikum-Kambrium). Zudem wurde in einer 3 m tiefen Peilstangensorierung 35 m östlich der Bohrung B 1/24 0,65 m Auelehm (Oberholozän) angetroffen, der vermutlich mit ca. 2 m Mächtigkeit den natürlichen Hangendabschluss innerhalb des angetroffenen anthropogenen Profilteils der Bohrung B 1/24 bildete.

Die Auswertung der Bohrergebnisse ergab, dass das bisher als zusammenhängend angesehene Neiße-Engtal von Görlitz durch ein tektonisches Becken unterbrochen wird. Dieses „Görlitzer Innenstadtbecken“ bewahrte die in der Bohrung angetroffenen 14,9 m Lockersedimente bis heute vor der Erosion. Die Absenkung des Beckens um mindestens 10 m kann anhand der in der Bohrung angetroffenen Sedimente auf den Zeitraum nach der Ablagerung der Unteren Neiße-Niederterrasse (Hochweichsel-Kaltzeit) und vor der Ablagerung der Neiße-Auenterrasse (Mittelholozän) eingeengt werden. Daraus resultiert, dass die Absenkung zwischen 74 000 und 4 000 Jahren vor heute erfolgte und damit gegenwärtig das jüngste Beispiel für neotektonische Bewegungen innerhalb des Lausitzer Blocks ist. Zudem ist im Mittelpleistozän eine vorangehende initiale Absenkung um ca. 7 m zu vermuten.

Abstract

Evidence of Upper Pleistocene to Holocene neotectonics in Upper Lusatia – The sub-soil drilling B 1/24 in the Neisse-Narrow Valley at Görlitz

In October 2024, as part of the renovation of the Stadthalle in Görlitz, the subsoil core rotary bore-hole B 1/24 was drilled 15 m east of the building. Located in the Neisse-Narrow Valley at Görlitz, the borehole reached a final depth of 22 m and exposed, from the hanging wall to the footwall, 4 m of anthropogenic fill, 14.9 m of Quaternary unconsolidated sediments (Early Saalian glaciation to the Middle Holocene), and 3.1 m of biotite-granodiorite (unweathered basement, Neoproterozoic-Cambrian). In addition, a 3 m deep sounding rod probe 35 m east of borehole B 1/24 encountered 0.65 m of floodplain clay (Upper Holocene). This alluvial clay, with a thickness of originally about 2 m, probably formed the natural hanging wall instead of the encountered anthropogenic profile section of borehole B 1/24.

The analysis of the drilling results showed that the Neisse Narrow Valley at Görlitz, previously considered continuous, is interrupted by a tectonic basin. This “Görlitz Inner-City Basin” has protected the 14.9 m of loose sediments encountered in the borehole from any subsequent erosion to this day. Based on the sediments encountered in the borehole, the subsidence of the basin by

at least 10 m can be narrowed down to the period after the deposition of the Lower Neisse Terrace (Weichselian maximum glaciation) and before the deposition of the Neisse floodplain terrace (Middle Holocene). Consequently, the subsidence occurred between 74,000 and 4,000 years ago and thus currently represents the most recent example of neotectonic movements within the Lusatian Block. In addition, an earlier phase of initial subsidence of approximately 7 m is assumed to have occurred in the Middle Pleistocene.

Keywords: Quaternary, fluvial terraces, basal till, glaciectonic rootless block, Cadomian Basement, basin tectonics, ascendant river valley.

1 Einleitung

Im Zuge der ab 2025 geplanten Sanierung der Stadthalle Görlitz sind für das historische Gebäude auf der Ostseite zwei moderne Anbauten vorgesehen (URL-1). Dafür wurde auf dem Parkplatz 15 m östlich der Stadthalle am 2.10.24 und 7.–8.10.2024 eine 22 m tiefe Baugrundbohrung als Rotationskernbohrung durch die Firma Tobias Grimm Geotestbohrtechnik Hohenstein-Ernstthal abgeteuft (Gauß-Krüger-Koordinaten: RW 5500089, HW 5668386). Die LKW-Maschinenbohrung (Abb. 1) erfolgte als Kernbohrung mit 10 cm Kerndurchmesser, wobei unter 4 m Auffüllung und 14,9 m Lockerdecke-gebirge das Grundgebirgsfestgestein auf ca. 3 m erbohrt wurde (Abb. 2 und 3).

Die Bohrung befindet sich im „Görlitzer Engtal“ (PRÄGER 1976a, S. 194). Hier hat sich die Lausitzer Neiße auf einer Länge von 3 km zwischen dem Weinberg (Parkeisenbahn) im Süden und der Nikolai-Vorstadt (Rothenburger Straße) im Norden zwischen 20 und 40 m tief

in das Grundgebirge eingeschnitten (Abb. 4a). Bereits 1934 beschrieb Grahmann diesen markanten Talabschnitt der Neiße als „Görlitzer Riegel“ (in SCHUBERT 1973). Der Taleinschnitt bewirkt, dass die Neißeaue am Bohrstandort nur 250 m breit ist und durch 20 m hohe und steile Talflanken begrenzt wird, die teilweise aus granodioritischem Festgestein bestehen. Der Granodiorit steht nahe der Bohrung im Stadtpark von Görlitz (Steilstufe oberhalb des Stadthallengartens bis zum ehemaligen Steinbruch „Goldfischteich“) und auf der polnischen Seite der Neiße in Zgorzelec in vier ehemaligen Steinbrüchen am Neißeufer südwestlich des Dom Kultury (ehemals Oberlausitzer Ruhmes-halle) an (s. Punkte c und d in Abb. 4a).

2 Kenntnisstand

Für das Verständnis der vorliegenden Arbeit ist ein kurzer Abriss einschlägiger Erkenntnisse wichtig. Das betrifft sowohl vorangegangene



Abb. 1: Baugrundbohrung B 1/24 auf dem Parkplatz östlich der Stadthalle Görlitz im Oktober 2024, Blick nach Südwesten (GROSCHÉ 2025, Anl. 4, Bild 3)



Abb. 2: Kernkisten mit Gesteins- und Sedimentmaterial der Bohrung B 1/24 zwischen 9 m (vorn) und 22 m (hinten) im Depot der Oberlausitzer Baustoff- & Umweltlabor GmbH (OBUL) in Leutersdorf. Hier erfolgte eine Nachdokumentation und die Probenname für 24/10/28-1 bis-7 (Probenlokalisierungen s. Abb. 5). Foto: O. Tietz

Untersuchungen zu Engtälern und vulkanologischen Forschungen in der Oberlausitz als auch das Prinzip der Flussterrassenstratigraphie.

Engtäler wie in Görlitz können bei fast allen mittleren und größeren Flusstäler in der Oberlausitz beobachtet werden. Sie bilden stets markant abgesetzte, kürzere Abschnitte (PRÄGER 1963). Dabei sind die Engtäler in Festgestein eingeschnitten (sog. Skalen, sorbisch = Fels), dessen Flanken über 70° steil geneigt sind (PRÄGER (1976a, S. 203). Die Tiefe schwankt zwischen 15 und 70 m (PRÄGER 1963, S. 218) wobei diese Talabschnitte häufig 2–7 km lang sind, jedoch auch über 10 km Länge erreichen können (vgl. Abb. 8 in STEDING & BRAUSE



Abb. 3: Fotodokumentation der Bohrkerne der Bohrung B 1/24. Die Teufen sind jeweils an den Kisten links unten am Kopf des Bohrkerns angegeben. Fotos: E. Grosche

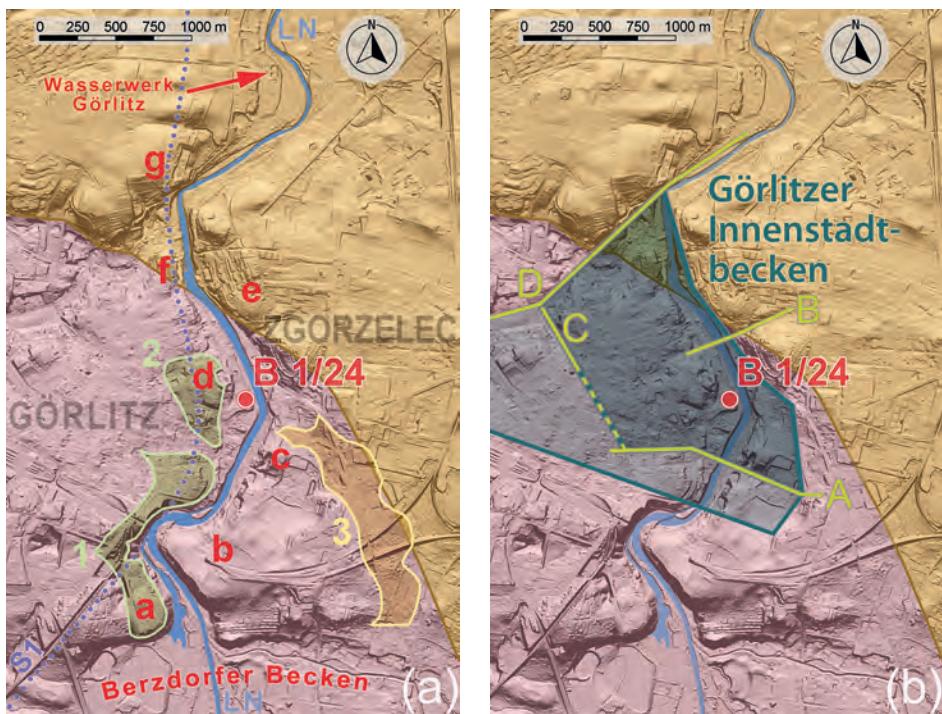


Abb. 4: Vereinfachte geologische Karte des Görlitzer Neiße-Engtals in Schattenreliefdarstellung. (a) Lokalitäten und Quartäralagerungen, (b) tektonische Strukturen:

Lokalitäten: a – Weinberg mit Parkeisenbahn, b – Anhöhe des Bahnhofs Görlitz-Moys (Zgorzelec-Ujazd), c – Oberlausitzer Ruhmeshalle, Görlitz (Miejski Dom Kultury, Zgorzelec), d – Stadtpark Görlitz, e – Höhenzug Töpfer- und Rabenberg (Osiedle Manhattan, Zgorzelec), f – Burgberg Görlitz mit Vogtshof und Pfarrkirche St. Peter und Paul (Peterskirche), g – Höhenzug Nikolai-Vorstadt/Rothenburger Straße

Geologie: blassrot: Biotit-Granodiorit, Typ Zawidów (Neoproterozoikum bis Kambrium), gelbbraun: Lausitzer Grauwacke (Neoproterozoikum), blaugrün: 1+2 – Ablagerungen der Tieferen Neiße-Mittelterrassen (Frühsaale-Kaltzeit); 1: Weinberg, Blockhaus (mit Viadukt), ehemalige 2. Medizinische Klinik an der Dr. Kahlbaum-Allee, 2 – Stadtpark und Park des Friedens Görlitz, blassgelb: 3 – glazifluviatiler Sand und Kies (Saale-1-Kaltzeit Δ in Polen: Oder-Vereisung, S1 (Punktlinie): Westgrenze des Gletschereislobus der Saale-1-Kaltzeit (nach STEDING 1997)

Störungen (vermutet): A – Läusebrunnen-Störung, B – Bleiche-Störung, C – Brunnenstraßen-Störung (gestrichelt = fraglich), D – Ponte-Störung

blaugrün: Görlitzer Innenstadtbecken (dunkel = sicher, hell = unsicher), Verbreitung nach Geomorphologie und vermuteten Störungen

Quellen: URL-2, URL-3, CYMERMAN (2006), STEDING (1997), v. WITTENBURG (1867)

1969). Die Lockersedimentablagerungen in den Skalen beschreibt PRÄGER (1963) als durchweg geringmächtig. Die Talsohlen sind lediglich durch häufig auftretende größere Blöcke aus dem in der Nähe anstehenden Festgestein geprägt. Nach Auswertungen von zahlreichen Bohrungen bei Löbau, Bautzen und Hirschfelde sind die Lockersedimente lediglich 0,8 bis 2,8 m mächtig und lagern stets auf dem wenig verwitterten Festgestein des Basements (PRÄGER 1963). Engtäler treten besonders in der Lausitzer Hügel- und Gefilderegion auf, sowie auch am Südrand des Lausitzer Blocks in

Richtung Sächsische Schweiz. Sie fehlen hingegen im Lausitzer Bergland (PRÄGER 1963). Die Engtäler umgrenzen demnach das stärker herausgehobene Zentralgebiet der Oberlausitz, das geotektonisch als Bautzener Teilblock bezeichnet wird, radialstrahlig (vergl. Abb. 8 in STEDING & BRAUSE 1969).

Über die Entstehung und das Alter der Engtäler bzw. Skalen gibt es unterschiedliche Auffassungen, die SCHUBERT (1973) in einer Literaturstudie zusammenstellte: Nach STEDING (1962), STEDING & BRAUSE (1969) erfolgte die Anlage in der späten Elster-Kaltzeit bis in die

Holstein-Warmzeit. Diese Autoren erklären die Entstehung tektonisch (endogen) entlang gehobener Blockgrenzen innerhalb des Lausitzer Blocks, da besonders die Skalen im Norden der Oberlausitz parallel zu den großen heryzinischen Störungen und zusätzlich konzentrisch um das Bautzener Schwerehoch (Lindner 1963 in STEDING & BRAUSE 1969; siehe dazu auch LINDNER 1972) anzutreffen sind (s. Abb. 8 in STEDING & BRAUSE 1969).

