

Neue Erkenntnisse über den elsterglazialen Eisstausee in Sachsen und Böhmen

New findings concerning the ice-dammed lake of the Elster glacial period in Saxony and Bohemia

Ralf Pohlenz

MommSENstraße 3, 01069 Dresden, Deutschland

Kurzfassung

Hinweise auf die Ausdehnung des elsterglazialen Eisstausees beruhten bisher vorwiegend auf die Verbreitung unterschiedlich mächtiger Bändertone. Neuerdings wurden im Elbsandsteingebiet im meist horizontal bis flach einfallenden Sandstein oder umgelagerten Felsblöcken horizontale Einkerbungen festgestellt, die vermutlich durch Wellen eines Sees entstanden sind. Diese sog. Brandungshohlkehlen kommen in unterschiedlichen Höhen vor und beginnen oberhalb des präelsterglazialen Niveaus. In der Elster Kaltzeit (Zwickauer und Markranstädter Phase) kam es durch die vorrückende Inlandeisdecke im sächsischen ansteigenden Gelände besonders in den Tälern zur Bildung von unterschiedlich großen Eisstauseen, die sich talaufwärts verschoben. Der im Elbtal entstandene Eisstausee überflutete bei der Maximalausdehnung des Elstereises vermutlich große Teile des Böhmisches Beckens. Durch die Wellen des Eisstausees entstanden 4 verschiedene Typen von Brandungshohlkehlen. An umgelagerten Sandsteinblöcken und im festen Sandstein bildeten sich horizontale Brandungshohlkehlen unterschiedlicher Tiefe und Höhe (Typ 1 und 2). In engen Schluchten entstanden durch kleinere Wellen horizontale Mulden und Leisten, teils wurden Waben horizontal gestreckt (Typ 3). Die vorhandenen konvex gekrümmten ausgewitterten Bankungsfugen im Bereich der schwach geneigten bis horizontal liegenden Sandsteinschichten wurden in konkav gewölbte Brandungshohlkehlen (Typ 4) umgewandelt. Derzeitig wurden die zahlreichen elsterglazialen Brandungshohlkehlen in einer Höhe von etwa 160 m bei Pirna bis maximal etwa 465 m Höhe im Sandsteingebiet von Sachsen und Böhmen aufgefunden.

Der sich stetig im Volumen und Ausdehnung vergrößernde Eisstausee verhinderte vermutlich ein weiteres Vordringen der Inlandeisdecke. Mit zunehmender Stärke der Inlandeisdecke kam es zu höheren Wasserständen, so dass es an der Eisfront zur Gletscherkalbung und später vermutlich zum Aufschwimmen des Eises führte. Die bis in die Kammlagen des Elbsandsteingebirges reichende schwimmende Elbtalgletscherzunge bedeckte anscheinend die sächsischen Tafelberge (Lilienstein, Pfaffenstein). Unter der aufschwimmenden Eisdecke blieben die zahlreichen Felsnadeln und -türme im Elbsandsteingebirge erhalten, während es im Randbereich der schwimmenden Eisdecke zu Blockverschiebungen kam.

In Auswertung der Veröffentlichung von Junge 1998 wurde der Ablauf der Elster-Kaltzeit im Elbraum versuchsweise rekonstruiert. Für den etwa 370 m hohen Anstieg des Elster-1-Elbeisstausees waren vermutlich etwa 1500 bis 2000 Jahre notwendig. Die Brandungshohlkehlen entstanden vermutlich größtenteils im Sommer im eisfreien absinkenden Elster-1- und 2-Eisstauseen.

Durch die Eis- und Wasserbelastung kam es in Sachsen und Böhmen zu weiträumigen glazi- und hydroisostatischen Absenkungen. Sie betrug im Böhmisches Becken maximal etwa 50 m und führte zur Bildung eines vermutlich bis zu 240 m tiefen Eisstausees. Besonders im Bereich von Tälern und am Rande der Tafelberge kam es infolge starker Durchnässung des Sandsteins durch den Eisstausee zu größeren Blockbewegungen. Aus der großen Anzahl der seit der Elster-Kaltzeit erhaltenen Brandungshohlkehlen im Elbsandsteingebiet kann auf ein hohes Alter und damit eine gute Standfestigkeit der meisten Felswände geschlossen werden.

Abstract

Indications of the extension of the ice-dammed lake during the Elster glaciation have to date been based primarily on the distribution of layers of varved clays of varying thickness. Recently, horizontal notches, presumably formed by the waves of a lake, have been discovered in the Elbe sandstone region on mostly flat-lying or shallowly dipping sandstone and on relocated boulders. These wave-cut notches are present at different levels above the pre-Elsterian level. During the Elster glacial period (Zwickau and Markranstädt phases), the inland ice sheet advancing on the Saxon upward sloping terrain formed large ice-dammed lakes of dif-

ferent sizes, in particular in the valleys, that were shifted up the valleys. When the Elster glaciation reached its maximum extension, the ice-dammed lake that had formed in the Elbe valley presumably flooded large parts of the Bohemian Basin. The waves of the ice-dammed lake produced 4 different types of wave-cut notches. Horizontal wave-cut notches of various depths and heights (types 1 and 2) formed on relocated sandstone boulders and on sandstone bedrock. Smaller waves in narrow gorges produced horizontal troughs and ridges; in some cases, honeycomb structures spread horizontally (type 3). The convex weathered bed joints in the area of the shallowly dipping or flat-lying sandstone strata were transformed into concave wave-cut notches (type 4). Recently, numerous wave-cut notches of the Elster glaciation have been found at levels ranging from approximately 160 m near Pirna to a maximum of approximately 465 m in the Saxony and Bohemia sandstone region.

The ice-dammed lake with its steadily growing volume and extension presumably prevented the inland ice sheet from advancing further. Its water level increased as the ice sheet thickened, so that glaciers calved at the ice front which later resulted in the formation of an swimming ice mass. The ice sheet apparently covered the Saxon mesas (Lilienstein, Pfaffenstein), reaching up to the crests of the Lusatian Hills and the Elbe Sandstone Mountains. The numerous rock spires and towers in the Elbsandsteingebirge were preserved below the floating ice mass whereas block shift occurred in the area of grounded ice sheet.

In an evaluation of Junge's 1998 work, the course of the Elster glacial period in the Elbe region was tentatively reconstructed. It appears likely that approximately 1500 to 3000 years were necessary for the level of the Elster 1 Elbe ice-dammed lake to rise about 370 m. The wave-cut notches are believed to have formed mainly in summer as the water levels of the then ice-free Elster-1 and Elster-2-ice-dammed lakes fell.

The ice and water load in Saxony and Bohemia resulted in extensive glacio- and hydroisostatic depressions. In the Bohemian Basin it amounted to a maximum of approximately 50 m, leading to the formation of an ice-dammed lake approximately 240 m in depth. In valleys and at the edge of mesas in particular, major block movements followed as a consequence of the heavy soaking of the sandstone by the ice-dammed lake. The number of wave-cut notches in the Elbe sandstone region that have been preserved since the Elster glacial period lends to the conclusion that most rock faces are very old and thus of high stability.

1. Bisheriger Kenntnisstand

In der Elster-Kaltzeit lassen sich zwei glaziäre Serien nachweisen. Während des 1. Vorstoßes der Elstereiszeit (Zwickauer Phase, Beginn vor etwa 260.000 Jahren) stieß die von Skandinavien vorrückende Inlandeiskappe rasch unter kalt-ariden Bedingungen in Sachsen am weitesten nach Süden in das vorhandene präelsterglaziale Relief vor. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand reichte der Elster-1-Eisvorstoß im Elbsandsteingebirge bis mindestens 400 m Höhe und in der Oberlausitz bis 500 m Höhe (Eißmann 1997). Bei einer angenommenen Höhe der Eisfront von etwa 60 bis 90 m Höhe kann sich theoretisch ein Eisstausee in einer Höhe von etwa 460 m bilden. Bisher liegen dafür keine Hinweise vor. Die höchsten elsterglazialen Ablagerungen wurden von Zimmermann (1938) im Vorland der Westsudeten (Boguszow) in einer Höhe von 580 m NN gefunden. Das Inlandeis überwand außer den Jitrava-Sattel (423 m) auch im Jizera-Gebirge den Oldřichov-Bergsattel bei 478 m (Grahmann 1957).

Nach einer kurzen Stagnationsphase schmolz in einer wärmeren Rückzugsphase (Miltitzer Intervall) das Inlandeis weit nach Nordwesten (etwa 200 km) ab und in den Tälern kam es erneut zur Ablagerung von fluviatilen Se-

dimenten. Der 2. Vorstoß der Elster-Kaltzeit (Markranstädter Phase) fand unter wärmeren klimatischen Bedingungen statt. Im Allgemeinen wird angenommen, dass der zweite Elstervorstoß 10 bis 30 km hinter dem ersten zurückblieb. Šibrava (1976) vermutet jedoch, dass bei Zittau das Eis des zweiten Vorstoßes weiter nach Süden vorgedrungen sei. Die Eisoberfläche des Inlandeises fällt nach Viète (1960) im etwa 50 km breiten Randbereich mit einem Gefälle von 1:50 bis 1:100 ab. Die Mächtigkeit des Inlandeises wird von Eißmann (1997) in Nord-sachsen auf etwa 500 bis 750 m geschätzt. Die jährliche Durchschnittstemperatur während der Elstereiszeit wird mit +3° bis -7 °C angenommen.

Das aus Norden bis Nordosten kommenden Inlandeis riegelte bei beiden Vorstößen die vorwiegend nach Norden bis Nordwesten entwässernden Bäche und Flüsse ab und es kam zur Bildung unterschiedlich großer Eisstauseen. Mitunter kam es zu einem Übergreifen der einzelnen kleinen Stauseen über die Talränder und es bildete sich eine größere Wasserfläche vor der Eisfront, die mehrere nach Norden gerichtete Flusstäler aufnahm. Ein derartiger Aufstauprozess wird für die südliche Leipziger

Tieflandsbucht während des ersten Vorstoßes des elsterglazialen Inlandeises angenommen (Eißmann 1997, Junge 1998). Die glazilimnischen Sedimente wurden später vom vorrückenden Gletscher durch Grundmoräne überlagert. Mit dem weiteren Vordringen des Inlandeises verlagerten sich die Eisstauseen flussaufwärts und erstreckten sich bei der Maximalausdehnung im Elbtal bis ins Böhmisches Becken. Nach den bisherigen Kenntnissen bildete sich ein mindestens 150 km langer Eisstausee, der große Flächen des Elb- und Egertales bedeckte und eine Tiefe bis über 50 m erreichte. In den Alpen und deren Vorland blieben Reste der Eisstauseen erhalten und es bildeten sich vereinzelt Brandungshohlkehlen (Abb. 1).

Nach den Ergebnissen der regionalen Lagenkonnektierung des Dehlitz-Leipziger Bändertons wurden von Junge (1998) verschiedene Stadien der Wanderung des Eisstausees in höhere Talpositionen ausgegliedert (Stadien A bis F). Dort ist es möglich, die Vorstoßgeschwindigkeit des Inlandeises, die Tiefe und Länge des Eisstausees zu ermitteln. Im prälsterzeitlichen Elbtal ist bisher die Vorstoßgeschwindigkeit unbekannt. Der Elblobus gelangte im Elbtal vermutlich bis Děčín (Foksche Höhe) und vom Neißetal aus überschritt der Gletscher den Sattel von Jitrava/Pankratz (Šibrava 1967).

Der prälsterglaziale Streumener Elbelauf hat sich in die Ebenheiten des Elbsandsteingebirges bereits etwa 40 m tief eingeschnitten. Die Schotteroberfläche liegt bei Pirna (Weiße Taube) bei etwa 165 m NN (55 m über Mittelwasser Elbe – Alexowsky et al. 1997). Beim Vorstoß des Inlandeises wurde das bestehende Relief am Nord- und Nordwestrand des Elbsandsteingebirges durch elstereiszeitliche Akkumulation mehr oder weniger nivelliert. Diese Sedimentfallen verursachen vermutlich die geringe Funddichte von Feuersteinen im Elbsandsteingebirge.

Im Elbsandsteingebirge unterscheidet die Natursteinindustrie in Bezug auf Festigkeit und Bearbeitbarkeit zwei Gesteinstypen und zwar den Postaer und Cottaer Sandstein. Der Postaer Sandstein ist mittel- bis grobkörnig, fester und frostbeständig gegenüber dem leichter zu bearbeitenden Cottaer Sandstein. Die Quarzkörner stehen untereinander in Kornbindung und sind mit einem schmalen kieseligen Saum miteinander verwachsen. Im Cottaer Sandstein (meist Feinsandstein) bilden die in Kornbindung liegenden Quarze ein Stützgerüst, in dessen Zwischenräume und besonders dessen Kornzwickeln der Tonanteil eingelagert ist. Die im Cottaer Sandstein eingelagerten Schichtsilikate lagern Wasser fester an als der Quarz.



Abb. 1: Rezent Brandungshohlkehle am Achensee, Bereich Geisalm, Österreich.

Fig. 1: Recent wave-cut notch at Achensee lake, Geisalm, Austria.



Abb. 2: Barbarine mit oberen Gipfelköpfen und konvex ausgewitterten Wandeinkerbungen, links oben 2 senkrechte durch Seilreibung entstandene Rinnen.

Fig. 2: The Barbarine, with the upper summit heads and convex weathered scores. The two vertical grooves on the upper left part were caused by friction from climbing ropes.

An den Felswänden kommt es in beiden Gesteinstypen über tonigen schluffigen Horizonten zu Sickerwasserausstritten, die verstärkt durch Frostverwitterung allmählich zu deutlich sichtbaren oft weithin verfolgbaren Wandeinkerbungen führt. Dabei wird die untere und obere Begrenzung anfangs von scharfen Kanten begrenzt, die bei längerem Verwitterungseinfluss allmählich konvex abgerundet werden.

Einige Autoren führen die Einschnitte auch auf die Einwirkung des Windes (Kelchstein im Zittauer Gebirge – Hohl 1983) zurück. Bei durch Wind verursachten Hohlformen tritt jedoch eine deutliche Richtungsabhängigkeit auf. Windschliffe an Felsen sind beschränkt auf Sockelzonen im Höhenbereich der Saltation (z. B. bei Hohburg), also auf die unteren 1–2 m des Felsens, in dem der treibende Sand das Gestein wie ein Sandstrahlgebläse angreift und dabei Hohlkehlen in den Felsen schleift (Ahnert 1996). Die der Hauptwindrichtung zugewandten Vorsprünge von Blöcken zeigen Striemen und kegelartige Verjüngungen (Louis 1961). Der Kelchstein (Abb. 12) liegt relativ windgeschützt in einer zum Talkessel von Oybin entwässernden Mulde und kann deshalb nicht durch Deflation entstanden sein.

Durch die seit dem Tertiär erfolgte Abtragung und Verwitterung kam es in den oberen Metern des Sandsteines zu einer mehr oder weniger starken Auflösung des Bindemittels und der Kontaktbindung zwischen den Quarzkörnern. Dies führte zu Festigkeitsverlusten, so dass die Gipfelpartien des Sandsteines stärker abgerundet sind und es zur Bildung von wannen- bis kesselförmigen Vertiefungen kam. Weiterhin verringerte sich wesentlich die Frostbeständigkeit des Gesteines. Der Sandstein besitzt in diesen Bereichen eine geringe Abriebfestigkeit, so dass beispielsweise unterhalb von Abseilösen an Kletterfelsen durch die Reibung des Seiles innerhalb von wenigen Jahren 5 bis 8 cm tiefe Rinnen entstanden (Abb. 2). Bei den Sanierungsmaßnahmen im Jahr 1979 für die Barbarine wurde der eine geringe Festigkeit durch wenig Bindemittel aufweisende Gipfelkopf durch Tränkung mit Sandsteinverfestiger stabilisiert (Schöne et al. 1979). Die geringe Festigkeit des Sandsteins bedingt bei Felsstürzen (13. April 1948 – Vorderer Ganskopf, 22.11.2000 – Warturm), dass die Blöcke beim Aufschlag fast vollständig zu Sand zerfallen.

Im Elbsandsteingebiet herrschen unter den derzeitigen klimatischen Bedingungen Felsstürze infolge Abbruch an Überhängen vor, während solche infolge von Böschungfußbruch oder Gleiten wesentlich geringer

sind (Pohlenz 1990). Grundbruchartige Gleitbewegungen östlich von Berggießhübel, die zu umfangreichen Hangbewegungen vom Blocktyp führten, werden von Johnson 1984 den Periglazialzeiten zugerechnet.

2. Bändertone – bisher wichtigster Hinweis auf Eisstauseen

Nachfolgend werden nur die Eisstauseesedimente im Vorland der Mittelgebirge, entstanden während der Vorstoßphasen des elsterglazialen skandinavischen Inlandeises (Junge 1998: Typ Ia) betrachtet. Ihre Entstehung erfolgte infolge der Abriegelung der Flusstäler und Aufstau der Gewässer durch das skandinavische Inlandeis. Charakteristische Merkmale dieser Eisstauseen sind ihre sehr große Ausdehnung (z. T. über mehrere hundert Quadratkilometer), ihre große Wassertiefe (bis 50 m und darüber) und ihr Nachweis oftmals über die Südgrenze der Maximalausbreitung des Inlandeises hinaus. Typische Ablagerungen sind glazilimnische Sedimente (Beckenschluffe, -tone, Bänderschluffe, -tone und Feinsande), die vorzügliche stratigraphische Leithorizonte darstellen. Diese rhythmisch geschichteten und saisonal bedingten Ablagerungen treten vor allem im Bereich von einmündenden Gletscherbächen und aus dem Hinterland kommenden Bächen und Flüssen auf. Die Mächtigkeit der geschütteten Warven nimmt dabei von der proximalen (eintragsnahen) zur distalen (eintragsfernen) Position allmählich ab. Bei den Bändertonen lassen sich dunklere, meist tonige Winterabsätze und hellere, vorwiegend schluffige Bänder im Sommer unterscheiden. Aus der Anzahl der sog. Warven lässt sich die Zeitdauer des Bestandes der Eisstauseen ermitteln. Bei größeren Eisstauseen, die vermutlich mehrere Jahrhunderte eine größere Ausdehnung und Tiefe hatten, geht die Warvenbildung in mächtige Ton- und Schluffablagerungen über. Im Elbtal und Elbsandsteingebirge kann aufgrund fehlender durchgehender Bändertonaufschlüsse keine Warvenkonnektierung (Junge 1998) erfolgen.

