

# Geologische Verhältnisse am »Schlossberg« bei Ottersburg, Lkr. Stendal<sup>1</sup>

LJUBA STOTTMEISTER, OLAF HARTMANN(†), WOLFGANG KAINZ  
UND ANDREAS MÖBES

## 1 Geografische Übersicht

Der »Schlossberg« bei Ottersburg (Ortsteil von Windberge, Stadt Tangerhütte, Lkr. Stendal) befindet sich ca. 15 km südwestlich von Stendal am nordwestlichen Ende des Tangertales (TK 25, Blatt 3436 Lüderitz) in der typischen eiszeitlich geprägten Landschaft der Altmark, die geografisch zum Norddeutschen Tiefland gehört. Der nordwestliche Teil des Tangertales trennt hier bei einer Höhe von etwa +40 bis +50 m NHN die nord- bzw. nordöstlich angrenzende lehmige Grundmoränenplatte von Tangermünde-Buchholz mit ca. +60 bis +70 m NHN von der süd- bzw. südöstlich liegenden sandigen Colbitz-Letzlinger Heide, in der schnell Höhen von mehr als +100 m NHN erreicht werden (Abb. 1).

Der »Schlossberg« ist NW-SE gestreckt bei Ausmaßen von ca. 150 m zu 180 m. Er erhebt sich inselartig mit einer Höhe bis zu +51,4 m NHN um ca. 4 m über die Umgebung des Tangertales. Seine ursprüngliche Höhe ist durch anthropogenen Einfluss wohl nur geringfügig verändert worden (weniger als 1 m erhöht), während seine Kontur deutlich durch die Befestigungen beeinflusst wurde. Neben zahlreichen Kunstgräben entwässern ein Quellarm des Tangers aus Richtung Wittenmoor kommend und der Brunkauer Tanger (»Brunkauer Wasser«) von Süden her das Gebiet. Beide vereinigen sich südöstlich des »Schlossberges« und fließen wie viele der Gräben hier nach Südosten zur Elbe (Abb. 2).

Die Läufe des Tangers sind nicht mehr natürlich, sondern überwiegend durch menschliche Eingriffe (Meliorationen und Verlegung zur Nutzung an einer Mühle) bestimmt. Stehende Gewässer sind heute noch das Kesselmoor bei Wittenmoor sowie ein »Flachlandspeicher« aus DDR-Zeiten südlich von Schleuss. Großflächige Vernässungsgebiete und offene Wasserflächen können für weiter zurückliegende Zeiten bis vor wenigen Hundert Jahren angenommen werden (Abb. 1–2).

Das Tangertal entstand am Ende des Warthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit (vor etwa 130 000 Jahren), als die Elbe aus dem Breslau-Magdeburg-Bremer Urstromtal nach Nor-

---

<sup>1</sup> Unser Dank für die digitale Umsetzung der Abbildungen geht an Frau Ines Heibert und Frau Waltraud Baumbach.