Dagegen sah PRÄGER (1963, 1964, 1976a+b) die Anlage der Lausitzer Engtäler glazial-klimatisch (exogen) gesteuert und legte deren Entstehung in die Zeit nach dem Saale-1-Glazial (PRÄGER 1963, 1964). PRÄGER (1976a) modifizierte diese Alterseinstufung und unterschied zwei Generationen von Skalen: einerseits (ähnlich der vorher genannten Autoren) als ältere Anlage nach dem 2. Elstereisvorstoß und andererseits als jüngere Anlage nach dem Saale-1-Eisvorstoß (wie bei PRÄGER 1963, 1964). Danach sind die jüngeren Skalen besser erhalten, da sie im Gegensatz zu der älteren Skalen-Generation nur periglazial während der Weichsel-Kaltzeit überarbeitet wurden. Hingegen erfuhr die ältere Generation zusätzlich auch eine saaleglaziale Überprägung (einschließlich des 1. Saale-Eisvorstoßes). PRÄGER (1963, S. 221) plädierte jedoch für die jüngere Entstehung. Er hielt eine ältere Entstehung für unwahrscheinlich, da diese zwangsläufig mit den Ablagerungen der Saale-1-Kaltzeit verfüllten Engtalanlagen im Anschluss zunächst wieder freigelegt hätten werden müssen. Zumal die Skalen besonders im Verbreitungsgebiet der Saale-1-Vereisung auftreten. Das Alter und die Genese der Lausitzer Engtäler blieb damit nach wie vor ungeklärt, weshalb PRÄGER bereits 1963 (S. 221) anregte, „in Zukunft die ganze Flußgeschichte der Lausitz [...] neu zu bearbeiten“.

Generell gehen die hier genannten Autoren sowie zudem die Autoren noch älterer Arbeiten (referiert in SCHUBERT 1973) davon aus, dass die Anlage der heutigen Skalen als Folge der Verschüttung der präglazialen Tälern durch die Eisvorstöße ausgelöst wurde. Die präglazialen Täler waren in den glazigen überformten und zusedimentierten Abschnitten nach dem Abschmelzen der Gletscher morphologisch nicht mehr wirksam, was zur Verlegung der Flussläufe führte. Aufgrund der Hebung der Lausitz, die zu dieser Zeit mehrmals mit Beträgen zwischen

20 und 70 m einherging (z.B. PRÄGER 1963 sowie TIETZ & BÜCHNER 2015), kam es zu einem raschen Einschneiden der neu angelegten Flussläufe. Die Flüsse konnten nicht mehr ausweichen und durchschnitten auch harte Festgesteinsareale bzw. -rücken im Untergrund. Diese ascendente Flusstalentstehung steht bei allen Autoren im Mittelpunkt und ist bei STEDING (1962) und STEDING & BRAUSE (1962) zudem mit einer endogen-tektonischen Hebung gekoppelt. PRÄGER (1963, 1964) lehnte zunächst eine tektonische Ursache für die Entstehung der Lausitzer Engtäler ab und sah auch später darin nicht die alleinige Ursache (PRÄGER 1976a, S. 203). Seine Skalen-Erklärung erfolgte exogen-glazialklimatisch „durch den Wechsel von Erosion und Aufschotterung“ (PRÄGER 1964, S. 341), wobei er diese Aussage in keiner seiner Arbeiten näher unterstetze.

Inzwischen belegen vulkanologische Untersuchungen im Lausitzer Vulkanfeld durch TIETZ & BÜCHNER (2015, 2026) die endogen-tektonische Hebung des Lausitzer Blocks und einzelner Teile zu Beginn der Holstein-Warmzeit vor 320 000 Jahren. Für die neotektonische Hebung spricht das sehr junge Abtragungsalter der ca. 30 Mill. Jahre alten Vulkangebäude einschließlich ihrer pyroklastischen Lockerablagerungen zur Saale-1-Kaltzeit vor 250 000 Jahren. Mithilfe der im Umfeld der Vulkanbauten bis heute lokal erhaltenen prävulkanischen Landoberflächen und anhand der Abtragungsbeträge zwischen diesen konnte ein Hebungsbetrag bis maximal 90 m bzw. 150 m ermittelt werden. Diese neotektonische Hebung erfolgte überwiegend (jedoch nicht ausschließlich) am Beginn der Holstein-Warmzeit. Ursache für das Hebungsereignis vor 320 000 Jahren war sehr wahrscheinlich die kurz aufeinander erfolgte Be- und Entlastung des Lausitzer Grundgebirges durch die beiden Elster-Inlandeisgletscher vor ca. 350 000 und 335 000 Jahren (Alter nach BITTMANN et al. 2018).

Für das Verständnis der Flussterrassen-Stratigraphie ist bedeutsam, dass es im Quartär bei allen Flüssen in den Mittelgebirgen und ihren Vorländern zu enormen Akkumulationsprozessen kam. Diese fanden insbesondere zu Beginn und Ende der Kaltzeiten statt, als die schützende Vegetationsbedeckung (im Gegensatz zu den Warmzeiten) deutlich verringert war und es noch bzw. bereits erneut sehr hohe Niederschlä-

ge gab. Nur so lassen sich aus heutiger Perspektive (mitten in einer Warmzeit) die enorm großen Täler, wie die von Rhein oder Elbe erklären. Die heute dazu vergleichbar kleinen Flüsse hätten selbst bei Hochwassereignissen nicht die Kraft für die Anlage derart breiter und tiefer Täler. Auch fehlt den heutigen Flüssen die Transportenergie für die Ablagerung von Meter bis Dekameter mächtigen und z.T. Kilometer breiten Schotterebenen, wie z.B. die der Neiße zwischen Ludwigsdorf und Rothenburg mit Breiten bis 12 km, einschließlich des polnischen Bereichs. Verstärkt wurden diese Akkumulationsprozesse zusätzlich durch die

wiederholte Hebung der Lausitz (wie auch aller anderen Mittelgebirge zu dieser Zeit), was wiederum die Erosionsprozesse in den genannten vegetationsärmeren Perioden zusätzlich intensivierte.

Die Flussterrassenbildung begann in der Lausitz bereits im Unterpleistozän vor der ersten Inlandvereisung vor 1–1,2 Mill. Jahren (s. TIETZ & BÜCHNER 2011). Aufgrund der seitdem erfolgten Hebung der Lausitz um ca. 70–90 m (s.o.) haben sich die Flüsse stetig tiefer in ihre alten Terrassen eingeschnitten und die jüngeren Terrassen tiefer als die älteren abgelagert. Die älteren Terrassen treten daher nur als Erosions-

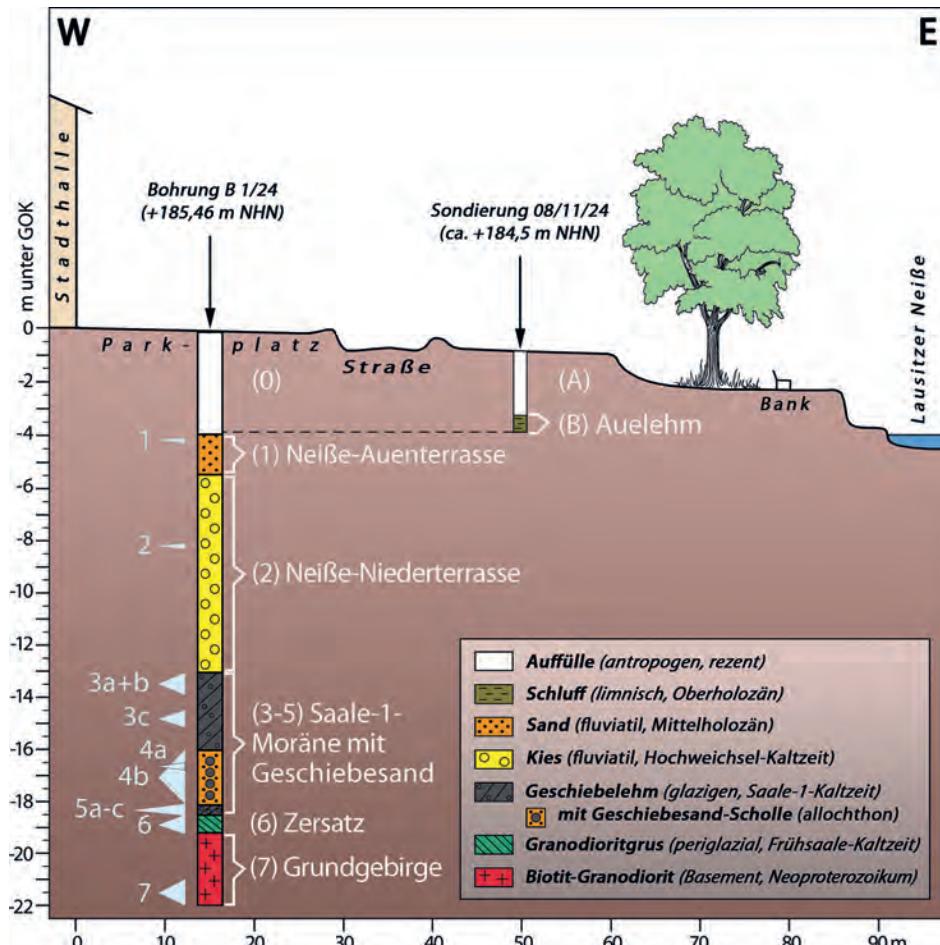


Abb. 5: E-W-Profil zwischen der Stadthalle Görlitz und der Lausitzer Neiße mit eingetragenen geologischen Bohrprofilen der Kernbohrung B 1/24 und der Peilstangensondierung 08/11/24. Das Profil ist 3x überhöht. Links der Bohrung B 1/24 sind die Probennummern mit ihren Profilreichweiten eingetragen, wobei hier nur die Tagesnummern angegeben sind. Die vollständigen Proben-Nummern lauten 24/10/28-1,-2 usw. (wie in Tab. 2 und 3 angegeben). Quelle für das Bohrprofil B 1/24: GROSCHÉ (2025, Anl. 2.1). Dokumentation O. Tietz und E. Grosche, Görlitz und Leutersdorf.

relikte in Form von „Terrassentreppen“ an den Talflanken und in jeweils höheren Positionen auf (EHLERS 2011, S. 276 f.). Aus diesem Grund werden die ältesten Terrassen als Hochterrassen (Unterpleistozän), die mittleren als Mittelterrassen (Mittelpleistozän) und die jüngsten als Niederterrassen (Oberpleistozän) sowie die allerjüngsten als Auenterrassen (Holozän) bezeichnet (vgl. mit Abb. 1 in LANGE et al. 2016). Ausnahme von dieser auf den Kopf gestellten (altersinversen) Höhenlagerung der Terrassen bilden lokale tektonische Senkungsgebiete, wie z. B. das Braunkohlenbecken von Berzdorf. Hier liegen die ältesten Terrassen am tiefsten und werden schrittweise von jüngeren Terrassen überlagert. Unabhängig von der vertikalen Altersabfolge der Terrassen ist bekannt, dass gleichalte Terrassen immer im selben Niveau abgelagert wurden, da die Sedimentation in den Tälern durch das Wasser (wie mit der Wasserwaage) ausnivelliert erfolgt. Lediglich gibt es aufgrund des Gefälles innerhalb des Flussverlaufs eine kontinuierliche Höhenabnahme der Terrassenebenen. Verstellungen oder Sprünge in den Terrassenebenen geben heute Hinweise auf postsedimentäre tektonische Vertikalbewegungen, die sich auch quantifizieren lassen.

3 Material und Ergebnisse

Das geologische Bohrprofil und ein vereinfachtes Schichtenverzeichnis mit sedimentologisch-stratigraphischen Angaben können der Abbildung 5 und der Tabelle 1 entnommen werden. Die Tabelle 1 enthält zudem weitere Angaben, z. B. zu den untersuchten Proben. Die 35 m östlich der Bohrung B 1/24 abgeteuften Peilstangensorierung mit 3 m Endteufe (s. Tab. 1, Abb. 5 und Abb. 6) verfolgte das Ziel, das in der Bohrung B 1/24 vermutlich fehlende geogene Hangende zu erfassen. Die Peilstangensorierung erreichte im Liegenden unter einer anthropogenen Auffüllung mit Braunkohlenstaub und -stückchen (**Schicht A**), vermutlich Rohbraunkohlen-Heizreste aus der DDR-Zeit) 0,65 m Auelehm (**Schicht B**). Der Auelehm ist homogen, d. h. ohne erkennbare Lamination oder Schichtung ausgebildet, schmutzig bis kräftig gelbbraun gefärbt und deutlich bis schwach bindig. Nach den Korngrößenanalysen von zwei Sedimentproben unter dem Auflicht-

mikroskop liegt im Hangenden ein schwach feinsandiger Schluff vor (Probe 24/11/08-1a: 2,5–2,6 m), der im Liegenden in einen schwach schluffigen Feinsand, sehr schwach mittelsandig, übergeht (Probe 24/11/08-1b: 2,95–3,0 m).

In der Baugrundbohrung B 1/24 tritt im selben Höhenniveau 4 m Auffüllung auf (**Schicht 0**, vgl. mit Abb. 5). Diese ist inhomogen und sehr locker ausgebildet. Hier wechseln sich unter dem durchbohrten Asphalt des Parkplatzes im Dezimeter- bis Meterbereich hellbraune bis graue Kiessande mit zwei dunkler gefärbten Schluffhorizonten ab. Letztere führen unterschiedliche Anteile wolkig auftretender Sand- und Kiesnester, vereinzelt Ziegelbruchstücke und zwei kohlige Einlagerungen, die diese Bereiche der Auffüllung schwarzbraun färben (Abb. 3). Darunter folgt mit einem Farbsprung und deutlich besserer Sortierung ein 1,5 m mächtiger, gelbbrauner, im hangenden Bereich auch ockerfarbener, mittelsandiger und feinkiesiger Grobsand (**Schicht 1**, Tab. 2 und Abb. 7, Probe 1), der im Liegenden ohne auffälligen Farbwechsel in einen 7,2 m mächtigen Feinkies übergeht (**Schicht 2**). Dieser ist sandig bis stark sandig, teilweise mittelkiesig und führt vereinzelt Gerölle bis 2 cm Größe (Tab. 2 und Abb. 7, Probe 2). Nach den Sieblinienkennwerten Cu und Cc (s. Tab. 2) liegen gleichförmige (**Schicht 1**) und schwach gleichförmige (**Schicht 2**) Körnungen vor, die eine gute Sortierung anzeigen (LANGE 2014). Die Schichten 1 und 2 führen in der Korngrößenfraktion 6,3–10 mm ca. 30 % Feldspäte (Tab. 3, Proben 1 und 2). Damit liegen hier nach STEDING et al. (1991, Tab. III/2+3) fossile Neiße-Flusschotterablagerungen vor. Die Feldspäte stammen vom Iser- und Riesengebirgsgranit und damit aus dem Quellgebiet der Lausitzer Neiße, weshalb sie Leitgeröllcharakter für alle fossilen Neißeablagerungen besitzen.