Als Äquivalent des Dehlitz-Leipziger Bändertons ist im Elbtalgebiet der Wehler Bändertone anzusehen. Er trat in Aufschlüssen in Stadt Wehlen (Basis + 185 m NN, Wolf & Schubert 1992) auf. Der Elster-1-glaziale Inlandeisrand lag zur Ablagerungszeit etwa bei Großenhain und entspricht vermutlich dem Stadium F (Gletscherstand auf Linie Borna – Neukieritzsch) in der Leipziger Tieflands-

bucht (Junge 1998). Dort wird mit einem maximal 70 m tiefen Eisstausee gerechnet, der maximal bis in eine Höhe von 210 m NN reichte. In der ehemaligen Kiesgrube Wehlen wurde von 185 bis 188 m Bänderton angetroffen, der von Schotter des Schmiedeberger Elbelaufes unterlagert wird (Eißmann 1994) und etwa 100 Jahreswarven aufweist. Die Winterwarven erreichen bis 10 mm und die Sommerwarven bis 50 mm Stärke. Die wesentlich stärkeren Sommerwarven deuten auf eintragsnahe Schüttung durch die Elbe hin. Nach Andreas (1965) sind die Bändertone kalkhaltig (1,2 bis 4 Prozent nach Scheibler). Die Oberfläche der Frühelsterterrasse der Elbe muss bei Wehlen mindestens bei +170 bis +175 m NN gelegen haben (Wolf & Schubert 1992).

Wesentlich geringere Warvenstärke (Winterlagen bis 1 mm, Sommerlagen 2–15 mm) weisen die Bändertone südlich von Dohna am Kuxberg auf (Alexowsky et al. 1997). Die 0,70 m mächtigen Bändertone (Basis bei 200 m HN), die auf frühelsterzeitlichen Müglitzschotter liegen, entstanden ebenfalls vorwiegend im Sommer durch Eintrag der Müglitz. Die Müglitz floss gemeinsam mit den anderen osterzgebirgischen Flüssen (Seidewitz, Lockwitz, Weißeritz und Freiburger Mulde) nach Nordwesten und mündete zwischen Großenhain und Koselitz in die Streumener Elbe ein. Das Gesamtgefälle des Streumener Elbelaufes liegt zwischen Mockethal (bei Pirna) und Streumen bei 0,8 ‰ (Wolf & Schubert 1992). Der Eisrand lag zu Beginn der Bildungszeit der Bändertone in einer Entfernung von etwa 50 km.

Etwa 6 km vom Kuxberg wurden südlich von Mühlbach in 247,30 bis 247,90 m Höhe ebenfalls Bändertone (30 Warven) auf frühelsterzeitlichen Müglitzschotter angetroffen. Die Winterlagen (Ton, schluffig) sind 3–10 mm stark, die Sommerlagen (Schluff, tonig) bis 10 mm mächtig bei einem Kalkgehalt von 7,8 bzw. 6,8% (Alexowsky et al. 1999). Der Kalkgehalt deutet auf einen gletschernahen Eintrag hin, wobei der Eisrand vermutlich schon Pirna erreicht hatte (Anlage 1).

Etwa 3 km südlich von Wehlen auf der Struppener Ebenheit befindet sich die durch glazigene Bildungen zugeschüttete bis 40 m tiefe Struppener Rinne. Eine abgeteufte Bohrung (23) in Struppen traf von 194,30 m bis 205,30 m Bänderton (Andreas 1965) an, der im unteren Teil sandige bis grobsandige Zwischenlagen aufweist und von Geschiebemergel überlagert wird. Eventuell wurde ein Teil von den Bändertonen durch die darüber liegenden elstereiszeitlichen Schmelzwasserbildungen oder Grundmoräne abgetragen. Angaben über die Mächtigkeit

und Anzahl der Warven fehlen. Nach den Befunden bei Wehlen muss mit etwa 300 Warven gerechnet werden, wobei die untersten glazilimnischen Ablagerungen eventuell gleichzeitig mit den obersten Warven bei Wehlen entstanden sind. Die Struppener Rinne mündete unterhalb von Wehlen in das präelsterglaziale Elbtal.

Im Bereich der sogenannten „Fokschen Höhe“ in Děčín liegen die etwa 2,60 m mächtigen, horizontal geschichteten, gebänderten, lakustrinen Tone ab 195 m. Diese rhythmisch geschichteten Tone sind von den Bändertonen der Gebiete der Inlandvereisung kaum zu unterscheiden. In jedem Falle liegt der Beweis dafür vor, dass während des Altpleistozäns im Gebiet der Böhmisches Masse große Seen entstanden, in denen die rhythmisch geschichteten Sedimente unter ähnlichen klimatischen Bedingungen wie im Vereisungsgebiet abgelagert wurden (Šibrava 1966). Bei einer Laufstrecke der Elbe von etwa 30 km von Děčín bis Wehlen und einem angenommenen Gefälle von 0,4 ‰ fällt die Bändertonbasis von 195 m auf etwa 183 m bei Wehlen.

Die höchst gelegenen Bändertonablagerungen kommen auf Blatt Pirna (Alexowsky et al. 1997) nordöstlich von Nenntmannsdorf in 275–285 m auf der Hochfläche zwischen den Bahre- und Seidewitztal vor. Ihre Ablagerungszeit lässt sich schlecht einordnen, da sie in unterschiedlich tiefen Eisstauseen entstanden sein können und keine weiteren Hinweise über Warvenstärke und Kalkgehalt vorliegen.

Im Elbsandsteingebirge erreicht die Elster-1-zeitliche Grundmoränenoberkante bei Leupoldishain in der Bohrung 15 325 m NN (Andreas 1965). Die bisher höchst gelegene Grundmoräne reicht südlich von Hausdorf bis 345 m NN hinauf und der verursachende Gletscher stautete vor sich ebenfalls vermutlich den gemeinsamen Elbestausee. Bei einer Eisfronthöhe von etwa 50 bis 100 m kann der Eisstausee bis in etwa 450 m Höhe angestiegen sein.

Offen bleibt die Frage, warum im Elbsandsteingebirge keine weiteren Bändertonvorkommen vorhanden sind. Dafür können folgende Gründe vorliegen:

1. Die Aufschlussdichte ist zu gering. Beispielsweise fehlen Bohrungen im präglazialen Elbelauf zwischen Cunnersdorf und Kleingießhübel.
2. Der größte Teil der glazilimnischen Ablagerungen wurden bereits in der Elstereiszeit durch den teils oszillierenden Inlandgletscher und Schmelzwasser abgetragen. Weiterhin erfolgte seit der Elstereiszeit eine

lang andauernde Denudation und besonders im Elbsandsteingebiet in den Tälern eine erhebliche Tiefenerosion (bis 60 m).

3. Mit dem sich ausdehnenden Eisstausee verringerte sich die Sedimentzufuhr von einmündenden Gewässern im zentralen Bereich und vom Elbtal abzweigenden schmalen Tälern (wesentlich kleinere Einzugsgebiete). Unter den kalтарiden Bedingungen muss mit mächtigem Permafrostboden gerechnet werden, so dass kaum Abtrag durch fließende Gewässer erfolgte. Selbst in den kleinen Stauseebecke in der Leipziger Tieflandsbucht erreichten im distalen Staubereich die Sommer- und Winterwarven teilweise unter 1 mm Stärke (Junge 1998). Es kommen vorwiegend tonige Sedimente zur Ablagerung. Beispielsweise wurden in den tertiären Becken in Tschechien bis über 10 m mächtige gebänderte Tone abgelagert (Šibrava 1966).
4. Im kalтарiden Klima der Elster-1-Kaltzeit taute der Eisstausee vermutlich im Sommer nur kurzzeitig auf oder war eventuell oberhalb von 400 m NN von einer ganzjährigen Eis- oder schwimmenden Gletscherzunge bedeckt. Im zugefrorenen Eisstausee kann es deshalb nicht zur Bändertonbildung und Ablagerung von moränales Driftmaterial kommen. Die katabatischen Fallwinde vom Inlandgletscher verursachten im Winter eine stärkere Eisdecke, die im Sommer vermutlich nicht abschmolz.
5. Mit zunehmender höherer Lage des Eisstausees muss im Sommer mit einem verringerten Zufluss von Schmelz- und Flusswasser gerechnet werden. Beispielsweise nimmt die Temperatur pro 100 m Höhenunterschied um 0,8 °C ab. Während der Maximalausdehnung des Inlandeises wird im Sommer die Eisoberfläche bis zur Schmelztemperatur erwärmt, im Winter aber die Erwärmung vollständig rückgängig gemacht. Tauwasser, das im Sommer in Spalten eindringt, gefriert. Eißmann (2003) vermutet in der Elstereiszeit bezogen auf Hochglazial- bis Warmphasen eine mittlere Jahrestemperatur von +3° bis -7 °C. Gebiete oberhalb von 500 m NN lagen deshalb vermutlich oberhalb der Schneegrenze.

Alle Daten der Elster-1-zeitlichen Bändertone weisen auf äußerst geringe Eisabschmelzraten während der Eisexpansion hin (Wolf & Schubert 1992). Die gleiche Tendenz zeigt der Sedimenteintrag aus den Einzugsgebieten der aufgestauten Flüsse.

Das unter wärmeren Bedingungen vorstoßende Inlandeis der Elster-2-Kaltzeit bildete ebenfalls Talstauseen, in denen z.T. mächtige Bändertone abgelagert wurden. Infolge mehrfachen Oszillierens des Eisrandes entstand teils eine Wechsellagerung von Geschiebelehm, Schmelzwasser- und Beckenbildungen (Struppen Bohrung 23 von 216 bis 227,80 m NN). Die meist mächtigen Sommerlagen (Althirschstein 10 bis 50 cm) deuten auf große Abschmelzraten und Sedimenteintrag aus den Flusseinzugsgebieten während der Eisausbreitung hin. Die 6 m starken Beckenbildungen (von 118 bis 124 m NN) in der Ziegeleigrube Althirschstein enthalten 22 Warven und werden von Elster-2-Geschiebemergel überlagert.

3. Brandungshohlkehlen im Sandstein – ein neuer Hinweis über die Ausdehnung der Eisstauseen

Durch unterschiedliche Wasserstände in den Eisstauseen bildeten sich an den Ufern in verschiedenen Höhen deutliche fossile Strände (in USA am Lake Missouli und am Lake Agassic) aus. In Festgesteinen bilden sich an den Seeufnern bei etwa gleich bleibenden Wasserständen über eine längere Zeitdauer Strandterrassen aus (Ehlers 1974), wobei sich am Kliff mehr oder weniger hohe konkav gekrümmte Brandungshohlkehlen durch Wellen ausbilden. Die Höhe der Hohlkehlen ist abhängig von der Gesteinsfestigkeit, der Einwirkungszeit und der Höhe der Wellen. In festeren Gesteinen bilden sich Hohlkehlen erst nach mehreren Jahrhunderten aus, wobei die am Achensee (Abb. 1) vermutlich in über 1000 Jahren entstanden sind. Die Entstehung von Brandungshohlkehlen in verwitterten oder wenig abriebfesten Gesteinen verringert sich auf eine wesentlich geringere Zeit (wenige Jahre).

Fossile Brandungshohlkehlen kommen auf den Kanarischen Inseln in unterschiedlicher Höhe über den Meeresspiegel vor. Am Gardasee finden sich fossile Brandungshohlkehlen in etwa 33 m über den Seewasserspiegel am Rocca von Manerba (Abb. 3), da der riß/würm-interglaziale Gardasee einen wesentlich höheren Wasserstand (Geyer 1993) besaß.

Terrassenbildend wirkt ebenfalls die Frostsprengung. Im Niveau des Seespiegels bildet sich Segregationseis in Spalten und im Korngefüge des Sandsteins. Wegen der größeren Wärmeleitfähigkeit des Gesteins dringt der Frost

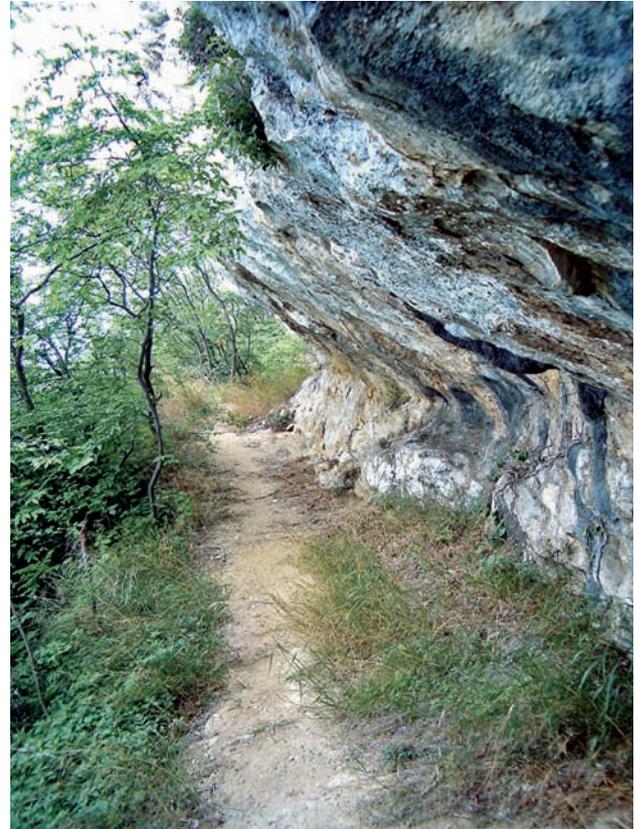


Abb. 3: Brandungshohlkehle – rezent auf Insel Vågsoy am Kannestein (links), fossil 33 m über Gardasee am Rocca di Manerba (rechts).

Fig. 3: Wave-cut notch – recent, on the Kannestein rock on Vågsøy island (left), fossil 33 m above the Garda lake at Rocca di Manerba (right).

im Fels tiefer ein als im See; die Frostoberfläche zieht daher weiteres Wasser von dem See an sich. Oberhalb des Seespiegels wird dieser Prozess durch Wassermangel begrenzt. Die Frostsprengung ist daher im Wesentlichen auf das Niveau des Seespiegels begrenzt, d. h. auf den Klifffuß. Der dabei entstehende Gesteinsschutt wird zum Teil durch winterliches See-Eis und Treibeis abtransportiert. Dawson et al. (1987) kommen im Fall des von ihnen untersuchten Sees auf eine mittlere Expansion der Terrassen von 3–4 cm/Jahr (Maximalwert 7,87 cm/Jahr). Der Eisstausee fror im Winter zu und in der Auftauperiode können Eisschollen durch schabende Wirkung die Brandungshohlkehlen erweitern.

In Schottland (Glen Roy) entstanden an einem früheren Eisstausee drei Terrassen in unterschiedlicher Höhe, die maximal 12 m breit sind und hangseitig ein bis 5 m hohes Felskliff aufweist. Die Terrassenbildung wird mit zunehmender Klüftungsdichte der Gesteine begünstigt,

die besonders stark im oberflächennahen Verwitterungsbereich auftritt. Im Gegensatz dazu können sich im bankigen, kaum geklüfteten Sandstein durch die Frostsprengung und Wellenschlag Einmuldungen bis mehr oder weniger ausgeprägte Hohlkehlen bilden. Der durch Wellen aufgewirbelte Sand kann dabei relativ schnell den verwitterten, wenig abriebfesten Sandstein abtragen. Die Brandungshohlkehlen haben meist eine typische Form. Nach einem unteren flachen Anstieg folgt eine etwa kreisrunde Aushöhlung, an der sich ein oberer steiler Anstieg anschließt (Abb. 4 und 5). Mit zunehmender längerer Einwirkungszeit verflacht und verbreitert sich der untere Anstieg.

Die Wellen des Eisstausees wirkten sich je nach Lageverhältnissen und Festigkeit des Sandsteines unterschiedlich aus. Dadurch entstanden durch die elsterglazialen Eisstauseen unterschiedliche Hohlkehl-Typen:

Tab. 1: Bisher festgestellte horizontale Brandungshohlkehlen (nur bei Schichteinfallen über 10°). Postelwitzer Schichten = Sandsteinstufe a; Schrammstein-Schichten = Sandstein Stufe d; Schmilkaer Schichten = Labiatus-Sandstein).

Tab. 1: Horizontal wave-cut notches found to date (only with strata dipping more than 10°). (Schrammstein strata = sandstone level d; Postelwitzer strata = sandstone level a; Schmilka strata = Labiatus sandstone).