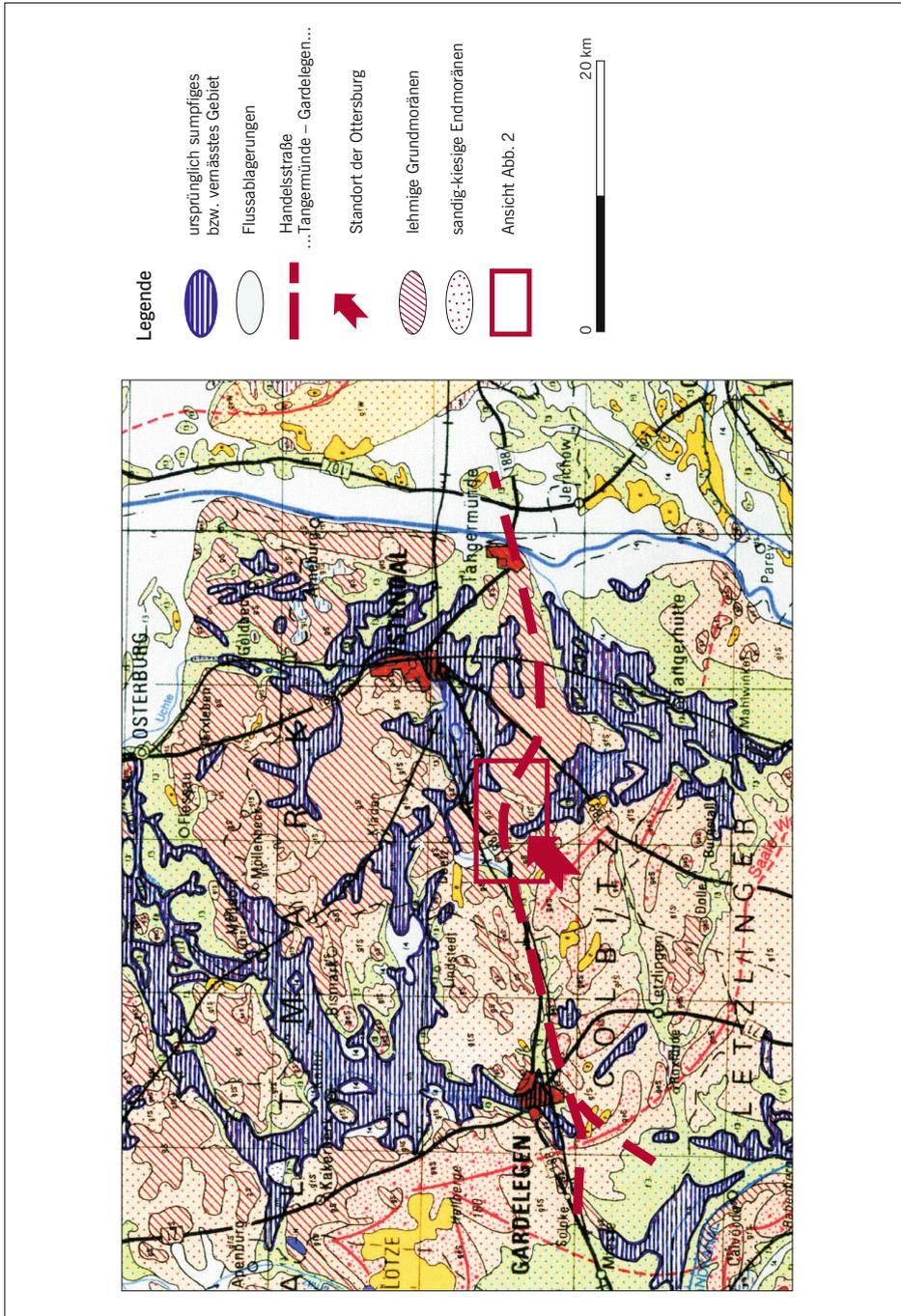


Abb. 1 Übersicht über die Oberflächengeologie im Arbeitsgebiet

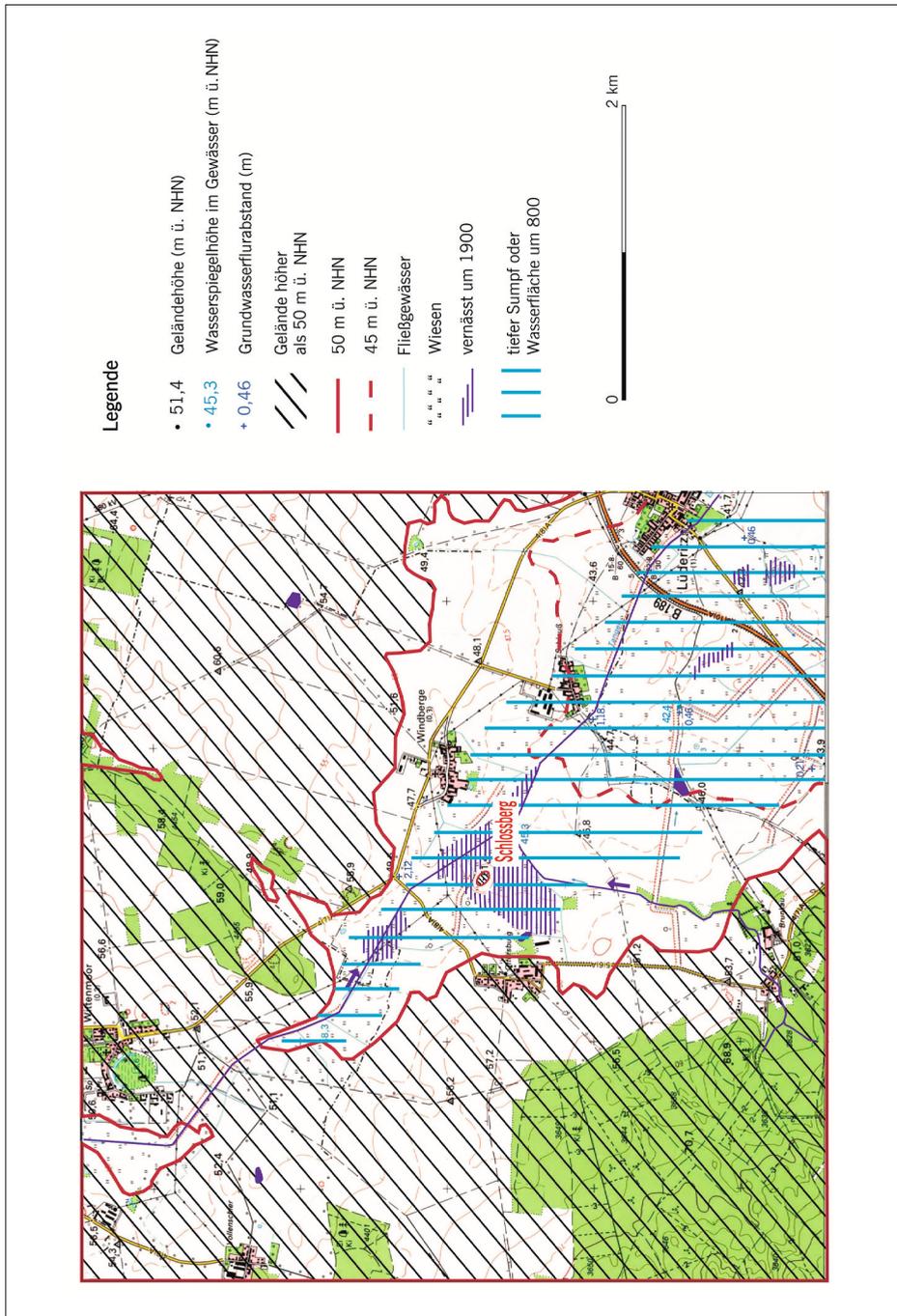


Abb. 2 Orohydrografische Verhältnisse in der Umgebung vom »Schlossberg« von Ottersburg, Lkr. Stendal.

den durchbrach und danach die Schmelzwässer vor den Endmoränen nach Osten abfließen mussten. Sie erodierten dabei die Geschiebemergel der warthezeitlichen Grundmoräne bis auf Reste, die im »Schlossberg« sowie an anderen Stellen erhalten blieben. Morphologisch wirksam ist nur der »Schlossberg«. Die später mit dem weichselzeitlichen Talsand überzogenen Inseln sind heute nur schwach erkennbar, wenn sie nicht durch menschliche Eingriffe etwas erhöht wurden (z. B. Kamp westlich von Lüderitz).

## 2 Geologische Verhältnisse

Der geologische Übersichtsschnitt (Abb. 3) wurde mit 10-facher Überhöhung auf Grundlage von elf tieferen Bohrungen (Schichtenverzeichnisse siehe unter: [www.lagb.sachsen-anhalt.de/Geologie/Landesbohrdatenbank](http://www.lagb.sachsen-anhalt.de/Geologie/Landesbohrdatenbank)) konstruiert und verläuft etwa entlang der Ausgrabungen von Nordwesten nach Südosten. Die meisten Bohrungen befinden sich im Tangertal, sie mussten jedoch teilweise aus einer Entfernung von 0,6 bis 1,5 km auf die Schnittlinie projiziert werden. Aus der rekonstruierten, ca. 60 bis 80 m mächtigen quartären Abfolge sind die letzten geologischen Prozesse, die zur heutigen Oberflächengestaltung geführt haben, gut nachvollziehbar. Im Bereich des Oberen Tangertales ist diese Abfolge durch mittelpleistozäne, vor allem eiszeitliche Sedimente vertreten, die sich während der drei Kaltzeiten (Elster, Saale, Weichsel) in den letzten ca. 400 000 