Darunter folgt ein deutlicher Farb- und Materialwechsel mit einer 3 m mächtigen Schicht eines Geschiebelehms (**Schicht 3**). Er fällt durch seine graue Farbe und überwiegend 2–8 cm große Geschiebe auf. Diese Schicht ist trotz hoher Sandanteile bindig und sehr fest ausgebildet (Abb. 8a+b). Die Siebanalyse zeigt eine sehr schlechte Sortierung. Dabei ist die Übermacht an Fein- und Grobmaterial auffällig (Probe 3a in Tab. 2 und Abb. 7). Das bestätigen auch die Sieblinienkennwerte Cu und Cc (s. Tab. 2),

Tab. 1: Schichtenverzeichnis der Peilstangensorierung 08/11/24 (Schichten A+B) und der Bohrung B 1/24 (Schichten 1–7) mit Mächtigkeit, Tiefe, Lithologie, genetisch-stratigraphischer Interpretation und Proben-Nummer. mk-gk – mittel- bis grobkristallin. Zur Korrelation der Tiefaufschlüsse und der Farbgebung in Spalte 1 vgl. Abb. 5.

Schicht-Nr.	Mächtigkeit	Schichtbasis (in m ü. NHN)	Schichtbasis (in m unter GOK)	Lithologie	Farbe	Genese	Fazies	geologisches Alter	Probe	Proben- Tiefe
A	2,35 m	182,15 m	2,35 m	Sand, Ton, Gerölle, Braunkohlenstaub (sehr locker)	schmutzig gelbbraun, schwarzbraun	Auffüllle	anthropogen	Neuzeit (rezent)		
B	≥ 0,65 m	181,5 m	3,0 m	Lehm, basal Feinsand	gelbbraun	Auen- überflutung	fluvial	Oberholozän	24/11/08-1a 24/11/08-1b	2,5–2,6 m 2,95–3,0 m
0	4,0 m	181,5 m	4,0 m	Asphalt, Schotter, erdiger Sand (locker)	schmutzig gelbbraun	Auffüllle	anthropogen	Neuzeit (rezent)		
1	1,5 m	180,0 m	5,5 m	Grobsand, feinkiesig ockerbraun	gelbbraun, z.T. ockerbraun	Neiße-Flussterrasse (Auenterrasse)	fluvial	Mittelholozän	24/10/28-1	4,1–4,2 m
2	7,2 m	172,8 m	12,7 m	Feinkies, sandig	schmutzig gelbbraun	Neiße-Flussterrasse (Tiefere Nieder- terrasse)	fluvial	Hochweichsel- Kaltzeit	24/10/28-2	8,1–8,2 m
3	3,1 m	169,7 m	15,8 m	Geschiebelehm mit Großgeschiebe	(hell) grau, z.T. grünlich	Grundmoräne	glazigen		24/10/28-3a 24/10/28-3b 24/10/28-3c	13,0–13,2 m 13,0–14,8 m 14,5–15,1 m
4	2,0 m	167,7 m	17,8 m	Grobsand, feinkiesig mit Geröllnestern (Geschiebebesand)	graubraun	glazial- tektonische Scholle	allochthon	Saale-1-Kaltzeit	24/10/28-4a 24/10/28-4b	16,5–16,7 m 15,8–17,8 m
5	0,4 m	167,3 m	18,2 m	Geschiebelehm	(hell) grau, z.T. grünlich	Grundmoräne	glazigen		24/10/28-5a 24/10/28-5b 24/10/28-5c	17,8–18,2 m 17,8–18,0 m 18,0–18,2 m
6	0,7 m	166,6 m	18,9 m	Granodioritgrus, sandig	blaugrau und fleckig gelbbraun	physische Verwitterung	Zersatz	Frühsaale-Kaltzeit	24/10/28-6	18,2–18,9 m
7	3,1 m	163,5 m	22,0 m	Biotit-Granodiorit, mk-gk (2–7 mm), frisch und fest	grünlich grau mit graugrünen Kluftbeilägen	magmatisch	plutonisch	Neo- proterozoikum bis Kambrium	24/10/28-7	21,0–22,0 m

Tab. 2: Siebanalysen (Nasssiebung) von Proben aus den Schichten 1 bis 5 der Bohrung B 1/24 für Neißeterrassensand (Proben 1 und 2), Geschiebelehm (Proben 3a und 5a), sowie Geschiebesandeinschaltung im Geschiebelehm (Probe 4a). Oben absolute Gewichtsangaben der Korngrößenfraktionen in Gramm, unten relativ in Prozent. Die Kennwerte der Sieblinie (s. Abb. 7) konnten nur für 3 Proben berechnet werden, dabei ist: Cu – Ungleichförmigkeitszahl, Cc – Krümmungszahl. Position und Beschreibung der Proben s. Abb. 5 und Tab. 1.

Proben- Nummer	Ein- heit	Fraktion [mm]									Kennwerte der Sieblinie	
		Ton u. Schluff		Sand			Kies					
		<0,063	0,063–0,2	0,2–0,63	0,63–2,0	2,0– 6,3	6,3–10,0	10–20	20–63	gesamt	Cu	Cc
24/10/28-01	g	14,1	24,8	198,2	408,3	223,7	57,2	0,0	0,0	926,3	5,7	1,2
	%	1,5	2,7	21,4	44,1	24,1	6,2	0,0	0,0	100,0		
24/10/28-02	g	27,4	30,0	288,3	291,0	360,5	135,2	94,6	4,9	1231,9	19,7	0,7
	%	2,2	2,4	23,4	23,6	29,3	11,0	7,7	0,4	100,0		
24/10/28-3a	g	250,5	87,6	142,5	209,4	163,2	34,8	110,7	256,2	1254,9		
	%	20,0	7,0	11,4	16,7	13,0	2,8	8,8	20,4	100,0		
24/10/28-4a	g	171,4	119,8	178,5	343,9	241,5	44,4	70,0	120,3	1289,8		
	%	13,3	9,3	13,8	26,7	18,7	3,4	5,4	9,3	100,0		
24/10/28-5a	g	139,0	77,2	172,1	282,5	259,7	103,6	191,6	172,6	1398,3	65,9	1,9
	%	9,9	5,5	12,3	20,2	18,6	7,4	13,7	12,3	100,0		

Tab. 3: Modale Geröllanalyse der Siebfaktion 6,3–10 mm für fünf Proben aus der Bohrung B 1/24. Position und Beschreibung der Proben s. Abb. 5 und Tab. 1. E2 – Elster-2, S1 – Saale-1, Ki-Ho-Ko – Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat, GW – Grauwacke

Objekt	Bohrung 1/24, Stadthalle Görlitz										
	Sediment/Fazies		Sand-Kies/fluviatil				Geschiebelehm/glazigen				
Genese	autochthon		allochthon		autochthon						
	Holozän		Weichsel-KZ		Früh-E2/Früh-S1-Kaltzeit		Saale-1-Kaltzeit				
Geologisches Alter											
Proben-Nr.	24/10/28-1		24/10/28-2		24/10/28-4a		24/10/28-3a		24/10/28-5a		
Lithotypen	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	Anz.	%	
Quarz (inkl. Brekzie)	72	42,6%	84	38,0%	38	33,3%	36	41,9%	58	20,5%	31,2%
Quarz, polykristallin	2	1,2%	7	3,2%	4	3,5%	7	8,1%	11	3,9%	6,0%
Granitoide, grau+blau	6	3,6%	8	3,6%	23	20,2%	9	10,5%	69	24,4%	17,4%
Vulkanite (Basalt/Phonolith)	4	2,4%	1	0,5%	7	6,1%	1	1,2%	49	17,3%	9,2%
Kieselschiefer + Ki-Ho-Ko	0	0,0%	1	0,5%	0	0,0%	1	1,2%	0	0,0%	0,6%
Hornstein/Limonit/Knoten-GW	0	0,0%	1	0,5%	0	0,0%	0	0,0%	1	0,4%	0,2%
gesamt lokal	84	49,7%	102	46,2%	72	63,2%	54	62,8%	188	66,4%	64,6%
Feldspat	50	29,6%	64	29,0%	30	26,3%	15	17,4%	44	15,5%	16,5%
Granitoide, rot	18	10,7%	37	16,7%	4	3,5%	1	1,2%	23	8,1%	4,6%
Schiefer, diverse	12	7,1%	16	7,2%	4	3,5%	11	12,8%	24	8,5%	10,6%
Sandstein, verkieselt	0	0,0%	0	0,0%	0	0,0%	0	0,0%	0	0,0%	0,0%
gesamt südlich	80	47,3%	117	52,9%	38	33,3%	27	31,4%	91	32,2%	31,8%
Nord. Granite/Metarkosen	4	2,4%	1	0,5%	2	1,8%	3	3,5%	3	1,1%	2,3%
Feuerstein	1	0,6%	1	0,5%	2	1,8%	2	2,3%	1	0,4%	1,3%
gesamt nordisch	5	3,0%	2	0,9%	4	3,5%	5	5,8%	4	1,4%	3,6%
gesamt total	169	100,0%	221	100,0%	114	100,0%	86	100,0%	283	100,0%	100,0%

Tab. 4: Modale Geröllanalyse für Geschiebe aus dem Geschiebelbelag der Proben 3b (Schicht 3) und 5b+c (Schicht 5), sowie der Geschiebe aus dem Geschiebematerial der Probe 4b (Schicht 4). Untersucht wurden selektiv aus der Kernkiste gewonnene Geschiebe zwischen 1,5 und 13 cm Größe (Median zwischen 3 und 8 cm Durchmesser). GL – Geschiebelbelag (Schichten 3 und 5), GS – Geschiebesand (Schicht 4). Position und Beschreibung der Proben s. Abb. 5 und Tab. 1. Die Probennummern sind auf die Tagesnummern verkürzt, die vollständigen Proben-Nummern lauten 24/10/28-3b, -4b usw. (wie in Tab. 2 und 3 angegeben); LAZ – Lausitzer Antiklinialzone, RG – Riesengebirgsgranit, Qz – Quarz

Herkunft	Lithotyp	Bemerkung	3b		4b		5b		5c		Summe
			GL	GS	GL	GS	GL	GS	GL	GS	
lokal	Lausitzer Granodiorite	oft rostbraun vergrust			1						1
	Rumburger Granit	blaugraue Feldspäte			1		1				2
	Lausitzer Alkalibasalte	(Basanit, Tephrit, Nephelinit)			2		2				4
	Lausitzer Phonolith/Trachyt	weiße Verwitterungsfrinde			1						1
	Milchquarz, polykristallin	Quarzgänge LAZ			4		5		1		10
südlich	Anzahl determinierter Gerölle				6		8		4		18
	Anzahl determinierter Gerölle in Prozent				32 %		57 %		80 %		0 %
	Milchquarz mit Grünschieferknauern	Sekretionsquarz (regionalmetamorph)			2						41 %
	Sandstein	mit Kaolin/Quarz-Bindemittel			1		2				2
	Quarzit-Serizitschiefer	oft mit Kleinfärbelung			2		1				7
nordisch	perititischer Feldspat (+RG-Granit)	stets kleiner 1-2 cm!					1				1
	Trümmererachate/Jaspis	Typ "Neißebeachit"			1		1				2
	Anzahl determinierter Gerölle				6		4		0		15
	Anzahl determinierter Gerölle in Prozent				32 %		29 %		0 %		34 %
	Åland-Magmatite	Quarz-Porphyr, Rapakivi, Granitporphyr			1		1				2
(Granitoide + Quarzit nordisch?)	Feuerstein	gelbbraun und schwarz, selten rotbraun			1						1
	Granitoide, unspez.	z.B. Leukogranite									1
	Meta-Quarzit (polykristall. und def.)	unterschiedl. Qz-Farben, z.T. Mörtelstrukt.			5		1		1		7
	Anzahl determinierter Gerölle				7		2		1		11
	Anzahl determinierter Gerölle in Prozent				37 %		14 %		20 %		25 %
Anzahl determinierter Gerölle - gesamt					19		14		5		44
Anzahl determinierter Gerölle - gesamt in Prozent					43 %		32 %		11 %		100 %



Abb. 6: Die 3 m tiefe Peilstangensorierung (Nr. 08/11/24) 35 m östlich der Bohrung B 1/24 erbrachte unter 2,35 m anthropogener Auffüllung (hier eben planiert) 0,65 m Auelehm. Blick nach ESE zur Neiße-Stadtbrücke und nach Polen. Position siehe Abb. 5. Foto: O. Tietz

nach denen eine sehr ungleichförmige Körnung vorliegt (LANGE 2014). Lithologisch kann das Material aufgrund der fehlenden Sortierung als Diamiktit bezeichnet werden, genetisch als Morene. Da das Sediment nicht kalkhaltig ist, liegt petrographisch ein Geschiebelehm vor. Im unteren Drittel ist ein Granit-Großgeschiebe mit ca. 0,6 m Durchmesser durchbohrt worden (Probe

3c in Abb. 5, Abb. 9a). Auf das Geschiebe und die modale Zusammensetzung der Geschiebe wird im folgenden Absatz näher eingegangen. Unter dem Geschiebelehm folgt eine sandige Schicht mit 2 m Mächtigkeit (**Schicht 4**), die sich farblich durch eine graubraune Färbung relativ deutlich abgrenzt. Der feinkiesige Grobsand ähnelt der Schicht 1, allerdings ist

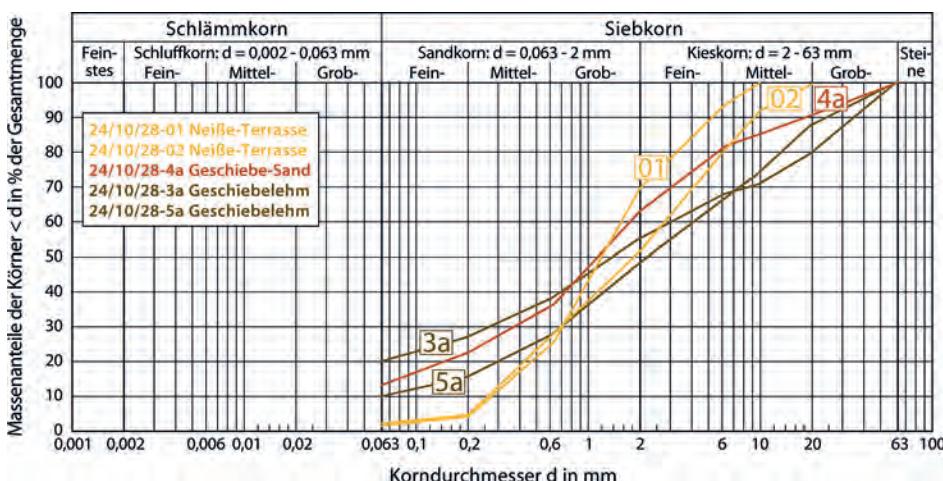


Abb. 7: Sieblinien (kumulative und logarithmische Darstellung) der Proben 24/10/28-01, 02, 3a, 4a und 5a. Beschreibung der Proben s. Tab. 1.