Standort	Höhenlage m HN	Höhe der Kehle	Einfallswinkel der Schichten	Gestein
Lilienstein	250	0,60	24° WNW	Sandstein, Stufe d
Kleiner Bärenstein	254	0,90	30° SE	Sandstein, Stufe d
Lilienstein	260	1,10	42° NE	Sandstein, Stufe d
Lilienstein	264	0,50	20° W	Sandstein, Stufe d
Lilienstein	268	0,80	52° SW	Sandstein, Stufe d
Lilienstein	270	1,20	42° NE	Sandstein, Stufe d
Bahratal	275	0,60	25° E	Labiatus-Sandstein
Lilienstein	285	1,20	43° NW	Sandstein, Stufe d
Lilienstein (Abb. 5)	287	0,70	52° SE	Sandstein, Stufe d
Lilienstein	290	1,20	38° SW	Sandstein, Stufe d
Pfaffenstein	303	0,30	60° S	Sandstein, Stufe d
Pfaffenstein	307	0,30	65° S	Sandstein, Stufe d
Lilienstein	316	1,60	68° SSE	Sandstein, Stufe d
Schöne Höhe	316	1,00	40° NW	Sandstein, Stufe a
Kleinhennersdorfer Stein	317	0,25	45° NE	Sandstein, Stufe d
Pfaffenstein	322	0,80	40° E	Sandstein, Stufe d
Pfaffenstein (Abb.4)	340	1,00	23° SO	Sandstein, Stufe d
Papststein	342	0,60	60° SW	Sandstein, Stufe d
Klimmerstein	358	0,40	30° SW	Sandstein, Stufe d
Eibischstein	370	1,00	33°	Labiatus-Sandstein
Kleiner Zschirnstein	415	0,80	13° N	Sandstein, Stufe d
Kleiner Zschirnstein	433	0,50	25°	Sandstein, Stufe d
Großer Zschirnstein	445	0,40	54° SE	Sandstein, Stufe d

Typ 1: An schräg gestellten Sandsteinblöcken wurden horizontal eingeschnittene, konkav gekrümmte Hohlkehlen festgestellt, die nur durch die Einwirkung von Wellen entstanden sein können. Der isoliert stehenden gekippte Kletterfelsen Einsiedler am Pfaffenstein weist horizontale Hohlkehlen auf, die nicht auf Auswitterung im Bereich einer Schichtfuge zurückgeführt werden konnten. Die konkav gewölbte Hohlkehle ist etwa 1 m hoch, 0,80 m tief und lässt sich auf einer horizontalen Länge von etwa 5 m (Abb. 4) verfolgen. Sie schneidet damit die Sandsteinschichten in einem spitzen Winkel. Dadurch entfällt als Entstehungsursache eine Auswitterung auf einer Schichtfuge.

Bei weiteren gezielten Suchen nach ähnlichen Hohlkehlen im Elbsandsteingebiet und angrenzenden Gebieten wurden an mehreren umgelagerten Felsblöcken oder steil stehenden Sandsteinschichten in unterschiedlichen Höhen mehr oder weniger deutliche konkav gewölbte

horizontale Hohlkehlen festgestellt (Tabelle 1). Diese Hohlkehlen sind in ihrer Form identisch mit Brandungshohlkehlen an den Felsküsten von Seen und der Meere. Es wird angenommen, dass die am Pfaffenstein gefundenen horizontalen Hohlkehlen ebenfalls nur durch die Brandung in einem größeren See entstanden sind.

Die meisten horizontalen Brandungshohlkehlen an Blöcken mit teils steil stehenden Sandsteinschichten wurden vorwiegend im unteren Hangbereich (Hangneigung unter 10°) der herausragenden Steine (Lilienstein, Pfaffenstein, Kleiner Zschirnstein) gefunden. Dabei ragen die Blöcke oft nur wenig aus dem Hangschutt hervor. Im oberen Hangbereich liegen viele Blöcke von jüngeren Felsstürzen fast vollständig über ältere Hangschuttbildungen. Ein Teil der horizontalen Brandungshohlkehlen an Blöcken wurden vermutlich durch Schmelzwasser- und Lößablagerungen überlagert. An steileren Talhängen erfolgte im Periglazial eine Umlagerung und/oder Abtrag

durch Erosion. Deshalb treten horizontale Brandungshohlkehlen an umgelagerten Felsblöcken sehr selten auf und nur in den Bereichen, die seit der Elstereiszeit kaum Veränderungen aufweisen, ähnlich wie an den aufgeschlossenen Gletscherschliffen im Porphyrfels in den Hohburger Bergen bei Collmen-Böhlitz.

Die am Lilienstein bisher eindeutig identifizierten 9 horizontalen Brandungshohlkehlen kommen im Bereich von 250 m bis 316 m vor und schneiden die Sandsteinschichten im spitzen Winkel (Abb.5).

Für den Erhalt dieser Blöcke muss davon ausgegangen werden, dass nach Bildung der horizontalen Brandungshohlkehlen diese nicht mehr durch den Gletscher umgelagert wurden. Dies trifft für das Verbreitungsgebiet von zahlreichen horizontalen Brandungshohlkehlen an umgelagerten Felsblöcken südwestlich vom Lilienstein und östlich des Pfaffensteins zu. Sie entstanden somit vermutlich erst beim Absinken der Elster-1- oder 2-kaltzeitlichen Eisstauseen. Für die Bildung dieses Hohlkehlentypes ist eine zur Wellenbildung erforderlich größere Eisstauseefläche (mindestens 5 km) und/oder eine längere Bildungszeit notwendig.

Bei diesen Hohlkehlen handelt es sich nicht um Basis-Tafoni, bei denen durch vom Boden aufsteigende Feuchte eine Rückverwitterung stattgefunden hat. Die Tafonis entstanden vermutlich durch eine Kombination aus physikalischer und chemischer Verwitterung, wobei die gebildeten Halbhöhlen von wenigen Dezimeter bis mehrere Meter Höhe an steilen, kluftarmen Felsflächen auftreten. Typisch für die Brandungshohlkehlen ist die zuunterst tiefere Einkerbung, die sich nach oben verringert.

Wie sich aus der Höhenlage der derzeit aufgefundenen horizontalen Brandungshohlkehlen ergibt, kommen dafür nur der elsterglazialen Eisstauseen in Frage, dessen bisheriger maximaler Höchstwasserstand (etwa 250 m NN) jedoch in wesentlich geringerer Tiefe angenommen wurde (Eißmann 1997).

Der Typ 1 ist gegenüber den nachfolgenden Typen eindeutig auf die Wirkung der Brandung auf die Sandsteinfelsen zurückzuführen.

Typ 2: Vorwiegend in engen Tälern und Schluchten kommen flache Einmündungen vor, die durch Leisten getrennt sind. Dabei ist im unteren Teil der Mulden ein flacher Anstieg und im oberen Teil ein steile Wölbung zu erkennen, ähnlich wie bei größeren Brandungshohlkehlen. Solche Mini-brandungshohlkehlen treten rezent an flachen Küsten auf, wo größere Wellen sich mehrfach

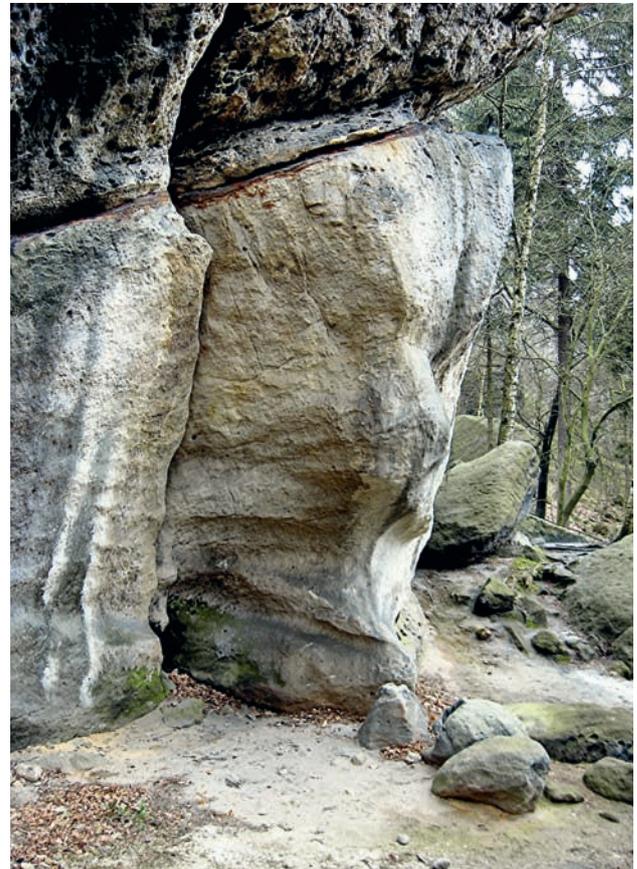


Abb. 4: Einsiedler am Pfaffenstein, mit 23° nach Südosten einfallenden Sandstein und konkaver horizontaler Brandungshohlkehle (Typ 1) in 340 m Höhe.

Fig. 4: Einsiedler rock on the Pfaffenstein, with concave horizontal wave-cut notch (type 1) at 340 m a.s.l. Sandstone is sloping 23° to the southeast.

brechen und am Strand nur kleine Wellen ankommen (auf Gran Canaria bei Maspaloma).

In den engen Sandsteinschluchten im Elbsandsteingebiet können sich im elsterglazialen Elbstausee nur kleine Wellen ausbilden, sodass die vermutlich in der sommerlichen Auftauperiode des Eisstausees entstandenen Einmündungen eine geringe Höhe (6 bis 20 cm) und Tiefe (bis 8 cm) aufweisen. Im Griesgrund westlich von Rathen beginnt an der Talsohle eine Felswand mit horizontalen Bändern im Abstand von etwa 7 bis 9 cm, die durch gerundete etwa 3 bis 6 cm tiefe Mulden oder Lochreihen getrennt sind (Abb. 6 und 10). Häufig wurde die ursprünglich vorhandene Wabenverwitterung durch die kleinen Wellen in die Minihohlkehlen umgewandelt.



Abb. 5: Ringförmige Brandungshohlkehle. Rezent Insel Vagsøy am Kannenstein (links), fossil am Lilienstein am umgelagerten Sandsteinblock (Typ 1) in 287 m Höhe.

Fig. 5: Ring-shaped wave-cut notch. Recent, on the Kannenstein rock on Vagsøy island (left), fossil on the Lilienstein on relocated sandstone block (type 1) at 287 m a.s.l. (right).



Abb. 6: Durch Brandung entstandene Minibrandungshohlkehlen (Type 2). Rezent am Strand von Maspaloma (links), fossil Mulden und Leisten im Abstand von 7 bis 9 cm im Griesgrund, vermutlich durch den Eisstausee entstanden (rechts).

Fig. 6: Miniature wave-cut notches formed by waves (type 2). Recent, at Maspaloma beach (left), fossil troughs and ridges at 7 to 9 cm intervals in the Griesgrund gorge, presumably caused by the glacial lake (right).

Die Mulden entstanden in der kurzen jährlichen Auftauperiode durch die ausspülende Tätigkeit des Wassers und eventuell durch die schabende Wirkung des Eises. Nach frühsummerlich erfolgten größeren Wasserverlusten (evtl. Gletscherläufe) des Eisstausees können sich in der Stagnationsperiode im Sommer bei einem tiefer liegenden Wasserstand neue Brandungshohlkehlen bilden.

Die bis in etwa 10 m Höhe aufgeschlossenen Bänder zeigen eine periodische Veränderung des Eisstausees. Wenige Meter davon entfernt treten in gleicher Höhe zwei etwa 0,30 m hohe und bis 0,50 m tiefe Brandungs-

hohlkehlen auf, bedingt durch weichen Sandstein im Bereich einer Schichtfuge. Diese horizontalen Lochreihen unterscheiden sich wesentlich von der durch chemische Verwitterung entstandenen Wabenverwitterung, deren Hohlräume unregelmäßige Formen und unterschiedliche Tiefen aufweisen. Die Wabenverwitterung tritt an den benachbarten, einige Meter zurückliegenden Felswänden in gleicher Höhe auf, so dass die Einmündungen und Leisten durch Umformung der Waben durch den Eisstausee entstanden. Prescher (1959: Tafel XIV) fotografierte horizontale Löcherreihen an der Nordbegrenzung

der Kiesgrube (elsterglaziale Schmelzwasserbildungen) am Carolastein bei Waltersdorf. Durch oberflächlich herabfließendes Wasser wurden Waben vertikal gestreckt (Rast 1959). Es zeigt damit deutlich, dass durch die Einwirkung von Wellen oder über eine längere Zeit herabfließendes Wasser die Waben entsprechend verändert werden. Mitunter bildet ältere Wabenverwitterung mehrerer Zentimeter herausragende Partien neben tiefer liegenden später durch Wellen des Eisstausees entstandenen Einmündungen. Demgegenüber haben jüngere Wabenbildung teilweise Brandungshohlkehlen zerstört (Abb. 7).

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand nimmt der Abstand der Einmündungen im unmittelbaren Elbbereich durch Absinken des Eisstauseespiegels (vermutlich durch Abschmelzen des Elster-1- oder 2-Eises) in tiefere Lagen ab. In den Nebentälern der Elbe kann es durch unterschiedliches Abtauen der Eisfront oder von blombierenden Toteisblöcken zu anderen Absinken des Eisstausees kommen.

Vermutlich kam es zu Beginn der Rückzugsphase des Inlandeises häufig zu plötzlichen Ausbruch von größeren Wassermassen (sog. Gletscherläufe). Für das Absinken des Eisstauseespiegels von 460 m auf 160 m wird die Zeitdauer auf etwa 2000 bis 2500 Jahre geschätzt.

Typ 3: Höhere und tiefere Brandungshohlkehlen haben sich unabhängig von bereits vorhandenen Schichtfugen im Sandstein gebildet. Am Fuß der Sandsteinwand des Kleinen Zschirnsteins liegt die teils durch Wabenverwitterung zerstörte Brandungshohlkehle etwa 1 m über einer konvexen, etwa 1–2 m tief ausgewitterten Schichtfuge (Abb. 7).

Die Schichtfuge hat sich nach der Elstereiszeit wesentlich vertieft. Wabenverwitterung tritt an Schichtfugeneinschnitten nicht auf, so dass die teils durch Wabenverwitterung zerstörte Kehle am Kleinen Zschirnstein nur durch Brandung des Eisstausees entstanden sein kann. Zur Bildung dieses Hohlkehlentyps im festeren Sandstein ist vermutlich eine größere Zeitdauer erforderlich (mindestens 3 bis 10 Jahre).

Typ 4: Der Eisstausee traf im Elbsandsteingebiet auf Felswände, an denen bereits markante Verwitterungerscheinungen (vorwiegend konvex gewölbte Schichtauswitterung) vorhanden waren. Es muss deshalb angenommen werden, dass durch Wellen an den Sandsteinfelsen die vorhandenen horizontalen bis flach einfallenden ausgewitterten Bankungsfugen zu konkav gewölbten Ein-



Abb. 7: Kleiner Zschirnstein – Nordwestwand. 1,40 m hohe Brandungshohlkehle (Typ 3) in 419 m NN teils durch Wabenverwitterung zerstört; links unten tiefe jüngere Auswitterung an einer Schichtfuge.

Fig. 7: Kleiner Zschirnstein – NW rock face. 1.40 m high wave-cut notch (type 3) at 419 m a.s.l., partially destroyed honeycomb weathering; at the bottom left, more recent weathering at a bedding joint.

kerbungen umgeformt wurden. Je nach Einwirkungszeit bildeten sich mehr oder weniger gut ausgeprägte Brandungshohlkehlen aus, so dass eine Abgrenzung zu der Schichtauswitterung oft problematisch ist. Bei längerer Einwirkung der Wellen des Eisstausees entstanden deshalb in Verbindung mit Frostverwitterung und Eisbildung mehr oder weniger tiefe Brandungshohlkehlen. Die am besten ausgeprägten Brandungshohlkehlen treten am Fuße der Felswände auf, da dort die Brecher Sand aufwirbeln und damit auch schneller in festes Gestein einschneiden können. Typisch für die Brandungshohlkehlen ist die konkave Wölbung, während die Schichtauswitterung durch mehr oder weniger scharfe Kanten, die nach längerer Verwitterungsdauer konvex abgerundet sind, begrenzt wird. Dieser große Unterschied tritt an den Felsen im Nordostteil des Großen Zschirnsteines auf. Die Sandsteinwände bis in 460 m Höhe zeigen gut ausgeprägte Brandungshohlkehlen vom Typ 4, bei den Felsen oberhalb von 470 m Höhe treten nur noch Einschnitte durch Schichtauswitterung auf.

Trifft der Eisstausee auf eine stark ausgewitterte Bankungsfuge oder Sandnesterhorizont, so entstehen in diesen Bereichen tiefere und höhere Brandungshohlkehlen mit teils unterschiedlich tiefen Höhlen. Die zwischen den Höhlen stehen gebliebenen sanduhrartigen Pfeilern wer-

Tab. 2: Schmale rythmische Einmuldungen (Minibrandungshohlkehlen).**Tab. 2:** Narrow rythmically arranged troughs (miniature wave-cut notches).

Standort	Stratigraphie	Höhe m	Abstand cm	abgeriegeltes Tal
Wesenitztal	Schrammsteinsch., Stufe c	170	15–20	Wesenitz
Griesgrund	Schrammsteinsch., Stufe c	205	7–9	Elbe
Kleiner Bärenstein	Schrammsteinsch., Stufe d	249	8–11	Elbe
Kirnitzschtal	Schrammsteinsch., Stufe c	304	6–11	Kirnitzsch
Folkoniergrund	Schrammsteinsch., Stufe d	336	10–15	Elbe
Kleinhennersdorfer Stein	Schrammsteinsch., Stufe d	355	28–31	Elbe
Brandstein	Schmilkaer Schichten	424	12–15	Gottleuba

den als Sanduhren bezeichnet. Die nach der Mitte dünner werdenden Pfeiler stützen die Decke der Schichthöhle. Bisher gab es für diese Bildungen unterschiedliche Entstehungstheorien (Hettner – Austritt von Wasser, Beyer – chemische Verwitterung, Seifert – vorhandene Sandnester). Rast (1959) schreibt, dass die Entstehung der genannten Hohlformen noch nicht als restlos geklärt gelten darf. Die Sanduhrengöße schwankt von wenigen Zentimeter Höhe und Durchmesser bis über 1 m Höhe und Durchmesser (Abb. 11). Typisch für die durch Wasser geschaffenen Sanduhren ist die gute Abrundung. Die unterschiedliche Größe der Sanduhren lässt darauf schließen, dass sie offensichtlich durch die Brandung entstanden sind. Ausgewitterte Sandnester können durch ihre teils konkave Hohlform Brandungshohlkehlen vortäuschen. Allerdings fehlt häufig zwischen den einzelnen ausgewitterten Sandnester die durch Brandung entstandene Verbindung.

Besonders südwestlich der Elbe fallen die Sandsteinschichten mit bis zu 3° nach Nordosten ein, so dass dort die Auswitterungseinschnitte durch den kontinuierlichen Wasserabfall oder -anstieg in scheinbar nach Südwesten ansteigende Brandungshohlkehlen umgewandelt wurden. Auch am Meer und an rezenten Seen bilden sich leicht ansteigende Brandungshohlkehlen in gering festeren Gesteinspartien aus.

Nach der Bildung der Brandungshohlkehlen an den Felswänden kam es zu unterschiedlichen Zeiten (vorwiegend im Periglazial) durch Felsstürze oder Abgleiten von Felspartien zu umfangreichen Gesteinsverlagerungen. An diesen Felsen blieben die Hohlkehlen meist gut erhalten. Unterhalb von etwa 160 m HN konnten im Raum Pirna bisher keine markanten Brandungshohlkehlen nachgewiesen werden, so dass der Eisstausee der Saaleeiszeit im Elbsandsteingebiet vermutlich keine Brandungshohlkehlen hinterließ. Es sind jedoch leichte Einmuldungen fest-

zustellen, die eventuell auf den Einfluss eines Eisstausees hindeuten.

Im geringere Frostbeständigkeit aufweisenden Cottaer Sandstein (vorwiegend Labiatussandstein) und in den dünnbankigeren Sandsteinen (Stufe c) haben sich leichter zahlreiche Brandungshohlkehlen in unterschiedlichen Höhen gebildet. An aus Postaer Sandstein aufgebauten Felswänden finden sich infolge der vorhandenen Frostbeständigkeit und größeren Festigkeit wesentlich weniger Brandungshohlkehlen (Hintere Sächsische Schweiz). Sie kommen meist nur im Bereich der seltener anzutreffenden Bankungsfugen und im oberen stärker verwitterten Sandstein vor.

An zahlreichen hohen Felswänden haben sich an der Felsoberfläche im Laufe von Jahrtausenden verwitterungsbeständige, wasserschwerdurchlässige feste Kieselrinden (Silcret) ausgebildet. Im verhältnismäßig rasch ansteigenden Eisstausee hielten die vorhandenen Kieselrinden dem Wellenschlag mehr oder weniger lange stand und schränkten die Bildung von Brandungshohlkehlen stark ein.

Durch Frost-Tau-Wechsel lösten sich im Eisstausee die Kieselrinden ab. Der darunter liegende Sandstein besitzt durch teilweise heraus gelöstes Bindemittel eine geringere Festigkeit. Im absinkenden Eisstausee konnten sich deshalb in kurzer Zeit, etwa in 1 bis 3 Jahren, durch Wellen rasch Brandungshohlkehlen entstehen. Die in den Hohlkehlen neu gebildeten Kieselrinden sind Beweis für das hohe Alter der Entstehung.

Die Kieselrinden entstehen überwiegend an senkrecht stehenden Felswänden, an denen durchsickerndes Wasser allmählich an der Felsoberfläche verdunstet. Silcret wird gebildet durch die Ausfällung von amorphen oder mikrokristallinen SiO_2 , meist aus der Orthokieselsäure $\text{H}_4\text{SiO}_4 = \text{SiO}_2 + 2 \text{H}_2\text{O}$. Die Ausscheidung des Siliziumdioxid erfolgt zwischen den vorhandenen Bodenkörper

und verfestigt diese zu einer Art „Ausfällungs-Quarzit“ (Ahnert 1996). Nach eigenen Untersuchungen (Pohlentz 1990) werden für die Bildung von 1 mm Kieselrinde etwa 100 Jahre benötigt. Mit zunehmender Mächtigkeit der Kieselrinde verlangsamten sich diese Ausscheidungen. Einige Brandungshohlkehlen sind mit Kieselrinden ausgekleidet, ein Hinweis auf ihr hohes Alter. Im Gegensatz dazu treten im Bereich von Bankungsfugen keine Kieselrinden auf.

Die Felswände sind der ständig wirkenden Verwitterung ausgesetzt, so dass Brandungshohlkehlen durch Wabenverwitterung oder Abwitterung teils nur noch in Resten vorhanden sind oder vollständig fehlen. Durch Felsstürze und Steinbruchbetrieb verminderten sich ebenfalls die Spuren der Eisstauseen.

Für die Bildung der Brandungshohlkehlen liegen im Verbreitungsgebiet der sächsisch-böhmischen Kreidetafel besonders gute Bedingungen vor:

1. Der Cottaer und der verwitterte Postaer Sandstein besitzt eine verhältnismäßig geringe Festigkeit, so dass die Brandung in relativ kurzer Zeit (etwa 1 Jahr) Mulden und Brandungshohlkehlen schaffen konnte.
2. Infolge extrem geringer Klüftigkeit und großer Bankmächtigkeit blieben viele Felswände erhalten, die durch das etappenweise Einschneiden der Elbe und ihrer Nebenflüsse seit über 1 Million Jahren entstanden. Eine weitere Voraussetzung dafür besteht darin, dass das gesamte Gebiet seismisch nicht aktiv ist
3. Durch die Frostverwitterung haben sich im Bereich von tonig-schluffigen Einlagerungen konvexe Einkerbungen gebildet, die durch Wellen des Eisstausees in konkave Hohlkehlen umgeformt wurden. Brandungshohlkehlen bilden sich in festeren Gesteinen wesentlich seltener aus und benötigen eine längere Einwirkungszeit
4. Im Eisstausee wurden durch Frost-Tau-Wechsel die vor schneller Verwitterung schützenden Kieselrinden größtenteils abgetragen. Unter den Kieselrinden besitzt der Sandstein durch vermindertes Bindemittel eine geringere Festigkeit. Im absinkenden Eisstausee konnten die Wellen sich somit schneller einschneiden.

Bisher wurden solche Kehlen im Harz nicht gefunden (Pilger 1991). Im Einflussbereich der Lausitzer Störung ist der Sandstein stärker silifiziert, mehr oder weniger stark

geneigt und so gegen Wellenschlag widerstandsfähiger. Es gibt nur undeutliche oder keine Brandungshohlkehlen.

Hohlkehlen können auch an Wasserläufen (z. B. am Donaudurchbruch bei Kehlheim) entstehen. Sie treten nur begrenzt auf wenige Meter auf und sind nicht wie die Stauseebildungen über größere Entfernungen verfolgbar. Auch durch die schnellere Auswitterung von kiesigen Einlagerungen im Sandstein bilden sich Hohlkehlen wie an den steil stehenden Felsen der Vrani skály/Rabensteine südwestlich der Lausitzer Störung und Hradek/Grottau/Neißetal in Nordböhmen.

4. Brandungshohlkehlen

4.1 Brandungshohlkehlen in Sachsen

In der Paulsdorfer Heide bei Dippoldiswalde sind Felswände im Bereich des Sandberges (432 m) und des Steinberges (428 m) ausgebildet. An den Sandsteinfelsen unmittelbar nördlich der Straße Paulshain – Rulsdorf besteht in etwa 424 m Höhe auf einer Länge von etwa 5–6 m Länge und bis 1 m Tiefe eine Brandungshohlkehle (Abb. 8). Sie ist die höchst gelegene Brandungshohlkehle in diesem Gebiet. Höher liegende Sandsteinfelsen sind allerdings nicht vorhanden. An den nach Westen vom Sandberg abfallenden, z. T. gestuften Felswänden treten mehr oder weniger gut ausgebildete Brandungshohlkehlen in unterschiedlichen Höhen auf.

Am Steinberg lassen sich mehrere Brandungshohlkehlen auf der Nordseite beobachten. An einem isolierten Felsblock westlich eines Umsetzers treten im Abstand von jeweils etwa 2 m drei Brandungshohlkehlen auf, die etwa 419 bis 423 m hoch liegen.

Größere zusammenhängende Sandsteinwände kommen in der Dippoldiswalder Heide, etwa 1,5 km östlich von Seifersdorf vor. Die etwa NNW–SSO verlaufende, etwa 8 m hohe Felswand wird aus Sandsteinen der oberce-nomanen Oberhäslicher Schichten gebildet. An der WSW-Seite tritt bei etwa 382 m eine etwa 4 m lange und 0,40 m tiefe Brandungshohlkehle auf. Nordwestlich davon befinden sich in etwa im gleichen Niveau mehrere kleine Brandungshöhlen, die bis in 1 m Tiefe reichen.

Der durch Blockrutschung entstandene etwa 1.500 m³ große Kletterfelsen Einsiedlerstein in der Dippoldiswalder Heide hat sich nach Nordwesten geneigt (etwa 37°), wäh-



Abb. 8: Sandberg, 1,30 m hohe und 0,80 m tiefe Brandungshohlkehle (Typ 4) in etwa 424 m Höhe.

Fig. 8: Sandberg, wave-cut notch (type 4) at 424 m a.s.l., 1.30 m high and 0.80 m deep.

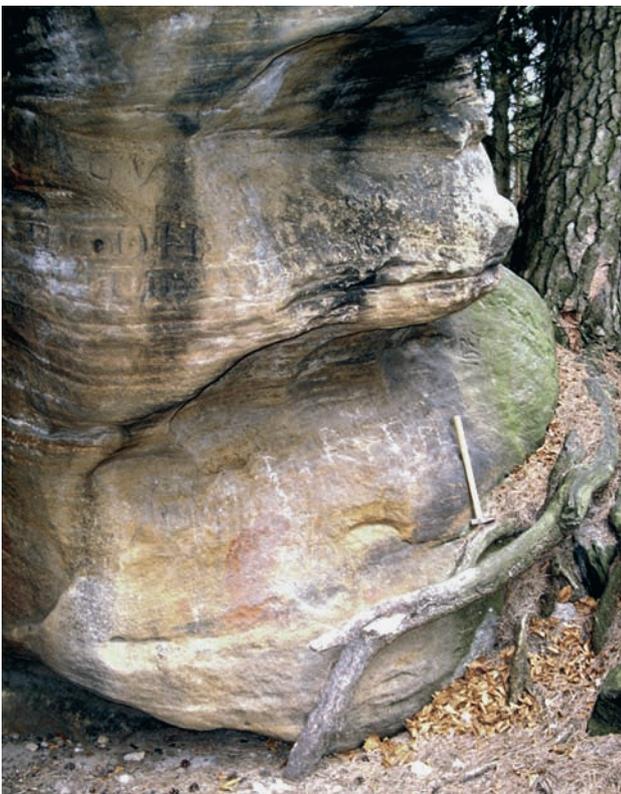


Abb. 9: Einsiederstein in der Dippoldiswalder Heide (370 m NN), stark geneigte, etwa 1,20 m hohe und 0,80 m tiefe Brandungshohlkehle (Typ 3) am umgelagerten Felsblock.

Fig. 9: Einsiederstein in the Heath of Dippoldiswalder. Highly inclined wave-cut notch (type 3) at 370 m a.s.l.; 1.20 m high and 0.80 m deep.

rend das Sandsteinmassiv mit etwa 15° nach Nordosten einfällt. Im unteren Südwestteil des Blockes treten im Abstand von 1 m zwei Brandungshohlkehlen auf, die stark geneigt und auf einer Länge von 3 bis 4 m erkennbar sind (Abb. 9). Die ursprünglich horizontal entstandenen Brandungshohlkehlen sind mit dem Felsblock vermutlich in den Eisstausee abgeglitten.

Im gesamten Elbsandsteingebirge kann man an zahlreichen Felswänden mehr oder weniger deutliche Brandungshohlkehlen erkennen, die in unterschiedlichen Höhen (Abstand 0,50 bis 5,00 m) auftreten. Die am höchsten beobachteten Brandungshohlkehlen treten im sächsischen Elbsandsteingebirge im oberen Bielatal (465 m), am Kleinen Zschirnstein (463 m) und in der Hinteren Sächsischen Schweiz in den Vorderen Partschenhörner (466 m) auf.

Die bisher am tiefsten gelegenen Brandungshohlkehlen wurden im Wesenitztal zwischen Lohmen und Pirna-Liebenthal gefunden. Sie liegen an der Lochmühle wenige Meter über dem Flusswasserspiegel bei etwa 164 m HN, während sie 1 km flussabwärts erst ab etwa 10 m über dem Fluss auftreten. Die rückschreitende Erosion der Wesenitz nach dem Spätelster reicht bis kurz nach der Lochmühle und macht sich ähnlich wie bei anderen Bächen durch eine anschließende Verflachung des Anstieges (Präger 1976) bemerkbar. Es handelt sich dabei um das Erosionsniveau der Frühelsterzeit (Streumener Elbelauf). Auch im Uttewalder Grund und im Bielatal (Pohlenz 2002) treten Brandungshohlkehlen wenige Meter über den Talgrund erst im oberen Talabschnitt auf. Im Wesenitztal konnten zwischen 165 und 175 m Mulden und Leisten (Typ 2) im Abstand von etwa 15 bis 20 cm beobachtet werden. Unterhalb des frühelsterzeitlichen Talniveaus konnten bisher keine Brandungshohlkehlen gefunden werden. An den Felswänden im Elbsandsteingebirge treten somit Brandungshohlkehlen von etwa 160 bis 465 m auf. Die Anzahl der in unterschiedlicher Höhenlage deutlich erkennbaren Hohlkehlen (mindestens 0,50 m Höhe) betragen etwa 130 bis 150. Es besteht die Möglichkeit, dass ein Teil der Brandungshohlkehlen in Stagnationszeiten oder in der Rückzugsphase des Elster-Inlandeises entstanden. Zwischen Wehlen und Rathen münden etwa 65 m oberhalb der heutigen Elbe mehrere kurze Gründe (Schwarzberggrund, Tümpelgrund, Griesgrund, Hirschgrund) ein, in denen von 175 bis 300 m Höhe mehrere deutliche Brandungshohlkehlen auftreten. Diese präelsterglazialen Schluchten sind vermutlich durch rückschreitende Erosion von aus Norden kommenden



Abb. 10: Griesgrund. Horizontale Mulden bis Lochreihen (z.T. Sanduhren) und Leisten bedingt vermutlich durch den Eisstausee.

Fig. 10: Griesgrund. Horizontal troughs up to rows of holes (partially hourglass-shaped) and ridges believed to be caused by the glacial lake.

Wasserläufe entstanden. Danach wurde das vorhandene Relief durch elsterglaziale glazigene Akkumulation verschüttet (Andreas 1965). In der etwa 1 bis 2 m breiten und etwa 8 m tiefen Otto-Beyer-Schlucht im Tümpelgrund sind 7 Strudellöcher, die eventuell in der Elster-1-Kaltzeit entstanden sind.

Der Griesgrund ist ein präelsterglaziales Tal, das derzeit etwa 65 m oberhalb des Elbtales als Hängetal endet und in dem die Sandsteinschichten etwa horizontal liegen. Im mittleren Teil des Griesgrundes wird die östliche Talseite von einer Felswand mit zahlreichen horizontal verlaufenden kleinen, gut gerundeten Einkerbungen begrenzt, die nach oben und unten durch schmale Sandsteinleisten getrennt sind (Abb. 6 und 10). An der 9,50 m



Abb. 11: Nikolsdorfer Wände mit etwa 2,50 m hoher, 2 bis 3 m tiefer Brandungshohlkehle (Typ 4) in etwa 373 m Höhe mit sanduhrförmigen Pfeilern, entstanden aus einer konvex ausgewitterten Bankungsfuge.

Fig. 11: Nikolsdorfer Wände. Wave-cut notch (type 4) at 373 m a.s.l., 2.5 m high and 2 to 3 m deep. Note the hourglass-shaped pillars, originating from a convex weathered bed joint.

hohen Wand (von 203 bis 212,50 m) wurden etwa 130 Bänder festgestellt. Es handelt sich vermutlich durch kleine Wellen des Eisstausees bedingte Einkerbungen (Typ 2). Der Verfasser nimmt deshalb an, dass es sich bei den Mulden und Leisten um Bildungen des kontinuierlich abfallenden Elster-1- oder 2-glazialen Eisstausees handelt, die eventuell jährlich entstanden sind.

Südlich von Königstein begrenzt die Biela die bis 35 m hohen Felswände des Quirls, deren Oberfläche im Südosten von 350 m mit etwa 2,3° nach Nordwesten auf 315 m NN abfällt. An den Felswänden aus dem Mitteluron bis Unterconiac (Herrenleite-Sandstein der Stufe c) wurden sämtliche erreichbaren Brandungshohlkehlen auf der Südwestseite des Quirls auf einer Länge von 750 m erfasst. Die aus Umformung von Schichtauswitterung entstandenen Brandungshohlkehlen (Typ 4) steigen ebenfalls nach Südosten an. Infolge des stärkeren Geländeanstieges verschwinden die unteren Brandungshohlkehlen nach Südosten im Hangschutt. Die mit GPS (Global Position System) gemessenen 17 in unterschiedlicher Höhe auftretenden Brandungshohlkehlen im Bereich von 284 bis 324 m HN kommen somit im Durchschnitt aller 2,30 m vor. Die relativ große Anzahl und der teilweise kleine Abstand zwischen den einzelnen Brandungshohlkehlen lassen sich auf die klein- bis mittelbankige Ausbildung des Sandsteines zurückführen. Treten ausgewitterte tonig-



Abb. 12: Kelchstein mit 2,50 m hoher und bis 2 m tiefer Brandungshohlkehle in etwa 460 m Höhe.

Fig. 12: Kelchstein, with wave-cut notch at 460 m a.s.l., 2.50 m high and up to 2 m deep.

schluffige Horizonte auf, so konnten die Wellen die konvexen Einschnitte rasch in konkav gewölbte Brandungshohlkehlen umformen.

Über 2 m hohe und tiefe Brandungshohlkehlen, die eine längere Einwirkungszeit voraussetzen, wurden bisher im oberen Teil der Nikolsdorfer Wände in einer Höhe von 373 m (Abb.11) und im oberen Bielatal unterhalb der Ottomühle, wenige Meter über der Talsohle, in einer Höhe von 370 m festgestellt. Die an der Außenwand liegende hohe Brandungshohlkehle in den Nikolsdorfer Wänden gliedert sich in Einbuchtungen des Felsmassivs in mehrere übereinander liegenden bis etwa 0,60 m hohe und bis 0,40 m tiefe Brandungshohlkehlen auf.