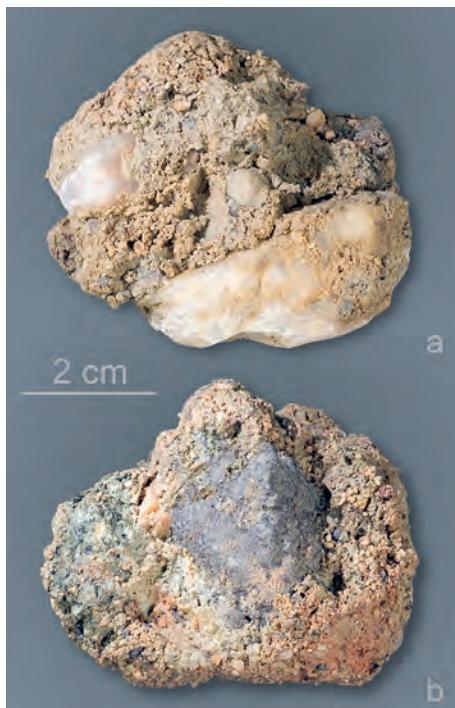


Abb. 8: Zwei aufgebrochene Geschiebelehm-Handstücke von der Probe 3a aus 13,0–13,2 m Tiefe der Bohrung B 1/24: (a) stark sandig mit zwei größeren Milchquarz-Geschieben (weiß), (b) sehr stark sandig mit einem Basalt-Geschiebe (graublaul) und einem wolkigen Granodioritzersatz-Einschluss (graugrün). Fotos: O. Tietz

die Sortierung bei Schicht 4 schlechter (Tab. 2 und Abb. 7, Probe 4a). Leider konnten von dieser Probe die Kennwerte Cu und Cc nicht ermittelt werden, aber aus Abb. 7 wird ersichtlich, dass die Sieblinie der Schicht 4 zwischen den Schichten 1 und 2 sowie den Schichten 3 und 5 vermittelt. Weiterhin führt die Schicht 4, in Nestern angereichert, bis 8 cm große Gerölle, deren Anteil hier bis ca. 40 % einnimmt (Probe 4b in Tab. 4). Die Schicht 4 kann daher als Geschiebesand angesprochen werden. Darunter folgt mit 0,4 m Mächtigkeit ein zweiter Geschiebelehmhorizont (**Schicht 5**) der nach Farbe und Material stark der Schicht 3 ähnelt (vgl. Probe 5a in Tab. 2 und Abb. 7). Ebenso treten hier zahlreiche Geschiebe von ca. 2 bis 5 cm Größe auf. Des Weiteren wurde auch ein größeres Geschiebe eines Olivin-Basaltes von mindestens 13 cm Durchmesser durchbohrt.

Das im oberen Geschiebelehmhorizont



Abb. 9: Erbohrte Granitoide aus der Bohrung B 1/24: (a) Sala-Granitgeschiebe aus 14,5–15,1 m Tiefe (Probe 3c); (b) Lausitzer Biotit-Granodiorit des Typs Zawidów aus dem Liegenden der Bohrung zwischen 21–22 m Tiefe (Probe 7). Fotos: O. Tietz

(**Schicht 3**) 14,5–15,1 m unter der Geländeoberkante durchbohrte und ca. 0,6 m große Geschiebe (Abb. 5, Probe 3c) lässt sich nach ZANDSTRA (1988, S. 184f) als Sala-Granit bestimmen (Abb. 9a). Dieses Geschiebe gehört als die hellere (quarzreichere) Varietät zu den Uppland-Graniten, die auf 1,95–1,85 Mrd. Jahre datiert werden und aus dem Uppland in Mittelschweden, ca. 100 km nordwestlich von Stockholm, stammen. Aufgrund der petrographisch unverwechselbaren Ausbildung bildet dieser Granit ein Leitgeschiebe, tritt aber in der Oberlausitz sehr selten auf. So wird das Uppland-Herkunftsgebiet bei TIETZ & CZAJA (1999, Abb. 6) nicht aufgeführt. 44 weitere, meist kleinere Geschiebe, wurden aus vier Proben der beiden Geschiebelehm-Horizonte (**Schicht 3 und 5**) bestimmt (Tab. 4). Unter diesen Geschieben dominieren mit 75% Gesteine südlicher und lokaler Herkunft. Nur 25 % sind nordisch und lassen sich dem fennoskandinavischen Raum zuordnen.

Unter dem Geschiebelehm der Schicht 5 folgt sprunghaft ein Farb- und Korngrößenwechsel, und es beginnt eine schmutzig-blaugraue, 0,7 m

mächtige Sandschicht (**Schicht 6**). Der Sand ist rau und grusig-kleinstückig ausgebildet und führt neben überwiegend eckigem Quarz viele rostbraune Feldspäte und vorherrschend schwarz gefärbte Dunkelglimmer (Biotit). Damit und in Kenntnis der darunterliegenden Schicht 7 kann dieser Horizont eindeutig als verwitterter Granodiorit, d. h. als Granodioritzersatz bzw. Granodioritgrus angesprochen werden. Als letzte Schicht folgt mit 3,1 m erbohrter Mächtigkeit und mit scharfer Grenze frischer Biotit-Granodiorit (**Schicht 7**). Dieser ist mittelkörnig (Kristalle 1–3 mm, selten bis 8 mm groß), gleichkörnig bis schwach porphyrkörnig, splittrig-hart, stark geklüftet, grau gefärbt und durch einen deutlich gelbgrünen Farbstich gekennzeichnet (Abb. 9b). Biotitflasern kennzeichnen eine tektonische Deformation, und auf den Klüften ist das Gestein intensiv vergrünt. Die letzten beiden Merkmale zeigen eine postmagmatische Überprägung an und weisen den Granodiorit im Sinne von SCHUST & WASTERNACK (2002) eindeutig als den Typ Zawidów aus (früher Ostlausitzer Granodiorit). Auch gibt die geologische Übersichtskarte (KRENTZ et al. 2000) für das Stadtgebiet Görlitz diesen Typ an.

4 Diskussion

Die nachfolgende genetische und stratigraphische Interpretation der in der Bohrung und Sondierung angetroffenen Sedimente und Gesteine erfolgt vom Hangenden zum Liegenden. Dabei wird das Umfeld des an der Görlitzer Stadthalle gelegenen Bohrstandortes einbezogen.

Die jüngste Schicht, der Auelehm (**Schicht B**), wurde nur in der Peilstangensondierung angetroffen. Die hier beobachtete stufenlose Kornvergrößerung zum Liegenden deutet einen Übergang zur mittelholozänen Neißeterrasse (Schicht 1 der Bohrung B 1/24) an. Das unterstützt auch die Höhenkorrelation mit der Bohrung B 1/24 (s. Abb. 5). Nach BITTMANN et al. (2018) werden für Deutschland drei Auelehmhorizonte unterschieden. Aufgrund der Position über der mittelholozänen Neißeterrasse (s. Schicht 1) und der Lage im heutigen Neiße-Flussniveau (s. Abb. 5) handelt es sich wahrscheinlich um den Jüngeren Auelehm (Subatlantikum, Oberholozän). Die Peilstan-

gensorierung zeigt aufgrund der 2,35 m mächtigen Auffüllte (Schicht A), dass das heutige Relief der Auenmorphologie im Untersuchungsgebiet stark anthropogen überprägt ist, sodass die hier deutlich sichtbaren Geländestufen (Abb. 5) und Einebnungen (Abb. 6) nicht als geogen angelegte Flussterrassenstufen mit ihren Verebnungen interpretiert werden können. Die ursprüngliche Geländeoberfläche lag vermutlich im Bereich der Peilstangensondierung und auch der Bohrung B 1/24 im Niveau der Auenebene unmittelbar neben der Neiße (s. „Bank“ in Abb. 5).

Die 4 m Auffüllte (Schicht 0) in der Bohrung B 1/24 bezweckte vermutlich eine Anhebung der ursprünglichen Geländeoberfläche, wobei eventuell der tiefste geogen gebildete Bereich abgetragen wurde (vgl. mit Schicht A oben). Dafür spricht, dass die Höhenangabe für den Parkplatzbereich östlich der Stadthalle in einem topographischen Meßtischblatt von 1888 etwa zwischen 180 m und 185 m ü. NN liegt (TK25 Blatt Görlitz 1888). Die 185-m-Höhenlinien enden jeweils im Stadtpark 300 m nordwestlich und südwestlich des Untersuchungsgebiets und die 180-m-Höhenlinie jeweils am östlichen Neißeufer 500 m südlich und 600 m nördlich. Trotz dieser Ungenauigkeit und trotz gewisser Fehler der Höhenlinien im Vergleich mit den Höhen der aktuellen Karte (URL-2) von +1,6 m bis -3 m (an neun Kontrollpunkten aber lediglich zwischen +1,6 m und -0,6 m) kann die ursprüngliche Geländeoberfläche vor dem Bau der Stadthalle (1906–1910) grob auf ca. 182,5 m geschätzt werden. Danach wäre ein ca. 1 m anthropogener Abtrag der geogenen Sedimente denkbar. Vermutlich beträgt dieser Abtrag sogar 2 m, da das ursprüngliche Niveau der Aue unmittelbar westlich der Neiße bis zur Bohrung B 1/24 korreliert werden kann (s. o.). Demnach kann als hangender Abschluss der in der Bohrung angetroffenen quartären Sedimente (Schichten 1–6) zusätzlich noch 1 m oder eher 2 m Auelehm angenommen werden.

Die Schicht 1 kann aufgrund der hohen Feldspatgehalte (Probe 1 in Tab. 3) eindeutig als Flussablagerung der Neiße angesprochen werden. Aufgrund der Position im Niveau des heutigen Neiße-Flusses (Abb. 5, Tab. 1) muss hier eine Ablagerung der holozänen Auenterrasse vorliegen (vgl. mit dem geologischen Profil von HIRSCHMANN et al. 1972, Abb. 32). Eine

genauere Alterseinstufung ist im Vergleich mit der holozänen Terrasse im Braunkohlentagebau Berzdorf (9 km südsüdwestlich der Stadthalle) möglich, für die mithilfe von fossilen Mikro- und Makropflanzenfunden oberes Atlantikum bis Subboreal (ca. 4000–2500 Jahre vor heute) nachgewiesen werden konnte (TIETZ et al. 2000). Die Basis der im Tagebau aufgeschlossenen Terrassenablagerung lag bei 189,5 m ü. HN¹ und damit 9,5 m höher als an der Stadthalle Görlitz. Da sich der Aufschluss zwischen Tauchritz und Hagenwerder am südöstlichen Beckenrand befand, kann hier die Beckenabsenkung vernachlässigt werden. Die Höhendifferenz lässt sich allein durch das Flussgefälle der Lausitzer Neiße erklären, denn der Höhenunterschied des Neiße-Flussspiegels zwischen beiden Lokalitäten beträgt heute ebenso 10 m (190,3 m und 180,3 m NHN, URL-2).

Die in der Bohrung B 1/24 tiefer liegende 7,2 m mächtige Kiesfolge (**Schicht 2**) kann in dieser Position nicht der holozänen Neiße-Terrasse zugestellt werden, da ihre Basis mit +172,8 m NHN zu tief liegt. Das würde im Bereich der Bohrung eine Höhenlage von 7,5 m unter dem heutigen Neiße-Flussniveau ergeben, was nach dem Prinzip der Terrassentreppen in Hebungsgebieten nicht möglich ist (s. Kap. 2). Auch im Vergleich mit der holozänen Terrasse im Bereich des Klärwerkes Görlitz (2 km nördlich der Stadthalle) resultiert eine Diskrepanz in der Höhenlage. Hier gibt PRÄGER (1976a, Tab. 13c) die Oberfläche mit +177 m ü. NN an. Nach HIRSCHMANN et al. (1972, S. 169) ist die holozäne Neiße-Terrasse (bei ihnen als „Auenterrasse“ bezeichnet) im Bereich Ludwigsdorf-Zodel durchschnittlich 2 m mächtig, d.h. die Basis am Klärwerk Görlitz kann demnach mit ca. +175 m ü. NN angenommen werden. Das korreliert gut mit der Basisangabe der Auenterrasse, die nördlich von Nieder Ludwigsdorf (6,5 km nördlich der Stadthalle) bei 169,4 m ü. NN angetroffen wurde (HIRSCHMANN et al. 1972, S. 337, Bohrung 119; nach STEDING 1973 bei 168,3 m). Damit würde die Basis der Schicht 2 in der Bohrung B 1/24 gegenüber der 2 km nördlich und flussabwärts gelegenen ho-

lozänen Flussterrasse 2,2 m tiefer liegen, was aufgrund des Flussgefälles ausgeschlossen werden muss. Für die stratigraphische Abtrennung der Schicht 1 (1,5 m Sand) von der darunterliegenden Schicht 2 (7,2 m Kies) spricht weiterhin die durchschnittliche Mächtigkeit der holozänen Neiße-Terrasse für den Raum Ludwigsdorf-Zodel von 2 m (s. o.). Schicht 2 kann somit nicht ins Holozän gestellt werden und muss älter sein.