Eine der umfangreichsten Blockbewegungen erfolgte am Pfaffenstein, an dem ein etwa 10.000 m³ großer Fels (Klettergipfel Einsiedler, Abb. 4) vermutlich während des Anstieges des elsterglazialen Eisstausees abgeglitten ist.

Dabei veränderte sich das Einfallen der Sandsteinschichten von etwa 3° nach Nordosten am Massiv auf 23° nach Südosten am abgeglittenen Kletterfelsen. Der mittelturone großbankige Quarzsandstein (Schrammsteinschichten, Stufe d) besitzt eine größere Festigkeit, so dass für die Brandungshohlkehle (Typ 1) vermutlich eine längere Bildungszeit (etwa 3 bis 10 Jahre) notwendig war. Eventuell bestand zu dieser Zeit ein Überlauf zum Weserstausee. Die Brandungshohlkehle am Einsiedler (Abb. 4) entstand vermutlich am Fuß des Felsens und liegt durch die danach wirkende Denudation jetzt in etwa 1.20 m Höhe.

An dem bis 35 m hohen Felsmassiv nordöstlich der Schweizermühle im Bielatal lassen sich 14 deutliche Brandungshohlkehlen in unterschiedlichen Höhen und Abständen nachweisen. Von denen im Mittel aller 2,50 m auftretenden Brandungshohlkehlen erreichen drei über 1 m Höhe. Auffallend für das schmale Bielatal sind gut ausgebildete, relativ niedrige (0,30 bis 0,40 m Höhe) und wenig eingeschnittene (bis 0,30 m Tiefe) Brandungshohlkehlen. Sie sind vermutlich durch kleinere Wellen und durch schabende Wirkung des Eises entstanden.

Zahlreiche Brandungshohlkehlen (vorwiegend Typ 3 und 4) lassen sich ebenfalls an den Sandsteinen im Zittauer Gebirge feststellen. Der von Norden bis Nordosten kommende Inlandeisgletscher erreichte das Zittauer Gebirge eher als im Elbtal, so dass durch lokale Abriegelung der Neiße früher ein höherer Eisstausee als im Elbegebiet entstand. Erst als das Eis auch die Elbe fast vollständig abriegelt hatte, vereinigte sich vermutlich der Neißemit dem Elbeisstausee.

Über 2 m hohe Brandungshohlkehlen (Typ 3) treten südlich von Oybin im Bereich des Waldtorwächters, des Kelchsteines und an den Bienenheidsteinen in etwa 445 bis 475 m NN Höhe auf. Die beiden ersteren Hohlkehlen sind vermutlich in einer Brandungsgasse entstanden, in der sich besonders hohe Einschnitte, wie an den Küsten, ausbilden können. Die Brandungshohlkehlen sind eventuell durch einen längeren gleich bleibenden Wasserstand des Elster-1- und 2-Eisstausees entstanden, der durch den Überlauf des Neißeeisstausees über den Pass von Jitrava/Pankratz (derzeitige Höhe 423 m) ins Einzugsgebiet des Ploučnice/Polzen erfolgte.

Die ringförmige hohe und tief eingeschnittene Brandungshohlkehle (Typ 4) am Kelchstein (Abb. 12) entstand vermutlich durch einen längeren gleich bleibenden Wasserstand des Eisstausees (100 bis 400 Jahre). Das Gelände fällt nach Nordwesten, aus der die Wellen kamen, ein. Die Brandungshohlkehlen haben sich auf dieser Seite tie-

fer eingeschnitten und die oberen Kehlen sind nur auf der Nordwestseite ausgeprägt. Die tiefer liegende Brandungshohlkehle gegenüber den Bienenheidsteinen kann eventuell auf ein durch Erosion tiefer liegendes Niveau des Überlaufes des Neißestausees zurückgeführt werden.

4.2. Brandungshohlkehlen in Tschechien (Anlage 2)

Die kreidezeitlichen Schichten steigen von der Sächsischen Schweiz nach Südwesten zum Děčinský Sněžník/Hoher Schneeberg (726 m) an. Nur unterhalb des maximalen Eisstauseespiegels von 466 m treten in der České švýcarsko/Böhmische Schweiz Brandungshohlkehlen vom Elbtal bis in das Gebiet von Jetřichovice/Dittersbach auf. Die Felswände und isolierten Felstürme weisen seltener Brandungshohlkehlen (vorwiegend Typ 4) in unterschiedlichen Höhen auf. Nördlich von Jetřichovice/Dittersbach kommen in Höhen um 466 m mehrere Brandungshohlkehlen (am Ostroh/Rudolfstein und nordöstlich von Na Tokáni/Balzhütte) vor, die jedoch eine geringere Höhe und Tiefe (bis 0,60 m) aufweisen. Auch auf der angrenzenden deutschen Seite (Vordere Partschenhörner) sind in dieser Höhenlage Brandungshohlkehlen ausgebildet.

Etwa 10 km südwestlich von Česka Lipa/Böhmisch Leipa steht unter dem Phonolith des Vlhoř/Willhoscht (613 m) Sandstein mit mehreren Brandungshohlkehlen bis in 465 m Höhe an. Die Grenze vom Phonolith zum mittelturonen Sandstein liegt bei etwa 470 bis 480 m. Die Brandungshohlkehlen erreichen bis 2 m Höhe und 1,50 m Tiefe.

An den Felsen bei Bliževdely/Bleiswedel etwa 5 km westlich vom Vlhoř/Willhoscht treten Brandungshohlkehlen erst in etwa 20 bis 30 m Höhe über Talsohle (350 m, vermutlich Sohle des präelsterglaziales Niveaus) bis 365 m NN auf. In den mittelturonen fein- bis mittelkörnigen Sandstein wurden in unterschiedlichen Abstand 4 Brandungshohlkehlen festgestellt.

Südöstlich von Nový Bor/Haida gibt es bei Svojkov/Schwoika an den Sandsteinfelsen teils in geringen Abständen (1 m) gut ausgebildete Brandungshohlkehlen. Sie treten bis in 458 m Höhe auf.

Ebenfalls zahlreiche Brandungshohlkehlen bis in den obersten Bereich (410 m) findet man an den Sandsteinfelsen der Dubske Skály/Daubaer Schweiz, etwa 20 km nördlich von Mělník. Der Abstand der bis 1 m hohen Brandungshohlkehlen im fein- bis mittelkörnigen Sandstein ist teils gering (1,50 bis 3 m).

In den turonen Quarzsandsteinen von Vrani skály/Rabensteine südwestlich von Hradek/Grottau treten Brandungshohlkehlen bei 450 m auf.

An den durch die Lausitzer Störung steilstehenden Sandsteinschichten sind Brandungshohlkehlen infolge größerer Härte nur schlecht ausgebildet oder fehlen vollständig (im Lužické hory/Lausitzer Bergland). Dies ist auch zutreffend für die weiter südöstlich anstehenden Felsen Kvočny (etwa 453 m) bei Bezděčín, etwa 10 km nördlich von Turnov. Am letzteren Standort sind die cenomanen Sandsteinschichten durch die Nähe der Lausitzer Überschiebung steil stehend (110°/65° SW).

An den höher gelegenen kreidezeitlichen Sandsteinfelsen von Adersbach-Weckelsdorf/Teplicko a Adršpašské skály und an den Braunauer Felsen/Broumovské stěny konnten keine Brandungshohlkehlen festgestellt werden.

Die gefundenen höchsten Brandungshohlkehlen deuten darauf hin, dass der Elbeisstausee eine wesentlich größere Ausdehnung erreichte als bisher angenommen (Eißmann 1997). Bei einem Wasserstand von 450 m dehnte er sich im Egertal bis Eger/Cheb, im Berounkatal bis etwa 40 km südwestlich von Pilsen, im Moldautal bis Budweis und im Osten bis 40 km östlich von Pardubice aus. Die östliche und südliche Abgrenzung muss durch weitere Untersuchungen bestätigt werden. Der tiefe Elbeisstausee und die Eisbelastung führten zu weiträumigen isostatischen Absenkungen in Sachsen und Böhmen.

5. Einfluss von isostatischen und epirogenetischen Bewegungen auf die Ausdehnung des Eisstausees

Die neuen Belege für die Höchstwasserstände der Eisstauseen lassen sich nicht nur durch glaziostatische Absenkungen erklären, sondern es treten vermutlich epirogenetische Bewegungen am Erzgebirgsabbruch und an der Lausitzer Störung (Überschiebung) auf. Mit dem Einbruch des Egertalgrabens im Miozän begannen Hebungen der Kippscholle des Erzgebirges, so dass die Höhendifferenzen bis heute mindestens 1000 m betragen. Durch das vorrückende elsterglaziale Inlandeis und den sich bildenden Eisstauseen wurden diese Hebungen vermutlich gestoppt oder waren eventuell rückläufig. Nach dem Abschmelzen des Eises und Entlastung durch den ausfließenden Eisstausee kam es vermutlich zur verstärk-

ten epirogenetischen Hebung der Erzgebirgsscholle und des Lausitzer Blockes. Brause et al. (1981) nehmen an, dass sich die Bautzener Scholle postelsterkaltzeitlich herausgehoben hat. Auch in Tschechien nimmt man tektonische Bewegungen an, die vor der Saale-Eiszeit stattfanden (Šibrava 1966). Nachfolgend wird für die stärkeren epirogenetischen Hebungen nach der Elster-Kaltzeit ein grob geschätzter Wert von etwa 10 bis 20 m angenommen.

Das elsterglaziale Inlandeis hat Sachsen vor ungefähr 260.000 Jahren erreicht. Die isostatische Absenkung setzt sich aus elastischer Zusammendrückung und Kompression der Lithosphäre, sowie viskosen Massenverlagerungen in der Asthenosphäre zusammen. Der elastische Anteil an der Gesamtabenkung tritt sofort nach der Belastung ein und klingt nach der Entlastung schnell ab. Der Betrag der vertikalen Ausgleichbewegungen ist (Ahnert 1996)

$$h = + d \frac{S_g}{S_m} \text{ (m), wobei}$$

h = Betrag der Krustenbewegung (positiv, wenn Hebung; negativ, wenn Senkung)

d (m) = Mittlerer Betrag der Abtragung (positiv) oder Ablagerung (negativ)

S_g = Spezifische Dichte des abgetragenen bzw. abgelagerten Eises oder Wassers

S_m = Spezifische Dichte des Mantels (= 3,3)

Bei Belastung durch Eis mit einer spezifischen Dichte von $S_g = 0,9$ bewirkt demnach eine isostatische Senkung von $0,9/3,3 = 0,27$, bei Belastung durch Wasser von $1/3,3 = 0,30$, d.h. um 27 % bzw. 30 % einer mittleren Zusatzlast. Die Landoberfläche lag vor der Bildung des Elbeisstausees im böhmischen Becken bei etwa 210 m. Demgegenüber liegen die höchsten Brandungshohlkehlen am Nordwest- und Nordrand abzüglich der späteren epirogenetischen Hebung bis mindestens 450 m Höhe, so dass es bei der kontinuierlichen Füllung des Eisstausees zu einer allmählichen hydroisostatischen Absenkung des Gebietes kam. Sie beträgt

$$h = 240 \times 1/3,3 = 72 \text{ m.}$$

Der größere viskose Anteil baut sich allmählich auf, wobei die Verzögerung zwischen maximaler Belastung und Endsenkung durch Massenausgleich bis zu 10.000 Jahre beträgt (Meur 1998). Der 1. Vorstoß der Elster-

Kaltzeit erfolgte bis zu seinem Maximalstand unter kaltriden Bedingungen relativ schnell und bestand im Elbegebiet nur kurzzeitig (vermutlich insgesamt etwa 2.200 bis 4.000 Jahre), so dass sich die berechneten Absenkungsbeträge nicht einstellen konnten (maximal etwa 50 m). In der nachfolgenden Zerfallsphase des Eises (Miltitzer Intervall) schmolz das Inlandeis bis zu 200 km zurück und führte gemeinsam mit den auslaufenden Eisstauseen zu Erosion (Präger 1976) und Akkumulation. Das zweite Elstereis stieß unter wärmeren Bedingungen aber geringerer Reichweite nach Süden vor. Die Aufstauhöhe der Talseen blieb aber vermutlich wesentlich niedriger als beim ersten Eisvorstoß (im Elbegebiet etwa bis 370 m NN). Die im Abklingen durch den ersten Vorstoß ausgelöste hydroisostatische Absenkung wird durch den zweiten Vorstoß vermutlich nur einen schwachen zusätzlichen Impuls erhalten haben.

Durch die Abwanderung der viskosen Asthenosphäre verbiegt sich die Lithosphäre, so dass der Einflussbereich sich wesentlich weiter ausbreitet (300 bis 500 km). Die verdrängten Massen führten im Randbereich der vergletscherten Gebiete zu Hebungen (50 bis 100 m) und nach Abtauen oder Abfließen des Eisstausees zu Senkungen. Beim Höchststand des Elbeisstausees erstreckte er sich weit nach Osten (bis zu 200 km, Fläche etwa 27.000 km²). Eventuell entwässerte er kurzzeitig (50 bis 100 Jahre) über Einsattelungen nordöstlich und südöstlich von Česká Třebová (Třebovické sedlo 430 m) in das Einzugsgebiet der Donau (Anlage 2). Die Überlaufschwelle bei Česká Třebova lag im Elsterhochglazial vermutlich höher (etwa 440–460 m).

Über die Mährische Pforte (310 m) östlich von Hranice/Mährisch Weißkirchen (Hantke 1993), die vermutlich durch die glaziisostatische Randwulst etwa 330 bis 340 m NN empor gehoben wurde, floss der Odereisstausee ebenfalls zur Donau ab. Mit dem Rückzug des Inlandeises kam es mit einer zeitlichen Verzögerung von mehreren 1000 Jahren zu Senkungen der Randwulst.

Nach Rückzug der Gletscher erfolgt die Hebung der Landoberfläche ebenso langsam und klingt nach etwa 10.000 bis 15.000 Jahren allmählich aus. Beispielsweise werden im Bereich des spätweichselzeitlichen Vereisungszentrums in Schottland Hebungen von 1,5 mm/Jahr gemessen (Shannon 1989).

Der Eisstausee besaß damit vermutlich eine maximale Tiefe von etwa 240 m (Volumen etwa 13.000 km³), wobei das böhmische Becken vermutlich auf etwa 160 m NN abgesunken war. Die Eisbarriere, die den Eisstausee

im Erzgebirge und im Isergebirge abriegelte, muss eine Höhe von mindestens 470 m NN erreicht haben. Eißmann (1997) nimmt in Nordsachsen eine maximale Eismächtigkeit von 750 m an, die eine isostatische Absenkung von maximal 200 m (bis auf etwa –100 m) verursacht. Die Eisoberfläche muss also dort eine Höhe von 650 m erreicht haben, so dass ein leichtes Gefälle der Eisoberfläche zum Eisrand bestand. Sie lag eventuell schon oberhalb der Firn- und Schneegrenze.

Im Elster-2-Spätglazial kam es zur bis 50 m tiefen Einschneidung im Elbsandsteingebirge. Diese großen Erosionsleistungen sind in einem verhältnismäßig kurzen Zeitraum (etwa 4.000 bis 8.000 Jahre) und/oder durch den Abfluss enormer Wassermengen (Gletscherläufe) entstanden.

6. Ausbreitung des elsterglazialen Inlandeis und der Eisstauseen im Elbegebiet

An der von Nordosten vorstoßenden Inlandeisfront floss das Eisschmelzwasser und die von Süden kommenden Flüsse vermutlich am Eisrand nach Nordwesten ab. Beim Erreichen des sächsischen Hügellandes änderte sich die bisherige Vorstoßgeschwindigkeit. Nur in größeren nach Süden erstreckenden Ausbuchtungen (Leipziger Tieflandsbucht, größere Flusstäler) stieß das Eis vermutlich in etwa gleich bleibender Geschwindigkeit weiter vor. Die vorwiegend nach Norden und Nordwesten entwässernden Bäche und Flüsse wurden aufgestaut und die sich bildenden Stauseen wanderten entsprechend des Eisvorstoßes flussaufwärts.

Das Eisoberflächengefälle beeinflusst wesentlich wie weit das Inlandeis im ansteigenden Gelände zurückbleibt. Viète (1960) wertete Eisoberflächengefälle von rezenten Inlandeis Massen aus und schlussfolgerte für das pleistozäne Inlandeis in der Randzone bis etwa 50 km Abstand mit mindestens ein Gefälle von 1 : 50 bis 1 : 100.

Angaben über die Vorstoßgeschwindigkeit des Inlandgletschers und der Stauseetiefe und -ausdehnung wurden von Junge (1998) im Bereich der Leipziger Tieflandsbucht ermittelt. Die Vorstoßgeschwindigkeit schwankt zwischen ca. 600 m/Jahr und 900 m/Jahr. Bei einer zurückgelegten Strecke des Inlandgletschers von nördlich Delitzsch (Stadium A) bis Borna (Stadium F) stieg der Eisstauseespiegel in etwa 100 Jahren von ca. +85 m NN auf ca. +210 m NN

(durchschnittlich etwa 1,25 m/Jahr) an. Vom Stadium A bis C (etwa 40 Jahre) lag das Inlandeis im Bereich nördlich von Delitzsch. Dabei vergrößerte sich der Eisstausee von 25 km auf etwa 50 km Länge und die Tiefe von 25 m auf maximal 90 m! Der sich wesentlich vergrößernde Stausee behinderte ein weiteres Vordringen der Eisfront, die vermutlich auf knapp 100 m Höhe anwuchs. Ab dem Stadium C kam es vermutlich zu einer über die Hochflächen reichende komplette Überstauung der Leipziger Tieflandsbucht. Vom Stadium C bis F rückte das Inlandeis in etwa 60 Jahren bis zur Linie Borna-Neukieritzsch in einer Höhe von etwa 140 m vor (Anstieg etwa 1 m/Jahr). Am Ende des Stadium F betrug die Stauseelänge ungefähr 20 km Länge, die maximale Stauseetiefe wird mit 70 m eingeschätzt. Der etwa 55 km nordöstlich von Altenburg liegenden Collmberg (316 m NN) ragte aus dem 210 m hochgelegenen Eisstausee heraus, wobei zu dieser Zeit bereits eine Verbindung zum Elbeisstausee vermutlich bestand. Je höher die Eisfront ist, umso besser kann das Eis geringfügige Höhenunterschiede überwinden. Für die nach Norden zunehmender Eismächtigkeit wird von folgendem geschätzten Eisoberflächengefälle ausgegangen:

Entfernung	Eisoberflächengefälle	Eismächtigkeit
0–2,5 km	1 : 50	40–100 m
–10 km	1 : 75	–150 m
–20 km	1 : 100	–250 m
–50 km	1 : 100	–550 m

In den Anlagen 1 wurden der Verlauf des Eisrandes zur Zeit der Stadien F, G und H überschlägig dargestellt. Dabei muss man davon ausgehen, dass der ostsächsische und der westsächsische Elster-1-glaziale Eisstrom etwa gleichzeitig Sachsen erreichte. Ansonsten muss mit größeren Abweichungen von mehreren Kilometer nach Norden oder Süden gerechnet werden.

Die etwa in West-Ost Richtung verlaufende Eisfront riegelte ebenfalls die Elbe ab. Der Eisrand im Elbegebiet befand sich zu Beginn des Stadiums C etwa nördlich von Riesa (etwa 90 m NN) am allmählichen Anstieg vom nordsächsischen Tiefland zum mittelsächsischen Hügelland. Am Ende des Stadiums E reichte der Eisstausee bis ins Böhmisches Becken und es wurden vermutlich die Bändertone von Wehlen, bei Dohna, Struppen und bei Děčín gebildet.

Der jährliche Anstieg des Eisstausees ist unterschiedlich und abhängig von der Menge des zufließenden Was-

sers (Niederschlags- und Schmelzwasser) und vom Stauseevolumen. Ab dem Stadium C nach Junge (1998), in dem bereits eine über die Hochflächenbereiche hinweg greifende komplette Überstauung der Leipziger Tieflandsbucht anscheinend bestand, kann eine Verbindung mit dem Elbeisstausee angenommen werden. Im Elbgebiet erreichte der Inlandgletscher zu Beginn des Stadiums F etwa die Linie Riesa – Großenhain. Infolge des großen Stauseevolumens erfolgt der Anstieg kontinuierlich, so dass auch im Elbeinzugsgebiet mit einem durchschnittlichen Anstieg von 1,40 m/Jahr gerechnet werden muss.

Während das Elster-1-Eis unter extrem kalt-ariden Bedingungen im Flachland relativ rasch vorstieß, verringerte sich die Geschwindigkeit infolge schlecht deformierbarer Gesteine im ansteigenden sächsischen Gebiet. Der vorstoßende Gletscher besitzt eine steilere Stirn und es stellte sich ein sog. Schubfließen (Compressive Flow) ein, bei dem sich aufwärts gerichtete Bewegungsbahnen ausbilden mussten. Der starke Geländeanstieg im Bereich des Keulenberges (413 m NN) bildete ebenfalls eine Barriere für den vorrückenden Inlandgletscher, so dass dort vermutlich die horizontale Vorstoßgeschwindigkeit weiter abnahm. Im Elbtal dehnte sich der vorauseilende Lobus vermutlich mindestens bis Pirna aus und bedeckte vermutlich die Bändertone südlich von Dohna (vermutlich ca. 80 bis 100 Warven). Damit ergibt sich für die etwa 50 km während des Stadiums F zurückgelegte Strecke im Elbtal eine durchschnittliche Vorstoßgeschwindigkeit von etwa 500 bis 625 m/Jahr. Der Anstieg des Gletschers betrug etwa 0,65 bis 0,81 m/Jahr und war wesentlich geringer als in der Leipziger Tieflandsbucht. Am Ende des Stadiums F stieß das von Norden kommende Inlandeis vermutlich durch die schmale Einsattlung bei Dürrröhrsdorf (etwa 210 m NN) in das Porschendorfer Becken bis in das in etwa 170 m Höhe liegende Elbtal (Oberfläche der Frühelsterterrasse des Streumener Elbelaufes). Es wird angenommen, dass am Ende des Stadiums F das von Norden vorstoßende Inlandeis mit der etwa 40 bis 60 m mächtigen Eiszunge im Elbtal vereinigte und in dem etwa 70 bis 90 m tiefen Elbstausee bereits die Grundberührung verloren ging. Damit begann die Ausprägung von schwimmenden Eisblöcken, die später bei einer Eisstauseehöhe von etwa 350 bis 400 m NN vermutlich eine schwimmende Eiszunge bildete.

Das präelsterglaziale Relief war bereits stark gegliedert und die Tafelberge einschließlich der Felsreviere existierten bereits in einer der heutigen etwa ähnlichen Form (Andreas 1965). Mit dem Vordringen des Elster-1-Glet-

schers wurden die vorhandenen Täler zugeschüttet. In den vorhandenen Senken und Tälern sedimentierten glazilimnische, glazigene und glazifluviale Bildungen, die besonders im Nord- und Nordwestteil des Elbsandsteingebirges größere Mächtigkeiten (Struppener Rinne) erreichten. Die vorhandenen Hohlformen (Schluchten) wurden mit Moränenmaterial und Eisblöcken verschüttet, über den der Gletscher leichter gleiten konnte. Teilweise blieben dadurch Felsbildungen unter dem Niveau der Ebenheitsflächen erhalten, zumal auch die Vorstoßgeschwindigkeit sehr gering war. Beispielsweise steht die Bastei mit der Rathewalder Fläche, die präelsterzeitlich abgetrennt war, als Folge der elsterzeitlichen Nivellierung heute flächenhaft in Verbindung.

Um tiefer in das Elbsandsteingebirge vorzustoßen, musste das Inlandeis eine Höhe von mindestens 260 m NN überwinden. In Fortsetzung der Gliederung von Junge (1998) wird das Stadium mit G bezeichnet, wobei der Beginn bei 210 m NN lag. Nach Überwindung der Lausitzer Hochfläche, deren Südbegrenzung Höhen zwischen 250 und 350 m (Triebenberg 383 m) aufweist, erfolgte ein breiter Vorstoß von Norden über das Porschendorfer Becken bis auf die Struppener Ebenheit (Anlage 1).

Eine Eiszunge schob sich zwischen den Bärensteinen und Lilienstein bis Bad Schandau vor, wobei die Bändertone von Struppen überlagert wurden. Der Elbtallobus riegelte kleinere Täler ab. Es wird aber angenommen, dass der Wasserspiegel des Eisstausees infolge zunehmenden Stauvolumens langsamer anstieg (etwa 0,60 bis 1,00 m/Jahr). Bei einer angenommenen Wassertiefe von 70 bis 90 m (bis 350 m NN) erreichte der Stausee den Lilienstein und Pfaffenstein.

Oberhalb von 260 m NN beginnt das Stadium H, das bis zur derzeitigen bekannten Maximalausbreitung des Elster-1-Eises reicht und annähernd durch die Feuersteinlinie markiert wird. Diese Linie verläuft meist oberhalb von bekannten Aufschlüssen von glazigenen Ablagerungen (Gschiebelehm auf Bänderton am Brückenberg in Zwickau). Südlich von Hausdorf tritt Grundmoräne in 345 m NN Höhe auf. Oberhalb davon fehlen im Elbsandsteingebirge glazigene Ablagerungen. Die Feuersteinlinie liegt in West- und Mittelsachsen um 400 m NN Höhe (Wolf & Schubert 1992) und steigt in Ostsachsen auf Höhen 400 bis 500 m NN (Sudeten 600 m NN) an.

Durch den allmählich ansteigenden Eisstausee kam es anfangs zur Kalbung von Eisbergen und später zum Aufschwimmen des Eisrandes, der bei Wassertiefen des Stausees von mehr als $\frac{3}{4}$ der Gletschereismächtigkeit er-

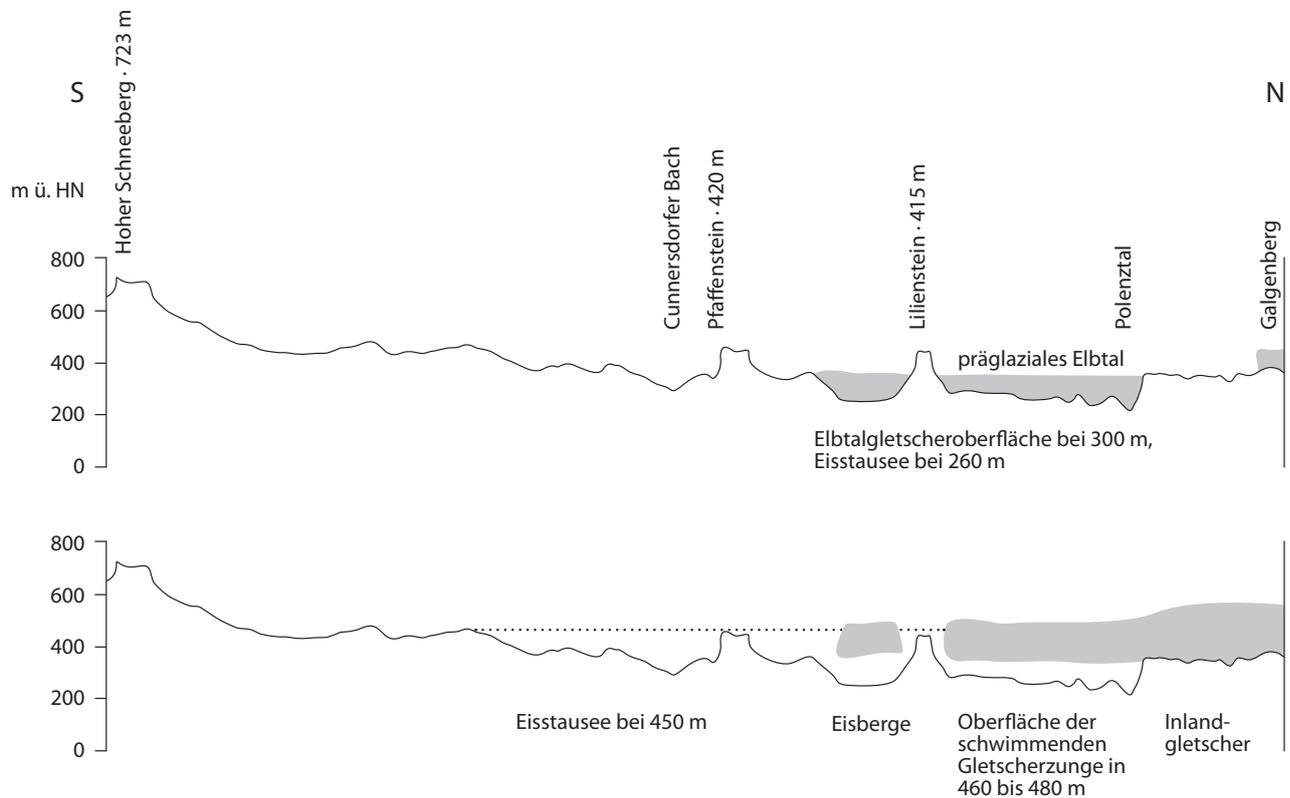


Abb. 13: Nord-Süd-Schnitt durch das Elbsandsteingebirge, Elster-1-glaziale Vereisungstadien.

Fig. 13: N-S section of the Elbsandsteingebirge with Elsterian-1-glaciation stages.

folgt. Bevor die Gletscherzunge aufschwimmt, kalbt sie weg (auftriebsinduzierte Kalbung). Die Kalbung ist ein sehr effizienter Ablationsmechanismus und bewirkt einen deutlich schnelleren Massenverlust, als durch Oberflächenschmelze allein möglich ist. Der Massenverlust wird durch rascheres Nachströmen wettgemacht. Dies führt zu einer Absenkung der Gletscheroberfläche und zu einer Ausweitung des Einzugsgebietes (Hughes 1987) und damit zum Aufschwimmen der Eisdecke in einem zunehmend tieferen Eisstausee.

Mit höher ansteigenden Wasserspiegel und vergrößerten Wasservolumen breitete sich der Eisstausee langsamer aus. Die hohe Wärmekapazität des Wassers verursachte im Sommer vermutlich Abtauvorgänge an der Eisfront, größere Eisabbrüche und verhinderte ein weiteres Vordringen des Inlandeises. Die Eismächtigkeit wird im Bereich Rathewalder Hochfläche (etwa 350 m NN) auf mindestens 120 m geschätzt, wobei das Inlandeis nach Süden eventuell allmählich in eine schwimmende Eisdecke übergeht. Diese lässt sich vom aufliegenden Inland-

eis nicht immer zweifelsfrei abgrenzen. Im Elbsandsteingebirge ist die Aufschwimmungsgrenze vermutlich mit der Feuersteinlinie identisch. Es ist anzunehmen, dass ähnliche Verhältnisse wie am Hays-Gletscher (West-Enderbyland; Eger u. a. 1981) bestanden, bei dem eine ca. 500 m mächtige aufsitzende Gletscherfront von einem schwimmenden Zungenteil begrenzt wird.

Die zahlreichen isoliert stehenden Felstürme und -nadeln im Bereich der Täler (Elb-Bielatal, Rathener Grund) und Steine (Pfaffenstein, Schrammsteine) sind vermutlich unter der aufschwimmenden Eisdecke erhalten geblieben.

Die sich nach Süden ausbreitende schwimmende Gletscherzunge erreichte bei der Maximalausdehnung im kreidezeitlichen Sandsteingebiet (Elbeisstausee) etwa eine Höhe von 460 m. Die schwimmende Eisdecke drang vermutlich im niedrigeren Elbtal über Arnoltice (Grahmann 1957) bis zum České Středohoří/Böhmisches Mittelgebirge vor und verursachten eventuell beim Absinken des Stausees die durch Eisdruck beobachteten Störungen auf der Fokschen Höhe in Děčín (Šibrava 1966).

Im Erzgebirge erstreckten sich vermutlich Gletscherzungen und der Eisstausee in die teils verzweigten präelsterzeitlichen Täler. Bis in den oberen Teil der größeren Täler breiteten sich mitunter aufschwimmende Gletscherzungen aus. Talabwärts nahm die Eismächtigkeit zu und bedeckte die angrenzenden Hänge, so dass es zur mehr oder weniger vollständigen Abriegelung der Talstauseen mit unterschiedlichen Höhenlagen kam. Die vom Gletscher abgebrochenen Eisblöcke und Teile der schwimmenden Eisdecke können an den Talhängen aufliegen und somit vermutlich zusätzlich die einzelnen Talsysteme voneinander abdichten. Am Erzgebirgsrand kann damit eine kaskadenförmige Absenkung des hoch aufgestauten Elbeisstaueses erfolgen, etwa ähnlich wie es an den instabilen proglaziären Eisrandstauseen in Westgrönland beschrieben wurde (Scholz 1997). Als ein Hinweis dafür kann das Vorkommen von Bänderton am Brückenberg in Zwickau in 310 und 340 m NN angesehen werden, das von mehrere Meter mächtige Grundmoräne überlagert wird. Grahmann (1957) nimmt deshalb an, dass hier das Eis noch recht mächtig gewesen sein muss und wahrscheinlich noch ziemlich weit ins Muldetal vordrang. Die bis in 580 m NN Höhe reichenden Glazialablagerungen bei Boguszow/Gottesberg (östlich des Riesengebirges) sind vermutlich ebenso durch eine partielle Abriegelung entstanden, während weiter östlich der Oderstausee über die Mährische Pforte (in einer Höhe von etwa 310 m NN) zur Donau entwässerte.

Die hohe Eismächtigkeit entstand vermutlich durch eine spontane Vereisung am Ende der Elster-1-Eiszeit. Durch die Ausdehnung des europäischen Eisschildes bis in gemäßigte Breiten entstehen schneebringende Stürme, die an diese Breiten gebunden sind und nicht in den hohen Norden gelangen (Klostermann 1999). Dadurch waren die polaren Eisschilde zu diesen Zeiten unterernährt. Der südliche Eisrand dagegen erfuhr infolge der zonalen Strömungen während der Stadiale einen starken Massenzuwachs. Die großflächige gleichzeitig einsetzende Schneeakkumulation im Verlauf weniger Jahrhunderte führte zur Ausbildung eines vermutlich höher liegenden Eisschildes, das vermutlich höher reichte als im nördlichen Vorland und damit den Eisstausee abriegelte. Präger (1976) nahm die Gipfelklippen (z. B. Czorneboh 555 m) als eisfrei an und schloss daraus auf eine nach Norden einfallende Eisoberfläche in diesem Gebiet. Die ausfließenden Wassermassen aus den Eistauseen konnten deshalb im Spätglazial die niedrig liegenden Eisflächen überfluten und in Gletscherspalten bis zum Erdboden absinken. Dadurch konn-

ten das Eis gehoben werden und beim unterirdischen Abfluss entstanden hydromechanisch tief eingeschnittene unterschiedlich lange Abflussrinnen unter dem Eis.

Die Inlandeismassen wurden beim Höchststand vom Eisstausee begrenzt und nur die Kammbereiche von Erzgebirge, Elbsandsteingebirge, Zittauer Gebirge und einzelne hohe Berge (Klič/Kleis 759 m) ragten vermutlich als Inseln aus dem Eisstausee heraus. Der Verfasser nimmt beim Höchststand der Inlandeismassen während des Elster-1-Glazials an, dass der Elbeisstaueses im Osten durch das über den Bergsattel von Jitrava (Pankraz, 423 m) geflossene Eis und im Elbsandsteingebirge durch die Eisbarriere zwischen Großen Winterberg und Děčinský Sněžník (Hoher Schneeberg) abriegelt war.