Im Rahmen der Auswertung der in der Bohrung B 1/24 angetroffenen Sedimente zeigte sich, dass u. a. für eine überzeugende Alterseinstufung der Schicht 2 weitere bisher unbekannte regionalgeologische Kenntnisse von zentraler Bedeutung sind, die nachfolgend dargelegt werden. So zeigt sich bei näherer Betrachtung der Morphologie, dass das Görlitzer Neiße-Engtal (s. Kap. 2) entlang der 3 km nicht so einheitlich aufgebaut ist, wie es entsprechend der bisherigen Literatur zu vermuten wäre. Mit einem stromaufwärts gerichteten Blick fällt auf, dass die Neiße von Süden kommend zunächst einen markanten Granodiorittrücken (Höhe Weinberg) bis 40 m tief einschneidet, der die nördliche Flanke des Berzdorfer Beckens bildet (Punkte a+b in Abb. 4). Nach einem Mäander im Bereich des Görlitzer Eisenbahnviadukts und der Obermühle weitet sich das Neißetal im Bereich der Bohrung auf einer Strecke von ca. 1,2 km (Punkte c+d in Abb. 4). Mit dem Erreichen der Rabenberghöhe in Zgorzelec und dem Burgberg (mit Peterskirche) in Görlitz (Punkte e+f in Abb. 4) verengt sich das Neißetal ein zweites Mal mit steilen und bis 30 m hohen Talflanken. Diese Talverengung ist an das Ausstreichen der Lausitzer Grauwacke gebunden (Abb. 4), die hier aufgrund der kontaktmetamorphen Überprägung durch den südlich angrenzenden Biotit-Granodiorit besonders hart und widerstandsfähig als Knoten- und Hornfelsgrauwacke ausgebildet ist. Mit dem Nachlassen der kontaktmetamorphen Überprägung nach Norden öffnet sich das Neißetal erneut kurz vor dem Görlitzer Wasserwerk. Im Bereich des nördlichen Grauwackenrückens knickt der Neiße-Lauf markant nach NE (Abb. 4). Dieser SW-NE gerichtete

¹ Höhenangaben im DDR-Gebiet bezogen sich auf den Kronstädter Pegel und wurden mit HN (Höhennull) bezeichnet. 1993 erfolgte in Deutschland die Umstellung des Höhenbezugs auf das Deutsche Haupthöhennetz, das mit NHN (Normalhöhennull) gekennzeichnet wird. Die Differenz zwischen beiden Höhenangaben beträgt rund 14 cm und kann daher hier vernachlässigt werden. Unabhängig davon werden alle hier verwendeten Höhenangaben wie ursprünglich bestimmt angegeben.

Neiße-Abschnitt ist wahrscheinlich durch eine Störung vorgezeichnet, da sich in SW-Richtung mit dem Verlauf des Pontetals seine Fortsetzung findet. Die Ponte ist ein linker Zufluss der Neiße und heute unterirdisch verlegt.

Diese SW-NE verlaufende „Ponte-Störung“ kann als Verlängerung des Erzgebirgsrandbruchs angesehen werden, der die nördliche Begrenzung des Egergrabens bildet. Die nordöstliche Verlängerung dieser nur im Bereich des Erzgebirges morphologisch sichtbaren Störung, wird durch die melilititischen und ultramafischen Ganggesteine vom Zeughausgang in der Sächsischen Schweiz und des Pomologischen Gartens in Görlitz nachgezeichnet (SEIFERT et al. 2008). Damit kann die mit einem Parallelversatz zum Pomologischen Garten verlaufende Ponte-Störung als nordöstliches Ende dieses überregionalen Störungssystems angesehen werden. Diese bisher nicht erkannte Störungsfortsetzung korrespondiert mit STANEK & KRENTZ (2015), die eine „Ebersbacher Störung“ als Fortsetzung der NW-Begrenzung des Eger-Grabens beschreiben, die sich nach geophysikalischen Parametern von Bad Schandau über Brtníky, Ebersbach bis in den Raum Berzdorf südlich Görlitz verfolgen lässt. In der Karte (Abb. 1 in STANEK & KRENTZ 2015) wurde diese Störung bereits weiter bis Görlitz dargestellt.

Die aufgezeigte Weitung des Görlitzer Neiße-Engtals im Bereich der Innenstadt von Görlitz-Zgorzelec zwischen den beiden Festgesteinsrücken zeigt sich auch an dem niedrigeren Taleinschnitt von 20 m (s. Kap. 1)². Diese Tal-Abflachung und -Weitung könnte einerseits als Endokontaktzone im Granodiorit erklärt werden, der hier seine Festigkeit verloren hat oder andererseits durch eine lokale tektonische Beckenabsenkung. Für letzteres gibt es bisher keine Hinweise in der Literatur. Auch sind keine tektonischen Störungen in den geologischen Karten verzeichnet, die auf ein derartiges Becken hinweisen würden (z.B. KRENTZ et al. 2000).

Auf eine tektonische Beckenabsenkung weisen jedoch eindrucksvoll die unterschiedlichen Höhenlagen der Tieferen Neiße-Mittelterrassen³

im Stadtgebiet von Görlitz (TIETZ 2018). Im Stadtpark und Park des Friedens lagert sie zwischen 192 m (Basis⁴) und 203 m (höchste Position) ü. NHN und wird mit einer Unterbrechung im unteren Bereich der Emmerich-/Blumenstraße weiter südlich zwischen der ehemaligen 2. Medizinischen Klinik und dem Weinberg zwischen 202 m (Basis) und 224 m (höchste Position) angetroffen (s. Punkte 1+2 in Abb. 4). Dadurch ergibt sich nach der Ober- und Unterkante dieser Terrasse gegenüber dem südlichen Weinberg-Granodioritkörper eine Absenkung von 10 m für den Untersuchungsraum. Diese bisher nicht erkannte oder beschriebene Beckenabsenkung muss nach der Frühsaale-Kaltzeit (Alter der Tieferen Mittelterrasse) angenommen werden. Unter Hinzuziehung des digitalen Höhenmodells (s. Abb. 4) und historischer Stadtpläne von Görlitz (v. WITTENBURG 1867) ist es möglich, 2–3 Störungen zu erkennen, die das Becken teilweise begrenzen bzw. gliedern (A–D in Abb. 4). Sehr eindrucksvoll zeigt sich das hier postulierte „**Görlitzer Innenstadt-Becken**“ in einem historischen Stadtmodell im Maßstab 1 : 5 000 mit 5-facher Überhöhung, das in der Dauerausstellung des Kaisertrutz (Görlitzer Sammlung für Geschichte und Kultur) zu sehen ist (Abb. 10). In diesem dreidimensionalen Höhenmodell ist deutlich zu erkennen, dass das Becken nach Norden geneigt ist und dort vor dem Steilhang der Ponte-Störung und unterhalb des städtischen Friedhofs, der Finsertorstraße und Neugasse abrupt endet. Dagegen sind die Beckenseiten im Westen, Osten und Süden nicht so deutlich ausgebildet. Bei näherer Betrachtung lassen sich aber auch hier einige morphologische Begrenzungen ausmachen, die durch die Störungen A und C in der Abbildung 4 nachgezeichnet werden. Im Süden scheint es entlang der Bahnhofstraße parallel der Eisenbahngleise auszuklingen.

Die Absenkung der Tieferen Neiße-Mittelterrasse wird durch die Höhe der Terrassenbasis auch im Vergleich mit der Terrasse außerhalb von Görlitz untermauert. Die relativen Höhen über dem Neiße-Flusspiegel betragen im Stadtgebiet von Görlitz 21,5 m (Weinberg)

² Durch diese spezielle Talkonstellation mit der Talweitung südlich der Metagrauwacken-Schwelle hat sich im Bereich der Altstadtbrücke von Görlitz unterhalb der Peterskirche eine natürliche Furt gebildet, die letztendlich Anlass für die Stadtgründung gab, da hier die alte E-W-Handelsstraße *via regia* verlief.

³ Chronostratigraphisches Alter: 300 000–227 000 Jahre vor heute (Fuhne-Kaltzeit, LITT et al. 2007)

⁴ TIETZ (2018) gibt als tiefsten Punkt 188,5 m ü. NHN an. I.d.R. sind es aber 192–193 m ü. NHN.

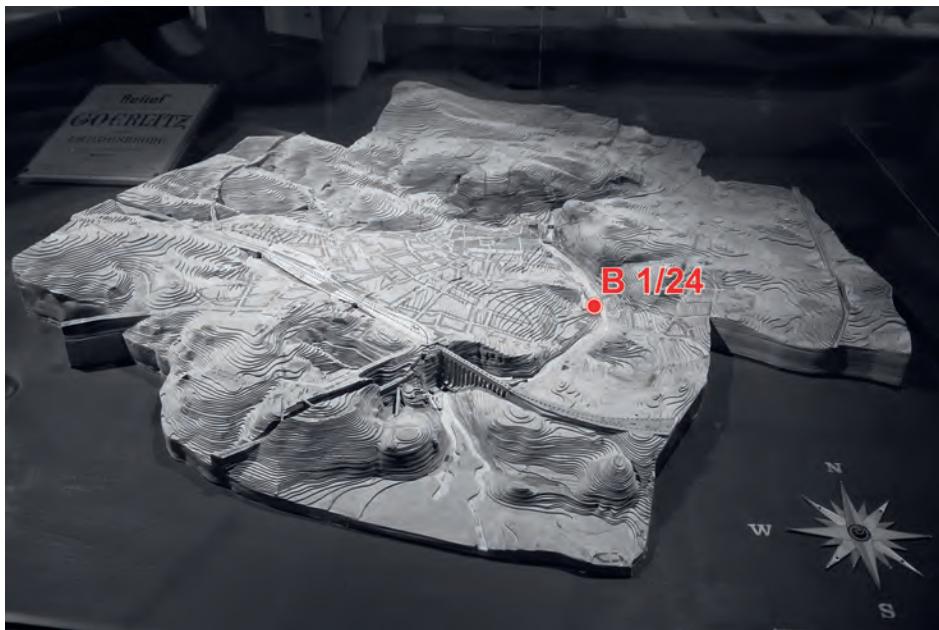


Abb. 10: Historisches Höhenmodell der Stadt Görlitz von 1902/1927, Blick nach Norden. Deutlich erkennbar ist das „Görlitzer Innenstadtbecken“ in zentraler Position, welches im Norden und Süden durch zwei Höhenzüge (Festgesteinsrücken) begrenzt wird, in die sich die Lausitzer Neiße tief eingeschnitten hat. Die Position der Bohrung B 1/24 ist mit einem roten Punkt markiert. Görlitzer Sammlungen für Geschichte und Kultur, Inv.-Nr. 232-2012. Foto: O. Tietz

und 11,7 m (Stadtpark), südlich in Radgendorf 18 m (PRÄGER 1976, S. 167 und S. 172) sowie nördlich Görlitz bei Zentendorf und Deschka 11–15 m (HIRSCHMANN 1972, S. 145). Die genannten relativen Höhendifferenzen variieren sprunghaft aufgrund lokaler tektonischer Gegebenheiten, wie etwa an der Hochlage des Granodiorit-Rückens am Görlitzer Weinberg, verglichen mit Radgendorf, am nördlichen Ausläufer des Zittauer Beckens oder dem Görlitzer Innenstadtbereich. Da die Hebungstendenz der Lausitz nach Norden nachlässt, nähern sich die Terrassenhöhen in nördlicher Richtung immer mehr der rezenten Neiße an, weshalb die Höhen bei Zentendorf und Deschka niedriger ausfallen. Dieser Terrassenbasis-Vergleich zeigt ebenfalls, dass die Tiefere Neiße-Mittelterrasse im Bereich des Stadtparkes signifikant tiefer liegt als die gleichalte Terrasse südlich und nördlich von Görlitz.

Erst der vorangegangene Exkurs mit dem Nachweis des Görlitzer Innenstadtbeckens ermöglicht eine schlüssige Alterseinstufung

der **Schicht 2**. Aufgrund der tektonischen Beckensituation für den Bohrstandort an der Stadthalle kann die Lage der Schicht 2 zur Sedimentationszeit 10 m höher angenommen werden, wenn die Becken-Absenkung nach der Ablagerung der Schicht 2 erfolgt ist. Als Alter der Schicht 2 kommt nur eine Terrasse der Neiße in Frage, die nach der frühsaalekaltzeitlichen Unteren Mittelterrasse und vor der holozänen Auenterrasse (Schicht 1) abgelagert wurde. Die Terrasse kann nicht älter sein, da sie von saalekaltzeitlichem Geschiebelehm (s. Schichten 3–5) unterlagert wird und nicht jünger, da sie von der mittelholozänen Neiße-Auenterrasse (Schicht 1) überlagert wird. Da in Sachsen für den Saale-Komplex nur die frühsaalekaltzeitliche Terrasse bekannt ist (WOLF & ALEXOWSKY 2008), muss es sich um eine der beiden weichselkaltzeitlichen Flussterrassen handeln. Zwei Kilometer nördlich der Stadthalle im Bereich des Klärwerkes Görlitz werden von PRÄGER (1976a, Tab. 13c) für die beiden weichselkaltzeitlichen Terrassen Oberflächen von 185 m

ü. NN (Höhere Niederterrasse, Frühweichsel⁵) und 180 m ü. NN (Tiefere Niederterrasse, Hochweichsel) angegeben. Beide Terrassen liegen, da sie sich flussabwärts befinden, gegenüber der Schicht 2 (Oberkante in der Bohrung B 1/24: 180 m ü. NN) zu hoch. Allerdings würde bei Anhebung der Schicht 2 um 10 m die Oberfläche der Schicht 2 bei 190 m ü. NN liegen, womit sich ein Gefälle von 5 m bzw. 10 m ergibt. Ein davon abweichendes Bild zeigt sich beim Vergleich der Terrassenbasis, die PRÄGER (1976a, Tab. 13c) für das Klärwerk Görlitz allerdings nur für die Höhere Niederterrasse mit 181–182 m ü. NN angibt. Das würde gegenüber der Basis der Schicht 2 (182,8 m bei 10 m Anhebung) ein Gefälle von 0,8–1,8 m ergeben, was gegenüber dem aktuellen Flussgefälle der Neiße (180,3 m – 175,8 m = 4,5 m) zu niedrig wäre. Da die Oberflächen der Terrassenkörper sekundär erodiert sein können, ist der Vergleich der Terrassenbasis zuverlässiger und sollte, wenn vorhanden, bei der Höhenkorrelation bevorzugt werden. Damit ist nur der Höhen- und damit letztendlich der Altersvergleich mit der Tieferen Neiße-Niederterrasse (Hochweichsel = Mittel- und Ober-Weichsel-Kaltzeit, 74 000 bis 15 000 Jahre v. h. nach LITT et al. 2007) realistisch.

Ähnlich verhält es sich unter Einbeziehung der Terrassenoberflächen-Angaben von HIRSCHMANN et al. (1972, Tab. 19) für Nieder Ludwigsdorf (5,5 km nördlich der Stadthalle) und den Angaben von TIETZ (2020) für Ober-Neundorf (7 km nördlich der Stadthalle). Hier ergeben sich für die Höhere Niederterrasse sogar Gefällewerte von 0 m (Horizontal) bis +3 m (als Anstieg), was unrealistisch ist. Deutlich plausibler ist dagegen der Vergleich der Oberflächen von Schicht 2 mit den Oberflächen der Tieferen Neiße-Niederterrasse beider Lokalitäten nördlich Görlitz mit 7 m bis 12 m Gefälle. Damit kann geschlussfolgert werden, dass sich die Schicht 2 unter Annahme des Görlitzer Innenstadt-Beckens nur mit der hochweichsel-kaltzeitlichen Neiße-Niederterrasse korrelieren lässt. Nach PRÄGER (1976a, S. 194) treten im Engtal von Görlitz beide weichselkaltzeitlichen Neiße-Niederterrassen⁶ nicht auf, was auf die

damals als durchgehend vorausgesetzte Schwellenposition zurückgeht. Aufgrund der deutlichen Gefälleverteilung beider Terrassen war die Neiße zu dieser Zeit nach seiner Meinung nicht in der Lage, die beiden Festgesteinsareale zu durchschneiden. Mit der Beckeneinsenkung innerhalb des Görlitzer Engtals ist nun davon auszugehen, dass die Sedimente der weichselzeitlichen Terrasse unter der holozänen Terrasse konserviert wurden, was bisher aufgrund der als durchgehend angenommenen Engtal-Struktur nicht vermutet werden konnte.

Die hier vorgestellte Beckenabsenkung wird zudem allein durch die in der Bohrung B 1/24 angetroffenen knapp 15 m mächtigen Quartärsedimente (Schichten 1–6) gestützt, da diese nach PRÄGER (1963) in den Engtälern (Skalen) der Lausitz ausgeräumt sind und fehlen (s. Kap. 2). Diese Aussage bestätigen u. a. die Beobachtungen 1,4 km nordnordwestlich der Stadthalle im Bereich des Grauwacken-Rückens der Nikolai-Vorstadt/Rothenburger Straße (Abb. 4a, Lokalität g), wo tatsächlich Grauwackenaufragungen im Flussbett der Neiße anstehen. Im Bereich des Weinberg-Granodioritrückens südlich des Görlitzer Innenstadt-Beckens sind derartigen Beobachtungen nicht möglich, da die Neiße hier durch das Wehr an der Obermühle aufgestaut ist (Abb. 4a, zwischen Lokalitäten a und b).

Die hier dargestellten Argumente sprechen dafür, dass im Innenstadtbereich von Görlitz eine tektonische Beckenabsenkung um ca. 10 m nach der Ablagerung der Tieferen Neiße-Mittelterrasse (Weichsel Hochglazial) und vor der Neiße-Auenterrasse (Mittelholozän) zwischen 74 000 Jahren bis 4 000 Jahren vor heute erfolgte. Dieses **Görlitzer Innenstadt-Becken** liefert einen erneuten Beweis für neotektonische Bewegungen innerhalb des Lausitzer Blocks, wie sie von TIETZ & BÜCHNER (2015, 2026) detailliert beschrieben wurden. Im Vergleich mit dem Hauptereignis neotektonischer Bewegungen vor 320 000 Jahren gelingt mit dem Görlitzer Innenstadt-Becken zudem ein deutlich jüngerer Nachweis. Die bisher jüngsten Bewegungen werden von PRÄGER (1966) für den Südrand des Lausitzer Blocks beschrieben. Danach zeigen

⁵ PRÄGER (1976a) spricht hier von der wartheglazialen Terrasse, heute wird diese Terrasse der frühweichselglazialen Höheren Niederterrasse zugeordnet (vgl. STEDING 1997 mit STEDING 1973)

⁶ Die ältere der beiden Terrassen wird bei PRÄGER (1976a) noch als Wartheglazial eingestuft, s. auch Fußnote 5.

holozäne Flussablagerungen der Wesenitz bei Pirna im Bereich der Lausitzer Überschiebung eine Schollenkippung um ca. 10–15 m seit etwa 9000 Jahren an.

Falls keine tektonische Beckenabsenkung zwischen den beiden Görlitzer Festgesteinsarenalen vorausgesetzt wird, könnte die Schicht 2 keiner autochthonen Neißeterrasse zugeordnet werden, da sie unter der holozänen Terrasse liegt. In diesem Fall kann es sich nur um eine allochthone Scholle aus glazigen umgelagertem Neißekies handeln, die im Zusammenhang mit der tiefer liegenden Moräne (Schicht 3 und 5) verfrachtet wurde (näheres zu den Schollenumlagerungen siehe unten zu Schicht 4).

Die beiden **Schichten 3 und 5** sind lithologisch identisch und werden hier daher zusammen besprochen. Eine Bestätigung der Geschiebelehm-Ansprache lieferten fünf schwere Rammsondierungen, die über das gesamte Parkplatzareal östlich der Stadthalle verteilt waren (GROSCHÉ 2025). Die ingenieurgeologischen Untersuchungen erbrachten für den Geschiebelehm Oberkanten zwischen 171,9–172,9 m ü. NHN durch die deutliche Zunahme der Schlagzahlen von 10–20 auf 30–50 Schläge je 10 cm Teufe. Das entspricht der Obergrenze des Geschiebelehms in der Bohrung B 1/24, die hier bei 172,8 m ü. NHN angetroffen wurde.

Beide Geschiebelehm-Schichten zeigen nach der Siebkornanalyse (Proben 3a und 5a in Tab. 2 und Abb. 7) eine vergleichbare, schlechte Sortierung und eine signifikante Dominanz an Fein- und Grobkorn. Lediglich bei Probe 5a ist zusätzlich der Grobsand- und Feinkiesanteil höher. Deutlicher zeigt sich der glazigene Charakter bei der modalen Kleingeschiebeanalyse (Proben 3a und 5a in Tab. 3), wonach das lokale und nordische Material gegenüber dem südlichen mit 94% und 98,6% signifikant überwiegt. Das zeigt der Vergleich mit den beiden fluviatilen Sand- und Kieshorizonten aus dem Hangenden der Bohrung (Schichten 1 und 2) noch eindeutiger. Hier beträgt der nordische Anteil nur 50%, was sich durch das südlich gelegene Einzugsgebiet der Neisseablagerungen erklärt. Auch die steileren Kornsummenkurven (= bessere Sortierung) untermauern die fluviatile Genese dieser beiden Neisse-Terrassen (Schichten 1 und 2; Proben 1 und 2 in Abb. 7). Die Großkomponenten der Schichten 3 und 5 verweisen ebenso auf eine glazigene Herkunft

der Moräne, wobei hier aufgrund der geringen Komponentenzahlen die statistische Absicherung nicht gut gewährleistet ist (Proben 3a und 5a+c in Tab. 4). Dennoch ist der Anteil nordischer Großkomponenten mit 17% bis 37% gegenüber den lokalen und südlichen relativ hoch.

Die zwischen den Geschiebelehmern der Schichten 3 und 5 eingeschlossene **Schicht 4** mit 2 m Geschiebesand vermittelt nach den lithologischen Kennwerten zwischen den fluviatilen und glazigenen Sedimenteinheiten. So verläuft die Kornsummenkurve einer geröllfreien Sandprobe (Probe 4a in Abb. 7) im Gegensatz zu den vier anderen Kurven mittelsteil. Dagegen ist der Anstieg der fluviatilen Probenkurven steiler und der der glazigenen Kurven flacher ausgebildet (Proben 1+2 und 3a+5a in Abb. 7). Auch liegt der Feldspatanteil bei der Kleinkornanalyse für Schicht 4 (Probe 4a in Tab. 3) mit 26,3% zwischen den Gehalten der fluviatilen Ablagerungen (Schichten 1 und 2) mit 29,6% und 29,0% und denen der glazigenen Ablagerungen (Schichten 3 und 5) mit 17,4% und 15,5%. Nach den genannten Kriterien zeigt sich für Schicht 4 eine deutliche genetische Verwandtschaft zu den Neisse-Flussterrassen, dagegen deuten die lokal angereicherten Gerölleinschaltungen eine glazigene Genese an. Da sich die Schicht 4 farblich und lithologisch deutlich von den über- und unterlagernden Geschiebelehmern der Schichten 3 und 5 unterscheidet und das sandige Material eine Neisse-Fluss-Genese anzeigt, kann diese Geschiebesand-Einschaltung am ehesten als eine durch das Eis verschleppte (Permafrost-)Scholle interpretiert werden. Dabei muss es beim Transport durch den Gletscher und bei der Ablagerung unter dem abschmelzenden Gletscher zu Verunreinigungen gekommen sein, was die nestartig auftretenden Geröllführungen und die etwas abweichenden lithologischen Kennwerte der Sandprobe (Probe 4a) erklären würden (s. o.). Derartige glazigene Umlagerungen wurden in der Oberlausitz wiederholt beschrieben und sind besonders charakteristisch im Bereich der Stauchungszonen und Stauchendmoränen des Elster-2 Eisvorstoßes (s. WOLF & SCHUBERT 1992, STEDING 1976, SCHUBERT 1977, KUPETZ 1997, HÜBNER et al. 1999 und TIETZ et al. 2012). Dabei können die glazigen verschleppten und oft wurzellose Schollen durchaus einige zehner

Meter mächtig sein und hunderte Meter in der Fläche messen (SCHUBERT 1977⁷).

Aufgrund der Position außerhalb der Elster-2-Stauchendmoränen bzw. -Stauchungszonen, jedoch insbesondere wegen des Auftretens in einem Engtal, kann es sich bei den **Schichten 3 bis 5** der Bohrung B 1/24 nicht um Ablagerungen der Elster-2-Moräne handeln. Denn es kann erst nach der Anlage des Engtals zur Sedimentation gekommen sein, anderenfalls wären die Ablagerungen im Zuge der Engtaleintiefung abgetragen worden. Damit kann die Moräne nur dem jüngeren Saale-1-Eisvorstoß zugerechnet werden, und das Einschneiden des Engtals von Görlitz muss zuvor am Ende der Elster-Kaltzeit bis in die Holstein-Warmzeit (s. Kap. 2) erfolgt sein. Die Sedimente in der Bohrung B 1/24 wurden später im mittleren Engtal-Abschnitt von Görlitz durch die oben postulierte Beckenabsenkung vor ca. 74 000 bis 4 000 Jahren vor der Erosion bewahrt.

Wie beschrieben handelt es sich bei der **Schicht 4** um eine glazigen überprägte Neiße-flussterrassen-Ablagerung, die als allochthone Scholle durch das Saale-1-Eis umgelagert wurde. Dafür kommen die Ablagerungen der Mittleren Neiße-Mittel terrasse (Früh-Elster-2-Kaltzeit, Mittelpleistozän) oder die der Tieferen Neiße-Mittel terrasse (Früh-Saale-Kaltzeit, Mittelpleistozän) in Frage, die beide auch nördlich von Görlitz anstehen (HIRSCHMANN et al. (1972, S. 131f und 144f, STEDING 1997 und STANDKE 1999). Eine genauere Zuordnung ist nach der Korngröße nicht möglich, da beide Flussterrassenablagerungen nach HIRSCHMANN et al. (1972) überwiegend kiesig ausgebildet sind und kaum Sandanteile führen. Auch der Vergleich der Kleingeröllanalyse (Probe 4a in Tab. 3) mit weiteren Analysen aus der Literatur ergibt keine eindeutige Zuordnung, da die Geröllzusammensetzungen sich nicht signifikant unterscheiden (HIRSCHMANN et al. (1972, Tab. 17) oder deutlich davon abweichen (TIETZ 2018).

Der Saale-1-Gletscher erreichte nur noch mit relativ geringer Mächtigkeit das Stadtgebiet von

Görlitz und endete mit einem Lobus im Berzdorfer Becken (WOLF & ALEXOWSKY 2008, S. 448). Nach PRÄGER (1976) besaß der Saale-1-Gletscher in Ostsachsen eine Mindestmächtigkeit von 30–50 m (S. 176), was gegenüber den beiden älteren Gletschern der Elster-Kaltzeit mit ca. 200 m und 100 m deutlich geringer ist (PRÄGER 1976, S. 160f. und S. 164). Der genaue Verlauf der westlichen Gletschergrenze ist in der geologischen Karte von STEDING (1997) 300 m westlich der Bohrung B 1/24 eingetragen (s. Abb. 4), hingegen lag die Grenze in Polen mit ca. 15 km Entfernung deutlich östlicher (BADURA & PRZYBYLKI 1998, Abb. 3). Diese Position des Saale-1-Gletschers führte offensichtlich im Stadtgebiet von Zgorzelec (Polen) dazu, dass die fröhlsaalekaltzeitliche Tieferen Mittel terrasse der Neiße abgetragen wurde. Hier sind in vergleichbarer Höhe in der geologischen Karte von CYMERMAN (2006) stattdessen sandig-kiesige Schmelzwasserablagerungen der Saale-1-Kaltzeit (Drenthe-Stadion, in Polen: stadiał Odry⁸) eingetragen (vgl. Areal 3 in Abb. 4). Der genaue westliche Eisrandverlauf ist in Görlitz nach STEDING (1997) zur Hälfte über das Verbreitungsgebiet der Tieferen Neiße-Mittel terrasse (Früh-Saale-Kaltzeit) dargestellt (Abb. 4a). Vermutlich erfolgte die Grenzziehung für den Gletscher nach dem rezenten Relief entlang der 200-m-Höhenlinie. Sinnvollerweise sollte diese Gletschergrenze 100–200 m weiter östlich (entlang der 190 m-Höhenlinie) am Rand der nach STEDING (1997) kartierten Tieferen Neiße-Mittel terrasse verlaufen.