Zerfiel während der Interstadiale sowie während der Spät-Glazial-Zeiten das Eis der gemäßigten Breiten, entstanden meridionale atmosphärische Strömungen, die feuchtigkeitsbeladenen Stürmen den Weg von Süden nach Norden eröffneten. Im Bereich des polaren Eises kam es daher während dieser Zeiten zum Gletscherwachstum (Klostermann 1999).

Der Rückzug des Inlandeises erfolgte wahrscheinlich in einem Zeitraum von vermutlich etwa 2.000 bis 3.000 Jahren (Rückzugsraten von etwa 100–200 m pro Jahr). Danach stieß das Inlandeis wieder unter wärmeren klimatischen Bedingungen (Alexowsky et al. 1997) nach Süden vor. Der Elster-2-Gletscher soll im Osten von Sachsen weiter als beim 1. Vorstoß vorgestoßen sein (bis etwa 450 m NN). Der Gletscher war im Nordwesten durch die Überflutung durch den auslaufenden Elbeisstausee offensichtlich weiter zurückgewichen und stieß im Elbegebiet nur bis in etwa 300 m NN Höhe vor.

Derzeitig lässt sich nicht klären, ob die Brandungshohlkehlen im Dippoldiswalder Raum und im Elbsandsteingebirge in einem zusammenhängenden großen Eisstausee entstanden sind oder ob es sich um Teilabriegelungen handelt. Unbestritten ist eine zeitweise Teilabriegelung der Neiße, deren Eisstauseewasser über den Pass von Jitrava/Pankraz in das Böhmisches Becken überlief und dann in den Elbeisstausee abfloss.

Es wird versucht, die Zeitdauer vom Erreichen der Eisfront bei 90 m NN bis zur höchsten Brandungshohlkehle bei 460 m abzuschätzen. Vom Stadium A bis F (bis 210 m NN) waren etwa 66 (Leipziger Tieflandsbucht) bis 120 Jahre erforderlich. Für das Stadium G (bis 260 m NN) stieg der Eisstausee vermutlich etwa 0,60 bis 0,70 m/Jahr, das ergibt etwa 80 bis 100 Jahre. Der Staauraum nimmt nach oben rasch zu und damit erfolgte ein langsa-

merer Anstieg des Wasserspiegels. Weiterhin verringert sich allmählich das nicht überflutete Einzugsgebiet, so dass die zufließende Flusswassermenge abnimmt. Sobald der Eisstausee die Schneegrenze erreichte (vermutlich oberhalb von etwa 400 m NN während des Hochglazials), verminderte sich der Zufluss wesentlich. Mit zunehmender Ausbreitung der Inlandeisdecke verringerten sich die Niederschlagsmengen, weil die Ozeane kälter und das Reflexionsvermögen (Albedo) erheblich erhöht wurden, so dass immer weniger Wasser verdunstete. Im kalt-ariden Klima der Elster-1-Kaltzeit fielen vermutlich nur etwa 200 bis 300 mm/Jahr. Es wird angenommen, dass der jährliche Anstieg des Eisstausees auf etwa 0,10 m/Jahr abnimmt und der größte Teil der Niederschläge zum Wachsen der Eisdecke beitrug.

Daraus ergibt sich folgende überschlägige Berechnung für die Zeitdauer des Elster-1-glazialen Elbeisstausee:

Höhe	Anstieg m/Jahr	Jahre
90–210m	1,10–0,70	120– 200
210–260m	0,70–0,50	80– 100
260–360m	0,50–0,30	200– 350
360–460m	0,30–0,10	350–1.000
Stagnationszeiten + Oszillation		350– 500
1.100–2.150		

Für die Einschätzung der isostatischen Gesamtabsenkung in der Elstereiszeit ist die Zeitdauer der Eis- bzw. der Eisstauseebelastung von ausschlaggebender Bedeutung. Hinzu kommt der Zeitraum den der Inlandeisgletscher von Norwegen bis nach Nordsachsen brauchte (vermutlich etwa 15.000–18.000 Jahre). Die Zeitspanne des Elster-1-Eiszeit wird nach neueren Erkenntnissen (Eißmann 2003) auf etwa 20.000 Jahre geschätzt und entspricht den aus Eisbohrkernen ermittelten etwa 20.000 Jahre langen Präzessionszyklus.

Das Elster-2-Eis stieß unter wärmeren Bedingungen nach Süden vor. In den Mittelgebirgstälern stauten sich vor dem Eisrand Stauseen auf, in denen jedoch wesentlich mächtigere glazilimnische Sedimente (am Feistenberg maximal 15 m, Basis bei 175 m NN) ablagerten wurden. Infolge mehrfachen Oszillierens des Eisrandes kam es zu einer Wechsellagerung von Beckenbildungen, Geschiebelehm und Schmelzwasserkiesen, wie man in Struppen (Bohrung 23 von 216,00 bis 227,80 m NN) antraf. Das Elster-2-Eis stieg nicht wesentlich über die Höhenlinie von 300 m NN im Elbegebiet (Alexowsky et al. 1997), während in der südlichen Oberlausitz die 400 m NN

überschritten wurde. Der Eisstausee verhinderte offensichtlich ein weiteres Vordringen des Inlandeises. Beim Maximalstand lag der Eisstausee aber wesentlich tiefer (etwa 340 bis 360 m NN) als zur Zeit der Elster-1-Vereisung. Der Abfall des Eisstausees war vermutlich diskontinuierlich, so dass in Stillstandszeiten eventuell weitere Brandungshohlkehlen gebildet werden konnten.

Auf Grundlage der vorangegangenen Betrachtungen soll eine erste Einschätzung zur zeitlichen Entstehung der Brandungshohlkehlen erfolgen. Wie die z. T. hohen Sedimentationsraten in den Bändertonen beim ersten Elstervorstoß und besonders beim zweiten Vorstoß zeigen, waren die Eisstauseen im Flachlandbereich während des Sommers eisfrei. Es konnten sich deshalb im Sandstein Brandungshohlkehlen ausbilden. Mit höher steigendem Gelände und damit abnehmenden Temperaturen verringerte sich im Sommer die eisfreie Zeit der Eisstauseen und damit der Sedimenteintrag. Besonders in der kalt-ariden Zwickauer Phase muss davon ausgegangen werden, dass über 300 bis 400 m Höhe die Eisstauseen im Sommer vermutlich nur geringfügig oder nicht auftauten und damit sich keine Brandungshohlkehlen bilden konnten. Erst mit Beginn eines wärmeren Klimas (Miltitzer Intervall) waren im Sommer die Wasserflächen längere Zeit eisfrei.

Mit dem Rückzug der Inlandeismassen sank allmählich der Wasserstand des Eisstausees und es konnten sich zahlreiche Brandungshohlkehlen im Sandstein bilden. Ähnliche Verhältnisse herrschten auch am Ende Elster-2-Eiszeit (Markranstädter Phase). Wegen der vermutlich geringeren maximalen Höhe des Elster-2-Stausees liegen die eventuell neu entstandenen Brandungshohlkehlen unterhalb von etwa 360 m. Thome (1998) nimmt an, dass eine Eisrandentwässerung des Elbstausees westlich von Erfurt durch die Nesse in den im Werratal bestehenden Weserstausee erfolgte. Während des Elsterglazials erreichte der Wesereisstausee sehr wahrscheinlich Wasserstände um 300 m NN. Der Überlauf bestand in ca. 280–290 m NN Höhe. Eventuell hatte der Elbeisstausee zeitweise einen längeren konstanten Wasserstand, so dass sich Brandungshohlkehlen im festeren Postaer Sandstein ausbilden konnten (am Einsiedler in 340 m NN).



Abb. 14: Keulenberg mit durch Inlandeis umgelagerten bis 50m³ großen Felsblöcken.

Fig. 14: Keulenberg with boulders up to 50m³ relocated by inland ice.



Abb. 15: Pfaffensteingipfel mit Strudeltopf in 418 m Höhe, rechts oben Abflussrinne.

Fig. 15: Summit of Pfaffenstein with pothole at 418 m a.s.l.; drain trough on the upper right.

7. Auswirkungen des elsterglazialen Inlandeises und der Eisstauseen

Der von Norden kommende Inlandgletscher umfloss anfangs höhere Berge (Keulenberg) und mit steigender Gletschermächtigkeit bedeckte er später die nördlich des Elbtales liegenden Bergkuppen. Beim Umströmen der obersten Felsklippen auf dem Keulenberges kam es zu Verschiebungen von großen Blöcken auf der Westseite (Abb. 14). Bei einer angenommenen Höhe von 480 m des abriegelnden Gletschers südlich von Bad Schandau, lag die Eisoberfläche im Bereich des etwa 40 km nordwestlich davon liegenden Keulenberges in mindestens 700 m Höhe.

Die Kamenz-Elstraer Berge waren unter einer mächtigen Eisdecke, während die höheren Lausitzer Berge (Czorneboh 555 m) mit Gipfelklippen vermutlich aus dem Eisstausee herausragten.

Am Westrand des Pfaffensteinplateaus tritt eine kesselförmige Vertiefung auf (ein sog. Opferkessel), die etwa 0,70 m bis 1,40 m tief und 2,00 m Durchmesser aufweist (Abb. 15) und einen 0,20 m breiten sowie etwa 0,40 m tiefen Ablauf besitzt. Die rinnenartige Vertiefung setzt sich an den anschließenden senkrechten Felsen fort. Der Opferkessel unterscheidet sich damit deutlich von den durch Verwitterung entstandenen flachen wannenförmigen Gebilden auf anderen Gipfel Flächen (Großer Zschirnstein).

Die Tafelberge (Pfaffenstein, Königstein) wurden beim Eishöchststand vermutlich von der schwimmenden Eiszunge bedeckt. Der sog. Opferkessel kann auch durch herabstürzendes Gletscherwasser entstanden sein und einen Strudeltopf gebildet haben. Dieser Gletschertopf spricht für eine Eisbedeckung auf dem Pfaffenstein.

Die glazigenen Störungen in der Kiesgrube Waltersdorf und an der Fokschen Höhe bei Děčín werden auf Eisdruck und Austauen von Toteis zurückgeführt. Beim Absinken des Eisstauseespiegels können auch die ehemals aufschwimmende Eiszunge oder gestrandete Eisberge diese Auswirkungen hervorgerufen haben.

Unter den derzeitigen klimatischen Bedingungen entstehen an den Felshängen durch Auswitterung von tonigeren Horizonten je nach Bankmächtigkeit mehr oder weniger große Überhänge.

Mit der Vergrößerung der Überhänge wird allmählich die Biegezugfestigkeit des Sandsteines überschritten, so dass es zum Abbruch kommt. Im Elbsandsteingebirge überwiegt die Bewegungsart Kippen, da der Schwerpunkt des Felskörpers unterwittert wurde (Pohlenz 1990). Durch den Eisstausee und den Gletscher überwiegen andere umfangreichen Blockbewegungen:

1. Durch den ansteigenden Eisstausee erfolgte im Sandstein und den unterlagernden Schichten (Tonlagen und tonige Verwitterungsschichten) eine Wassersättigung. Es kam in einigen Gebieten zu Gleitbewegungen von Sandsteinblöcken, deren Größe abhängig vom

Abstand der Großklüfte ist. Größere Blockbewegungen fanden östlich von Berggießhübel an den Hängen des Gottleuba- und Bahratales statt (Johnson 1984). Auf den flach (2 bis 3°) nach Nordosten einfallenden Lohmgrundmergel kam es zu Bewegungen von bis zu 500 m³ großen Blöcken, die jetzt bis 150 m von der Abbruchwand entfernt liegen.

Der weite Transport lässt sich zusätzlich auch auf lang anhaltende Kriechbewegungen in den Periglazialzeiten zurückführen. Weitere umfangreiche Blockbewegungen erfolgten im oberen Hangbereich des Gottleubatales westlich von Berggießhübel. Dort glitten bis 1000 m³ große Blöcke (Brandstein) auf den unterlagernden Phyllit ab (Pohlentz 2008). Die unterschiedlich stark geneigten Sandsteinblöcke wurden nach Südwesten umgelagert und können eventuell auch durch Eisschub des von Nordwesten vorrückenden Inlandgletschers dorthin verfrachtet worden sein. Wesentlich geringere Bewegungen führten im mittleren Teil des Dürrebielgrundes zu einer Verengung des Tales.

2. Die geringere Festigkeit bei wassergesättigten Sandsteinen führte an hohen Felswänden zum Zerdrücken von weniger festen, oft tiefer liegenden Sandsteinpartien, so dass sich unterschiedlich große Blöcke mehr oder weniger grundbruchartig talwärts verschoben (z. B. Einsiedler am Pfaffenstein, Abb. 4). Während der Schiefstellung der Felskörper blieb der Schwerpunkt im Bereich der Auflagefläche. Die Bewegungen traten vorwiegend beim Anstieg und beim Absinken des Eisstausees auf.
3. Im Bereich der vermutlich aufliegenden schwimmenden Gletscherzunge (z. B. im oberen Bielatal und im Bereich des Katzsteines) lassen sich einige größere Massenverlagerungen nachweisen. An der etwa 460 m hoch gelegenen Katzsteinnadel lassen sich ebenso wie an den nach Süden (entgegen dem Schichteinfallen nach Norden) umgestürzten Felsböcken Brandungshohlkehlen nachweisen. Nach der Bildung der Brandungshohlkehlen hat vermutlich die aufsitzende Eisddecke (oder Eisberge) die Blöcke umgelagert. Oberhalb der Ottomühle im Bielatal kam es ebenfalls zu umfangreichen Blockbewegungen, so dass dort einige Einsturzhöhlen (Bennohöhle, Tiefe Höhle) entstanden.

Als der Eisnachschieb am Ende der Elster-1- und 2-Eiszeit nachließ und der Elbeisstausee immer höher anstieg, wurde die blockierende Eisbarriere durchbrochen

oder das aufsitzende Eis gehoben. Größere Wassermassen des Eisstausees (Gletscherläufe) strömten schwallartig subglazial oder oberirdisch schnell ab. Dadurch entstand möglicherweise am nördlichen Elbtalhang bei Pirna-Posta der 5 m mächtige Blockschotter aus gut gerundeten, vorwiegend bis 80 cm großen Sandsteinblöcken (Alexowsky et al. 1997). Der im Nordwesten weiter reichende Rückzug des Elster-1-Inlandeises ist vermutlich auf die ausfließenden großen Wassermassen aus dem Eisstausee zurückzuführen. Teilweise lagerten sich Schmelzwassersande über abtaues Toteis ab (Präger 1985). Im Spätglazial der Elster-2-Eiszeit erodierten die großen abfließenden Wassermassen in relativ kurzer Zeit den neuen bis 50 m tiefen Elbabschnitt zwischen Coswig und Riesa in den festen Plutonit des Meißner Massivs. Die tiefer liegende Erosionsbasis der Elbtal-Glazialwanne unterhalb von Riesa wurde dadurch von Elbschottern, Schmelzwassersanden und -kiesen sowie weiter nördlich von bis 160 m glazilimnischen Schluffen und Feinsanden zugeschüttet. Ein Teil der Schmelzwässer floss vermutlich subglazial-hydromechanisch in ein sich bildendes Rinnensystem ab.

Es muss mit ähnlichen Verhältnissen gerechnet werden, wie beim Bruch des Eisdammes vor etwa 15.000 Jahren am Lake Missoula in den USA. Dort wurde durch das Inlandeis der Clark Fork River in einen 7.700 km² großen und bis 600 m tiefen Eisstausee aufgestaut, dessen Wassermassen mit 100 km/h Geschwindigkeit die Staaten Idaho, Washington und Oregon überfluteten und am Rande große Mengen Kies ablagerten

8. Schlussfolgerungen

Mit den neuen Erkenntnissen über den elsterglazialen Eisstausee ergeben sich folgende Konsequenzen:

1. Es konnte erstmalig nachgewiesen werden, dass im Elbsandsteingebiet konkav gekrümmte Brandungshohlkehlen auftreten. Sie unterscheiden sich deutlich von den konvex gekrümmten Hohlkehlen im Bereich von ausgewitterten Schichtfugen. Horizontale Brandungshohlkehlen (Typ 1) in schräg einfallenden Sandsteinschichten können nur durch die Brandung eines größeren Sees entstanden sein.
2. Durch den Nachweis der Brandungshohlkehlen konnte die maximale Höhe und Ausdehnung des elstergla-

zialen Eisstausees ermittelt werden. Bisherige Beobachtungen zeigen, dass die Brandungshohlkehlen im kreidezeitlichen Sandsteingebiet in Höhenlagen von 160 m bis 460 m anzutreffen sind.

Wegen der Höhenlage bis 460 m wird angenommen, dass die Wellen des elsterglazialen Eisstausees die Hohlkehlen geschaffen haben und deshalb der Eisstausee eine wesentlich größere Ausdehnung besaß als derzeit angenommen. Allerdings fehlt oberhalb der Feuersteinlinie bisher der sedimentologische Nachweis. Eine Unterscheidung zwischen Elster-1- und 2-glazialen Brandungshohlkehlen ist noch nicht möglich.

3. Es wurden flache Einmündungen und herausragende Leisten (Typ 2) in etwa regelmäßigen Abständen festgestellt, die vermutlich durch den jährlich abfallenden Eisstausee entstanden. Damit ergeben sich Anhaltswerte für die Zeitdauer des Rückzuges des Inlandgletschers.
4. Der Eisstausee erfüllte das gesamte Böhmisches Becken und entwässerte vermutlich während des Höchststandes in der Elster-1-Kaltzeit eventuell zur Donau. Dadurch kam es zu großflächiger hydroisostatischer Absenkung und der Eisstausee erreichte vermutlich maximal eine Tiefe von 240 m.
5. Der Erhalt zahlreicher isoliert stehender Felsnadeln und Türme, die mehr oder weniger deutliche Brandungshohlkehlen aufweisen, deutet darauf hin, dass während der Elstervereisung nur der nordwestliche Teil des Elbsandsteingebirges bis Bad Schandau vom aufliegenden Gletscher überfahren wurde. Anschließend breitete sich vermutlich eine schwimmende Eiszunge aus, die eventuell bis an den Kamm der Lausitzer Berge, des Elbsandsteingebirges und České Středohoří/Böhmisches Mittelgebirge reichte.
Der Verfasser nimmt aufgrund von Felsumlagerungen im höheren Bereich des Elbsandsteingebietes an, dass diese Erscheinungen durch den Eisstausee und eventuell durch eine schwimmende Eiszunge oder Eisberge verursacht sind.
6. Felswände, an denen elsterzeitliche Brandungshohlkehlen auftreten, besitzen deshalb ein Alter von mindestens 230.000 Jahre. Der große Anteil von Felswänden mit Brandungshohlkehlen bestätigt das von Pohlentz 1990 angenommene hohe Alter und damit die derzeit relativ geringe Gefahr für Verkehrswege durch Felsstürze.