Die postulierte post-saaleglaziale Beckenabsenkung wird auch in Verknüpfung der Verbreitung der Saale-1-Moräne mit der Morphologie plausibel: Der betrachtete Innenstadtbereich von Görlitz liegt gegenüber dem von Zgorzelec heute deutlich tiefer (s. Stadt-Relief, Abb. 10). Die Saale-1-Moräne wurde durch CYMERMAN (2006) in den heute höher liegenden Bereichen von Zgorzelec östlich der Neiße in mehreren Vorkommen nachgewiesen und fehlt im tiefer gelegenen Stadtbereich von Görlitz westlich

⁷ SCHUBERT (1977) beschreibt derartige glazigene Schollen nicht nur aus elster-2-kaltzeitlichen Stauchungszonen sondern auch aus der saale-1-kaltzeitlichen Petershainer Endmoräne. Letztere wird aber inzwischen auch als elster-2-kaltzeitliche Endmoräne eingestuft (WOLF & ALEXOWSKY 2008, S. 439f und S. 448).

⁸ Ein vergleichbarer Sand-Kies-Zug wird dagegen in der geologischen Vorläuferkarte von BEREZOWSKA & BEREZOWSKI (1963) als Flussterrasse der Neiße ausgehalten. Die „Sand- und Kiesterrasse, 8–12 m über der Lausitzer Neiße“, wird dem „Warthe-Stadial, Mittelpolnischen Vereisung“ (= Saale-Kaltzeit) zugeordnet. Mit dieser warthe-stadialen Terrasse wurde damals vermutlich auch, analog zu Fußnote 5, die weichselkaltzeitliche Untere Neiße-Niederterrassse gemeint.

der Neiße vollständig (STEDING 1973, 1997). Das legt nahe, dass nur die heute höher liegenden Bereiche von Zgorzelec östlich der Neiße vom Saale-1-Eis überfahren wurden und der westlich der Neiße gelegene Bereich zu dieser Zeit deutlich höher gelegen haben muss und von diesem Eisvorstoß nicht überfahren werden konnte.

Die Saale-1-Alterseinstufung der Schichten 3–5 wird durch den Nachweis des Sala-Granit-Großgeschiebes möglicherweise unterstützt, da Geschiebe aus dem östlichen Mittelschwenen in der Oberlausitz bisher nicht oder sehr selten nachgewiesen wurden. Die meisten Geschiebefunde stammen aus elsterkaltzeitlichen Ablagerungen, die in der Oberlausitz die größte Verbreitung aufweisen. Hingegen sind Geschiebefunde aus saalekaltzeitlichen Ablagerungen deutlich unterrepräsentiert. Da systematische Leitgeschiebeuntersuchungen für die Oberlausitz fehlen, kann diese Beobachtung nicht weiter verifiziert werden.

Der 0,7 m mächtige Granodiorit-Zersatzhorizont (**Schicht 6**) bildet einen quartären Verwitterungshorizont. Dafür sprechen die sandige Korngröße und die schmutzig-grau-grüne Farbe. Beides zeigt eine physikalische Verwitterung an, wie es für quartäre, d.h. nivale Klimabedingungen typisch ist. Im Tertiär hingegen dominierte unter den subtropischen bis warm-gemäßigten Klimabedingungen eine chemische Verwitterung einschließlich der Bildung von Tonmineralen (Kaolin) und der hydraulischen Abführung von Kieselsäure, wie auch von Eisen und Mangan. Die letztgenannten Elemente verursachen die schmutzige Verfärbung bei der physikalischen Verwitterung. Chemische Verwitterungsbildungen weisen dagegen stets kräftig-leuchtende Farben auf. Daher kann die glimmerreiche Quarzsandablagerung (Granodioritgrus) eindeutig als quartäre Verwitterungsbildung angesprochen werden. Die Entstehung muss nach der Engtal-Tiefenerosion am Ende der Elster-Kaltzeit bis in die Holsteinwarmzeit und vor dem Eisvorstoß des Saale-1-Gletschers angenommen werden. Andernfalls wäre es zur Abtragung des Granodioritgruses gekommen, der hier stattdessen von der Moräne des

Saale-1-Gletschers (Schicht 3–5) überlagert wird. Die Grusablagerung (entstanden durch mechanische Verwitterung und parautochthone Umlagerung⁹) kann also nur vor der Saale-1-Kaltzeit und damit zur Frühsaale-Kaltzeit vor oder während der Ablagerung der Tieferen Neiße-Mittel terrasse erfolgt sein. Diese Terrasse wurde hier entweder nicht abgelagert oder durch das Elster-1-Eis wieder komplett erodiert (abradiert), da unter der Moräne (Schicht 5) keine weitere Flussablagerung angetroffen wurde. Falls diese Terrasse einst direkt auf dem heute in der Bohrung angetroffenen Granitgrus (Schicht 6) auflag, müsste die Tieferen Neiße-Mittel terrasse hier, unter Berücksichtigung der nachfolgenden Absenkung, 26 m mächtig gewesen sein, da der höchste Punkt der Terrasse im Stadtpark bei 203 m ü. NHN liegt (TIETZ 2018). Das würde deutlich über den angegebenen Mächtigkeiten aus der Literatur von 10–20 m zwischen Radgendorf, Hagenwerder (PRÄGER 1976, S. 172), Berzdorf (STEDING et al. 1991), Görlitz (TIETZ 2018) und Deschka/Zodel (HIRSCHMANN et al. 1972, S. 145) liegen. Diese Diskrepanz verringert sich, wenn die Schicht 6 statt mit 0,7 m einige Meter mächtiger war und dieser „Überhang“ später zusammen mit der Tieferen Neiße-Mittel terrasse (und evtl. Sedimenten der Holstein-Warmzeit) vom Elster-1-Eis wieder abgetragen wurde. Das würde mindestens 6 m Granitgrus erfordern und damit enorme Akkumulationsprozesse, die selbst für ein Canon-förmiges Engtal zu hoch erscheinen. Eine einfachere Erklärung wäre, dass der Absenkungsbetrag des Beckens mehr als 10 m betrug, worauf auch die höhere Sedimentmächtigkeit von 14,9 m in der Bohrung B 1/24 hinweist, die sich durch den wahrscheinlich anthropogen abgetragenen Auelehm auf ca. 16–17 m erhöht. Da die Absenkung nach der Ablagerung der Tieferen Mittel terrasse nicht mehr als 10 m betragen kann, muss diese Absenkung älter sein und kann nur nach 320 000 Jahren (Ende Elster-Kaltzeit = Anlage des Görlitzer Engtales) und vor 150 000 Jahren (Ende Frühsaale/Beginn Saale-1-Kaltzeit = Geschiebelehm-Ablagerung der Schicht 3–5) angenommen werden (Altersdaten nach LITT et al.

⁹ Darauf verweist die scharfe Grenze zwischen dem Granitgrus und dem unverwitterten Granodiorit. Bei einer in situ Verwitterung des Granodiorits gäbe es stufenlose Übergänge zwischen dem frischen Granodiorit über grusig-verbraunten Granodiorit zum losen Grussand, die hier fehlen (vgl. mit Schicht 7).

2007 und BITTMANN et al. 2018). Da sedimentäre Beläge für diese Zeit fehlen, ist eine nähere Alterseinstufung für diese initiale Beckenabsenkung nicht möglich.

Die basale Einheit der Bohrung B 1/24 (**Schicht 7**) bildet einen Biotit-Granodiorit und damit das cadomische Grundgebirge („*Basement*“) der Lausitz. Das Gestein ist frisch und fest und zeigt bereits an der Oberkante in 18,9 m Teufe (166,6 m ü. NHN) keine Verwitterungsscheinungen. Eine tertiäre Kaolinverwitterungsrinde, die sehr wahrscheinlich ursprünglich ausgebildet war, muss daher vor der quartären Verwitterung vollständig abgetragen worden sein. Eine solche Kaolinverwitterungsrinde konnte hingegen an der Bahnhofstraße, Ecke Jakobstraße, in Görlitz mit 0,5–1,5 m Mächtigkeit in mehreren Tiefaufschlüssen 12 m bis 15 m unter der Geländeoberkante nachgewiesen werden (TIETZ & BÜCHNER 2023). Das Fehlen der tertiären Kaolinverwitterungsrinde am Standort der Bohrung B 1/24 ist ein weiterer Hinweis auf lokale Hebungs- und Abtragungsprozesse am Ende der Elster-Kaltzeit bis in die Holsteinwarmzeit im Bereich des späteren Neiße-Engtals von Görlitz.

5 Fazit

Das durch die Bohrung B 1/24 und die benachbarte Peilstangensorierung beschriebene geologische Profil unmittelbar östlich der Stadthalle Görlitz (Abb. 5) erschließt vom Liegenden zum Hangenden eine Sediment- und Gesteinsabfolge vom cadomischen Grundgebirge (Neoproterozoikum–Kambrium) über einen paraautochthonen Verwitterungshorizont (Frühsaale-Kaltzeit), eine Grundmoräne (Saale-1-Kaltzeit) mit einer glazigen verschleppten Geschiebesand-Scholle sowie die Tiefere Neiße-Niederterrasse (Hochweichsel-Kaltzeit) bis zur Neiße-Auenterrasse (Mittelholozän). Den hangenden Abschluss bildet der Jüngere Auelehm (Oberholozän) und eine anthropogene Auffüllung. Die 22 m tiefe Bohrung befindet sich innerhalb des über ca. 3 km verlaufenden Neiße-Engtals von Görlitz, in dem vergleichbare Tiefenaufschlüsse bisher fehlten.

Mit der Auswertung des Bohraufschlusses wurde innerhalb des Neiße-Engtals von Görlitz, dem bisher ein einheitlicher Aufbau

zugeschrieben wurde, erstmals ein lokales tektonisches Becken im Innenstadtbereich von Görlitz-Zgorzelec nachgewiesen. Ein erstes wichtiges Indiz für dieses „Görlitzer Innenstadtbett“ ist der durch die Bohrung B 1/24 erbrachte Nachweis von 14,9 m quartären Lockersedimenten (17 m inklusive 2 m Auelehm) unterhalb des heutigen Neißeniveaus. Aufgrund der Durchbruchsdynamik während der Anlage der Lausitzer Engtäler (Skalen) werden derartige Lockersedimente stets erodiert, und die heutigen Engtal-Flüsse fließen dementsprechend direkt auf dem Grundgebirge. Diese ‚Normalsituation‘ ist im nördlichen Neiße-Engtal im Bereich des Grauwacken-Rückens (Nikolai-Vorstadt/Rothenburger Straße) gegeben. Ein zweiter entscheidender Hinweis auf die neotektonische Beckenbildung ist die tiefere Position der frühsaalekaltzeitlichen Tiefen Mittelterrasse gegenüber den Bereichen außerhalb des Görlitzer Innenstadtbettens (z. B. auf dem südlichen Granodiorit-Rücken am Weinberg). Die Höhendifferenz beträgt 10 m und gibt den Mindestbetrag der Beckenabsenkung an. Diese Absenkung kann erst nach der Ablagerung der hochweichselglazialen Neiße-Niederterrasse erfolgt sein, da diese in der Bohrung B 1/24 von der holozänen Auen-Neißeterrasse überlagert wird. Das Zeitfenster für die 10 m Absenkung liegt damit zwischen 74 000 und 4000 Jahren vor heute zwischen der Sedimentation dieser beiden Terrassen.

Die rund 17 m mächtigen Quartärsedimente (inklusive 2 m Auelehm) in der Bohrung B 1/24 können allein durch die 10 m Absenkung nicht plausibel erklärt werden. Für die zusätzlichen 7 m muss daher von einer weiteren, älteren Absenkung ausgegangen werden, die zwischen dem Ende der Elster-Kaltzeit (Anlage des Görlitzer Engtals) und dem Beginn der Saale-1-Kaltzeit zwischen 320 000 und 150 000 Jahre anzunehmen ist. Eine genauere Alterseinstufung für diese initiale Absenkung ist aufgrund fehlender sedimentärer Beläge nicht möglich. Die Moränenablagerung im unteren Abschnitt der Bohrung inklusive einer wurzellosen Geschiebesandscholle muss dem Saale-1-Eisvorstoß zugeordnet werden, da die in Frage kommenden beiden älteren elsterkaltzeitlichen Moränen während der Hebung und Anlage des Neiße-Engtals von Görlitz am Ende der Elster-Kaltzeit abgetragen worden wären.

Die Auswertung der Bohrung konnte am Beispiel des Görlitzer Neiße-Engtals neue Erkenntnisse für die Engtalbildung in der Lausitz erbringen und zeigen, dass die Prozesse, in diesem Fall durch eine neotektonische Beckenabsenkung, sehr komplex verlaufen können. Das Beispiel zeigt ferner, dass die etablierten Modelle nicht ungeprüft angewendet werden können: Etwa wäre es auf den ersten Blick naheliegender gewesen, die in der Bohrung angetroffenen Moränen dem Elster-2-Eisvorstoß zuzuordnen, denn insbesondere dieser Vorstoß ist durch alluviale wurzellose Schollen gekennzeichnet. Auch die bekannte Regel der altersinversen Lagerung der Flussterrassenablagerungen in Hebungsgebieten wie dem Lausitzer Block wurde mit diesem Untersuchungsbeispiel aufgrund der bisher nicht bekannten lokalen Becken-Ab- senkung innerhalb des Hebungsgebietes „auf den Kopf“ gestellt. Die hier vorgestellten neuen Erkenntnisse basieren auf einer Bohrung in Verknüpfung mit Angaben aus diverser Fachliteratur. Wünschenswert wäre es, das vorgelegte Modell zukünftig anhand weiterer Tiefenaufschlüsse zu prüfen und zu modifizieren.

Dank

Die Autoren danken Manuel Auster (Bau- und Liegenschaftsamt der Stadtverwaltung Görlitz) für die Erlaubnis zur Verwendung des Bau- grundgutachtens. Großer Dank gilt den beiden Gutachtern Peter Suhr (Senckenberg Natur- historische Sammlungen Dresden) und Frank Gnewuch (Baugrund Dresden Ingenieurgesell- schaft mbH) für ihre zahlreichen Hinweise. Ins- besondere durch Frank Gnewuch gewann das Manuskript eine größere Tiefe. Weiter danken wir Dr. Jörg Büchner (Senckenberg Museum für Naturkunde Görlitz) für die Erstellung der Kartengrundlage für die Abbildung 4, Phoebe Mühle (Jänkendorf/Görlitz) für die digitale Erstellung der Abbildung 5 und Gustav Garbe (Kodersdorf) für die Hilfe bei der Peilstan- gensorientierung. Weiterhin danken wir Andrzej Paczos (Senckenberg Museum für Naturkunde Görlitz) für wichtige Hinweise, wie auf das historische Höhenmodell der Stadt Görlitz (Abb. 10), sowie Dr. Jasper von Richthofen und Ines Haaser (Görlitzer Sammlungen für Geschichte und Kultur) für ihre Unterstützung

bei der fotografischen Dokumentation des Hö- henmodells sowie der erteilten Druckgenehmi- gung. Besonders bedanken möchten wir uns bei Dr. Anke Tietz für die sehr akribische sprachli- che Überarbeitung des finalen Manuskripts so- wie den Redakteuren Torsten Richter-Zippack und Reinhard Orsakowsky.

Literatur

- BADURA, J. & B. PRZYBYLSKI (1998): Zasięgi lądolo- dów plejstoceńskich i deglacjacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim [Extent of the Ple- istocene ice sheets and deglaciation between the Sudeten and the Silesian rampart]. Buletyn Pa- stwowego Instytutu Geologicznego **385**: 9–27
- BEREZOWSKA, B & Z. BEREZOWSKI (1963): Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów (Geo- logische Detailkarte der Sudeten) 1:25 000, Blatt 756 – Zgorzelec (M-33-31-C). – Instytut Geolo- giczny (Geologisches Institut); Warszawa (War- schau), erstellt 1958
- CYMERMAN, Z. (2006): Szczegółowa mapa geologi- czna (Geologische Detailkarte) 1:50 000, Blatt 756 – Zgorzelec (M-33-31-C). – Państwowy Instytut Geologiczny (Staatliches Geologisches Institut); Warszawa (Warschau)
- BITTMANN, F., A. BÖRNER, G. DOPPLER, D. ELLWAN- GER, C. HOSELMANN, L. KATZSCHMANN, T. SPRAFKE, J. STRAHL, S. WANSA, U. WIELANDT-SCHUSTER & Subkommission Quartär der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2018): Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016. – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften **169**, 2: 295–306
- EHLERS, J. (2011): Das Eiszeitalter. – Spektrum Akademischer Verlag; Heidelberg: 363 S.
- GROSCHÉ, E. (2025): Geotechnische Stellungnahme für das Projekt Stadthalle Görlitz, Anbau im Auf- trag der Stadtverwaltung Görlitz. – Oberlausitzer Baustoff- & Umweltlabor GmbH Leutersdorf; unveröff. Bericht: 13 S. mit 4 Anl. (10 S.)
- HIRSCHMANN, G., L. WOLF & H. LORENZ (1972): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Deutschen Demokratischen Republik 1:25 000, Blatt Horka-Zodel (Nr. 4755/4756). – Zentrales Geologisches Institut; Berlin: 353 S., 10 Beikarten, 2 Anlagen
- HÜBNER, F., T. SOBCZYK, H. ROTHMANN & C. ZÄNKER (1999): Die Zeißholzer Hochfläche aus morpho- logischer, geologischer, faunistisch-floristischer

- sowie kulturhistorischer und wirtschaftlicher Sicht. – Veröffentlichungen des Museums der Westlausitz Kamenz, Sonderheft 7: 7–100
- KRENTZ, O., KOZDRÓJ, W., OPLETAL, M. et al. (2000): Geologische Karte Lausitz – Jizera – Karkonosze. 1: 100 000. – Landesvermessungsamt Sachsen; Dresden: 3 Kartenblätter
- KRENTZ, O. & K. STANEK (2015): Die Lausitzer Überschiebung zwischen Meißen und Jeschken – neue Aspekte. – Berichte der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz 23: 123–137
- KUPETZ, M. (1997): Geologischer Bau und Genese der Stauchendmoräne Muskauer Faltenbogen. – Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge 4, 2: 1–20
- LANGE, J.-M., W. ALEXOWSKY & F. HAUBOLD (2016): Die Entwicklung der Elbe und ihr Einfluss auf die quartäre Landschaftsformung in der Umgebung von Dresden. – In: FAUST, D. & K. HELLER (Hrsg.): Exkursionsführer anlässlich der DEUQUA-Tagung in Dresden, 25.–30. September 2016. DEUQUA excursions, Geozon; Berlin: 13–30
- LANGE, M. (2014): Klassifikation von Böden. – Übungsskript, Lehrstuhl für Grundbau, Bodenmechanik, Felsmechanik und Tunnelbau, Zentrum Geotechnik der TU München: 11 S. [<https://web.archive.org/web/20140327112134/http://www.gb.bv.tum.de/download/uebung/a.pdf>]
- LINDNER, H. (1972): Ergebnisse der Gravimetermessungen im Bereich des Lausitzer Massivs und seiner Randgebiete. – Geologie 21, 8: 927–942
- LITT, T., K.-E. BEHRE, K.-D. MEYER, H.-J. STEPHAN & S. WANSA (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – Eiszeitalter und Gegenwart / Quaternary Science Journal 56, 1/2: 7–65
- PRÄGER, F. (1963): Bemerkungen zur Entstehung der Lausitzer Skalen. – Sächsische Heimatblätter 9: 417–422
- PRÄGER, F. (1966): Zur Kenntnis der rezenten Tektonik im Gebiet östlich von Pirna auf der Grundlage pleistozänegeologischer Untersuchungen. – Geologie 15, 1: 79–96
- PRÄGER, F. (1976a): Quartäre Bildungen in Ostsachsen. – Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden 25: 125–217
- PRÄGER, F. (1976b): Engtal von Hirschfelde – Ostritz – Zur Flussgeschichte der Neiße. – In: F. PRÄGER (Hrsg.): Exkursionsführer „Die glazigenen Bildungen im Südosten der DDR und ihre Beziehungen zum angrenzenden periglaziären Gebiet im Norden der ČSSR“. – Gesellschaft für Geologische Wissenschaften der DDR; Berlin: 25–33
- SCHUBERT, G. (1973): Stand der Diskussion über die Entstehung und das Alter der Lausitzer Engtäler (Skalen). – Abhandlungen und Berichte des Naturkundemuseums Görlitz 48, 16: 31–34
- SCHUBERT, G. (1977): Allocarbonate glazigen Schollen im Randpleistozän der mittleren und nördlichen Oberlausitz. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 5, 6: 815–821
- SCHUST, F. & J. WASTERNACK (2002): Granitoid-Typen in postkinematischen Granitoidplutonen: Abbilder von autonomen Intrusionsschüben - Beispiele vom Nordrand des Böhmisches Massivs (Erzgebirge – Harz – Flechtinger Scholle – Lausitz). – Zeitschrift für geologische Wissenschaften 30: 77–117
- SEIFERT, W., J. BÜCHNER & O. TIETZ (2008): Der „Meißnolithit“ von Görlitz im Vergleich mit dem Melilitit vom Zeughausgang: Retrospektive und neue mineralchemische Ergebnisse. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften 36/3: 155–176
- STANDKE, G. (1999): Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen 1:50 000, Blatt Niesky (Nr. 2570). – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg
- STEDING, D. (1962): Über quartärgeologische Fragen in Ostsachsen am Rande der Mittelgebirge. – Berichte der Geologischen Gesellschaft in der DDR 7, 2: 262–269
- STEDING, D. (1973): Lithofazieskarten Quartär 1:50 000, Blatt 2670 Görlitz. – Zentrales Geologisches Institut Berlin; Berlin/Freiberg: 4 Kartenblätter und 1 Legende
- STEDING, D. (1976): Das Quartär in der südöstlichen Oberlausitz. – In: PRÄGER, F. (Hrsg.): Exkursionsführer „Die glazigenen Bildungen im Südosten der DDR und ihre Beziehungen zum angrenzenden periglaziären Gebiet im Norden der ČSSR“. – Gesellschaft für Geologische Wissenschaften der DDR; Berlin: 6–12
- STEDING, D. (1997): Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen 1:50.000, Blatt Görlitz (Nr. 2670). – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg
- STEDING, D., D. HIRSCH, H. SCHULZE & K. BARTUSCH (1991): Das Deckgebirge im Tagebau Berzdorf/OL. – Tagungsmaterial, Kurzfassungen und Exkursionsführer der 38. Jahrestagung der Gesellschaft für Geologische Wissenschaften in Cottbus, 19.–22. Oktober 1991: 140–147

- TK25 BLATT GÖRLITZ (1888): Topographische Karte (Meßtischblatt) Preußens, 1: 25 000, Blatt Görlitz, Nr. 2815. – Königlich Preußische Landesaufnahme 1886, Herausgegeben 1888, Auflagedruck 1917, Reichsamt für Landesaufnahme; Berlin: 1 Karte SW
- TIETZ, O. (2018): Ein temporärer Quartär-Aufschluss in der Neiße-Mittelterrassen am Mühlweg 15 in Görlitz. – Berichte der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz **26**: 133–136
- TIETZ, O. (2020): Geologische Exkursion zum GEO-Tag der Natur in die Kiessandgrube Ludwigsdorf am 15.6.2019. – Berichte der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz **28**: 253–260
- TIETZ, O., T. BERNER & A. SCHOLZ (2012): Eine wurzellose Braunkohleinscholle in Sedimenten der Elster-Eiszeit in einem temporären Straßenanschnitt bei Niederoderwitz. – Berichte der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz **20**: 117–120
- TIETZ, O. & J. BÜCHNER (2011): Die Neiße-Hochterrasse in Hagenwerder – Ein temporärer Aufschluss mit Aussagen zur quartären Senkungsgeschichte des Berzdorfer Beckens. – Berichte der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz **19**: 117–121
- TIETZ, O. & J. BÜCHNER (2015): The landscape evolution of the Lausitz Block since the Paleozoic – with special emphasis to the neovolcanic edifices in the Lausitz Volcanic Field (Eastern Germany). – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften **166**, 2: 125–147
- TIETZ, O. & J. BÜCHNER (2026): Die Landschaftsentwicklung der Oberlausitz der letzten 30 Millionen Jahre – Neue Erkenntnisse anhand von Neovulkanen und Quartärsedimenten. – Berichte der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz **34**: [zum Druck angenommen]
- TIETZ, O. & A. CZAJA (1999): Geologie und Paläobotanik des Berzdorfer Braunkohlebeckens in der Oberlausitz/SE-Deutschland. – Sächsische Heimatblätter **45/5**: 317–323
- TIETZ, O. & A. CZAJA (2004): Die Braunkohlenlagerstätte Berzdorf – Geologie, geologische Substrate und Paläobotanik. – Berichte der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz **11**: 57–76
- TIETZ, O., M. SEIFERT, A. CZAJA & H. JECHOREK (2000): Fossile Pflanzenfunde aus den quartären Deckschichten des Braunkohlenangebotes Berzdorf in der Oberlausitz (Ostdeutschland). – Przyroda Sudetów Zachodnich **3**: 127–136
- WITTENBURG, M. v. (1867): Plan der Stadt Görlitz, 1 : 8 000. – E. Remer; Görlitz, 2. verbesserte Aufl.: 1 Karte, mehrfarbige Lithographie, 55 × 49 cm [https://www.deutschefotothek.de/documents/obj/70300502/df_dk_0000766]
- WOLF, L. & W. ALEXOWSKY (2008): Quartär. – In: PALCHEN, W. & H. WALTER (Hrsg.): Geologie von Sachsen. – Schweizerbart; Stuttgart: 419–472
- WOLF, L. & G. SCHUBERT (1992): Die spättertiären bis elsterkaltzeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. – Geoprofil **4**: 1–43
- ZANDSTRA, J. G. (1988): Noordelijke Kristallijne Gidsgesteenten. Een beschrijving van ruim tweehonderd gesteentetypen (zwerfstenen) uit Fennoscandinavië. – R.J. Brill; Leiden – New York – Kopenhagen – Köln: XIII + 469 S., 118 Abb., 51 Zeichnungen, 32 farbige Abb., 43 Tab., 1 sep. Kt. [dt. Übersetzung und Fotos siehe: <https://skan-kristallin.de/schweden/gesteine/gesteinsdarstellung/granitoide/uppland/sala/salatext.html>]
- URL-1: Stadthalle Görlitz/Sanierung: <https://www.stadthalle-goerlitz.net/sanierung/> (zuletzt 29.4.2025)
- URL-2: Geoportal Sachsenatlas: <https://geoportal.sachsen.de/cps/karte.html?showmap=true> (hier: Geobasisdaten: Geländehöhe über Sachdatenabfrage) (zuletzt 29.4.2025)
- URL-3: Geoportal Republik Polen: <https://www.geoportal.gov.pl/> (hier: Nationales Geoportal/Geoportal Krajowy) (zuletzt 7.5.2025)

Anschrift der Verfasser

Dr. Olaf Tietz
Senckenberg Museum für Naturkunde Görlitz
PF 300154
02806 Görlitz
E-Mail: olaf.tietz@senckenberg.de

Dipl.-Ing. Erik Grosche
Oberlausitzer Baustoff- & Umweltlabor GmbH
Poststraße 1a
02794 Leutersdorf
E-Mail: e.grosche@obul.de

Manuskripteingang:	26.3.2025
Manuskriptannahme:	4.6.2025
Erschienen	6.12.2025

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der Naturforschende Gesellschaft der Oberlausitz](#)

Jahr/Year: 2025

Band/Volume: [33](#)

Autor(en)/Author(s): Tietz Olaf, Grosche Erik

Artikel/Article: [Nachweis oberpleistozäner bis holozäner Neotektonik in der Oberlausitz – Die Baugrundbohrung B 1/24 im Neiße-Engtal von Görlitz 67-90](#)