7. Der schnelle und weitreichende Rückgang des Inlandsees nach Nordwesten im Elster-1-Spätglazial wurde vermutlich durch sog. Gletscherläufe des Elbeisstausees verursacht.

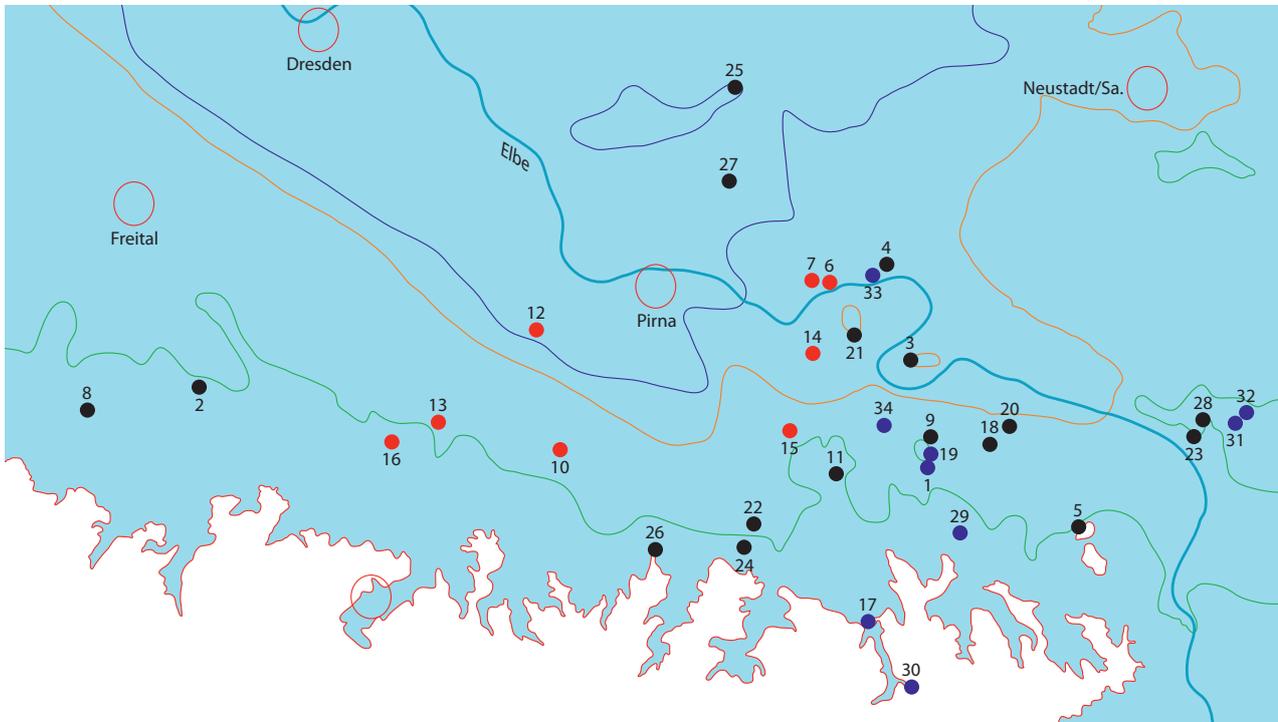
9. Danksagung

Für die Diskussionen und die Anregungen durch die Veröffentlichung „Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete“ möchte ich Herrn Dr. habil. Frank Junge (Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig) herzlich danken. Bei der Erkundung der Brandungshohlkehlen in Sachsen und Böhmen unterstützte mich mein Bergfreund Hasso Linke, der durch seine umfangreichen örtlichen Kenntnisse in Sachsen und Böhmen bei unseren zahlreichen gemeinsamen Wanderungen zur territorialen Abgrenzung beitrug. Dankbar nahm ich wertvolle Hinweise bei Gesprächen und einer Exkursion mit Herrn Prof. Kramer † an. Herrn Dr. Jan-Michael Lange danke ich für die Bereitstellung der Kartengrundlage von Böhmen und den Bemühungen zur Vorbereitung der Veröffentlichung. Herr Markward Fischer übernahm das Zeichnen der Karten.

10. Literatur

- Ahnert, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. – Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.
- Andreas, G. (1965): Beiträge zur Kenntnis der Reliefgestaltung des Elbsandsteingebirges im Früh- und Altpleistozän. – Ber. Arbeitskreis Sächs. Schweiz II, Dresden.
- Alexowsky, W., Wolf, L. (1996): Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete in Sachsen 1:50.000, Blatt Pirna 2769. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, 1. Aufl., Freiberg.
- Alexowsky, W., Wolf, L., Kurze, M., Tröger, K.-A. (1997): Geologische Karte des Freistaates Sachsen, Erläuterung zu Blatt 5049 Pirna, 3. Aufl., Freiberg.
- Alexowsky, W., Koch, E.A., Kurze, M., Schneider, J.W., Tröger, K.-A., Wolf, L. (1999): Geologische Karte des Freistaates Sachsen, Erläuterung zu Blatt 5048 Kreischau, 3. Aufl., Freiberg.
- Beeger, H.-D. (1962): Petrographische und technische Eigenschaften des Labiatussandsteines im Raum Königstein – Cotta. – Jb. Staatl. Mus. Mineral. Geol., Dresden.
- Beyer, Q (1911): Alaun und Gips als Mineralneubildungen und als Ursachen der chemischen Verwitterung in den Quadersandsteinen des Sächsischen Kreidegebietes. – Z. deutsch. Geol. Ges. **63**.

- Brause, H.; Schubert, G.; Hortenbach, R. (1981): Beitrag zur präkambrischen und pleistozänen Tektonik im Gebiet von Kamenz.– Veröff. D. Museums d. Westlausitz **5**, Kamenz.
- Catt, J. A. (1992): Angewandte Quartärgeologie. – Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Ehlers, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Eger, R.; Hoyer, R.; Hofmann, A.; Maier, S.; Mörseberg, R.; Reppchen, G.; Ellenberg, J.; Falk, F. (1981): Geodätisch-glaziologische Arbeiten am Hays-Gletscher, Enderby-Land, während der 21. und 23. Sowjetischen Antarktisexpedition (Saison 1975/76 und 1977/78). – Geol. Geoph. Veröff. R. III, Berlin, H. 49.
- Dawson, A. G. Matthews, J. A.; Shakesby, R. A. (1987): Rock platform erosion on periglacial shores; a modern analogue for Pleistocene rock platforms in Britain: – In: Boardman, J.: Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland, Cambridge.
- Eißmann, L.; Litt, T. (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. – Altenburger Naturw. Forschung, H. 7, Altenburg.
- Eißmann, L. (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordthüringen. – Altenburger Naturw. Forschungen, H. 8, Altenburg.
- Eißmann, L. (2003): Das Norddeutsche Tiefland als optimal erschlossenes Zeit-, Klima- und Prozessarchiv des Quartärs. – Geosymposium, Mainz.
- Fraedrich, W. (1996): Spuren der Eiszeit – Landschaftsformen in Europa. – Berlin.
- Geyer, O. F. (1993): Die Südalpen zwischen Gardasee und Friaul. – Sammlung Geologischer Führer **86**, Gebr. Borntraeger Berlin, Stuttgart.
- Gierloff-Emden, H. G. (1980): Lehrbuch der Allgemeinen Geographie. – Walter de Gruyter, Berlin, New York.
- Grahmann, R. (1957): Ausdehnung und Bewegungsrichtung des Inlandeises in Sachsen. – Ber. Geol. Gesellschaft d. DDR, 2. Bd. H. 4, Berlin.
- Grunert, S. (1977): Bericht über einen Langzeitversuch zur Verwitterung von Sandsteinwerksteinen an Bauwerken. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, Bd. **27** (1977).
- Grunert, S. (1986): Der Sandstein der Sächsischen Schweiz. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, Bd. **34** (1986).
- Hantke, R. (1993): Flussgeschichte Mitteleuropas. – Enke Verlag Stuttgart.
- Johnsen, G. (1984): Hangbewegungen vom Block – Typ östlich Berggießhübel. – Exk.-F., GGW, Berlin.
- Junge, F.W. (1998): Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete. – Altenburger Naturw. Forschungen, H. **9**, Altenburg.
- Klostermann, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Lamprecht, F. (1934): Gesteins- und flussbedingte Großformen des Elbsandsteingebirges. – Mitt. d. V. für Erdkunde zu Dresden, Dresden.
- Lamprecht, F. (1934): Die Schichtlagerung des Turons im sächsisch-böhmischen Elbsandsteingebirges. – Math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., Leipzig.
- Meur, E. Le; Huybrecht, P. (1998): Present-day uplift patterns over Greenland from a coupled ice-sheet/visko-elastic bedrock model. – Geophysical Research Letters, Vol. **25**.
- Ortlam, D. (1994): Subglaziale Hohlformen im außeralpinen Mitteleuropa. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. **76**; Stuttgart.
- Pilger, A. (1991): Die nordischen Gletscher am nordwestlichen Harzrand und ihre Stauseen. – Clausthaler Geol. Abh. **48**, Köln.
- Pohlentz, R. (1990): Standfestigkeitsprobleme im Elbsandsteingebirge und ihre Bedeutung für das Bauwesen. – Unveröff. Diss. an der Hochsch. f. Verkehrswesen, Dresden.
- Pohlentz, R.: Eiszeitliche Brandungskehlen im Bielatal (Elbsandsteingebirge). – Mitt. d. Landesvereins Sächs. Heimatschutz **2/2002**.
- Pohlentz, R.: Landschaftsgestaltende Felsbewegungen im Elbsandsteingebirge. – Mitt. d. Landesvereins Sächs. Heimatschutz **1/2008**.
- Prescher, H. (1959): Geologie des Elbsandsteingebirges. – Dresden.
- Präger, F. (1976): Quartäre Bildungen in Ostsachsen. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Bd. **25**, Dresden 1976.
- Präger, F.: Die frühelsterglaziale Elbeterrasse und glazigene Bildungen der Elstereiszeit im Raum Pirna. – Z. geol. Wiss. **13**, Berlin 1985.
- Rast, H. (1959): Geologischer Führer durch das Elbsandsteingebirge. – Bergakademie Freiberg, Fernstudium.
- Schalch, F. (1889): Erläuterung zur Geol. Karte von Sachsen, Blatt 103, Sektion Rosenthal – Hoher Schneeberg. – Leipzig.
- Scholz, H. (1997): Sedimente und Ablagerungsmechanismen in instabilen proglaziären Seen (Eisrandstauseen) in Westgrönland. – Eiszeitalter und Gegenwart **47**, Hannover.
- Schöne, G.; Hesse, G.; Pohlentz, R.: Sanierungsmaßnahmen der Barbarine 1979. – Wissenschaftlich-technischer Bericht (unveröff.).
- Šibrava, V. (1966): Das Pleistozän im Bereich des Elbtalgrabens auf dem Gebiet der CSSR. – Geol. **15**, Berlin.
- Šibrava, V. (1976): Die Verknüpfung glaziärer und extraglaziärer Ablagerungen in Nordböhmen. – GGW, Exk.-F.
- Thome, K. N. (1997): Einführung in das Quartär, Springer – Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Viète, G. (1960): Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. – Freiburger Forschungshefte **C 78**.
- 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**, Freiberg.
- Zimmermann, E. (1938): Geologische Karte von Preußen, Erl. zu Blatt 5162 Ruhbank, 1. Aufl., Berlin.



Anlage 1: Karte Elbtal zwischen Dresden und Bad Schandau – Maßstab 1 : 50.000.

- Maximalausbreitung des Inlandeises am Ende des Stadiums F (Südgrenze 210 m NN)
- Maximalausbreitung des Inlandeises am Ende des Stadiums G (Südgrenze 260 m NN)
- Maximalausbreitung des Inlandeises am Ende des Stadiums H (Südgrenze 330 m NN)
- Maximalausbreitung des elsterglazialen Eisstausee (430 m NN)

● Hohlkehlen

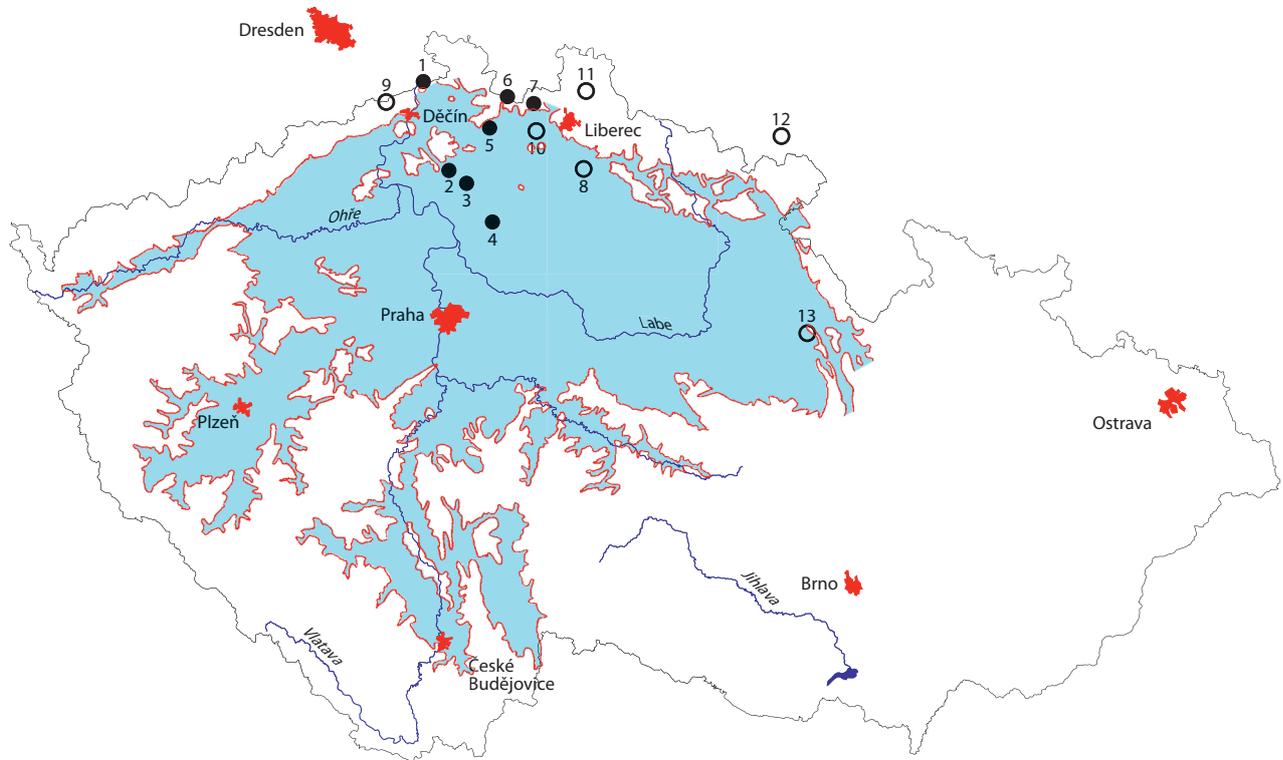
- 2 = Einsiedlerstein (Abb. 9)
- 3 = Lilienstein (Abb. 5)
- 4 = Griesgrund (Abb. 6 und 10)
- 5 = Kl. Zschirnstein (Abb. 7)
- 8 = Sandberg (Abb. 8)
- 9 = Einsiedler (Abb. 4)
- 11 = Nikolsdorfer Wände (Abb. 11)
- 18 = Papststein
- 20 = Kleinhennersdorfer Stein
- 21 = Kl. Bärenstein
- 22 = Bahratal
- 23 = Klimmerstein
- 24 = Eibischstein
- 25 = Schöne Höhe
- 26 = Brandstein
- 27 = Wesenitztal
- 28 = Falkoniergrund

● Bänderton

- 6 = Stadt Wehlen
- 7 = Kiesgrube Wehlen
- 10 = Nentmannsdorf
- 12 = Dohna
- 13 = Mühlbach
- 14 = Struppen (Bohrung 23)
- 15 = Struppen (Bohrung 15)
- 16 = Hausdorf

● Felsen und Täler

- 1 = Barbarine
- 17 = Bielatal
- 19 = Pfaffenstein
- 29 = Katzenstein
- 30 = Dürrebielagrund
- 31 = Großer Winterberg
- 32 = Kleiner Winterberg
- 33 = Tümpelgrund
- 34 = Quirl



Anlage 2: Karte Elbeinzugsgebiet in Tschechien – Maßstab 1 : 1.000.000.

 Maximalausbreitung des elsterglazialen Eisstausee (430 m NN)

 **Hohlkehlen**

- 1 = Jetřichovice
- 2 = Blíževdely westlich Vlhořt
- 3 = Vlhořt südwestlich České Lipa
- 4 = Dubske Skály nördlich Mělník
- 5 = Svojkov südöstlich Nový Bor
- 6 = Kelchstein südwestlich Zittau (Abb. 12)
- 7 = Vrani Skály südwestlich von Hradek
- 8 = Kvočny nördlich Turnov

 **Ortsnamen und Berge**

- 9 = Děčinský Sněžník westlich Děčín
- 10 = Pass von Jitrava (423 m)
- 11 = Sattel von Oldřichov
- 12 = Boguscow (Polen; 580 m)
- 13 = Pass von Česká Třebová (430 m)