Jahren ablagerten. In den Kaltzeiten wurden klimatisch gesteuerte und in Abhängigkeit von der Lage zum Eis sich wiederholende Sedimentfolgen gebildet, die als glaziäre Sedimentationszyklen bezeichnet werden. Sie bestehen aus Terrassenschottern der Flüsse, Beckenablagerungen der Stauseen, Geschiebemergel und Endmoränen mit Geröllpackungen aus dem abgetauten Gletscher sowie aus Schmelzwassersanden, die durch Gletscherwasser transportiert werden. Während die Elster- und die Saale-Kaltzeit jeweils zwei glaziäre Sedimentationszyklen hinterließen, wurde die Sedimentation während der in der Altmark eisfrei gebliebenen Weichsel-Kaltzeit durch periglaziäre (Dauerfrostboden-Bedingungen) und fluviatile (Flusstätigkeit) Prozesse bestimmt.

Unter der quartären Abfolge befinden sich **tertiäre** (miozäne) Sande, Schluffe und Braunkohlen, die sicher älter als 15 Mio. Jahre sind (tmi in Abb. 3). Geologische Zeugen aus dem jüngeren Tertiär, das vor ca. 2,6 Mio. Jahren endete, sowie aus dem älteren Pleistozän (bis vor ca. 400 000 Jahren) sind im Gebiet nicht bekannt. In dieser Zeit herrschten weitflächig Abtragungs- und Reliefausgleichsprozesse, sodass das **erste Elstereis** auf einem weitestgehend ausgeglichenen tertiären Untergrund vorstoßen konnte.

Zuerst lagerten sich die relativ geringmächtigen Beckensedimente ab. Das sind feinkörnige Ablagerungen der Stausee, die sich vor dem Eis bildeten (in Abb. 3 abgekürzt als qe1//b, s. Radzinski u. a. 1997). Nach dem Abtauen des Eises legte sich eine Decke aus der ersten Grundmoräne (qe1//Mg) darüber – ein Gemisch aus Sand, Schluff, Ton und Kies mit Geschieben, die mit dem Eis von Norden her transportiert wurden.

Das **zweite Elstereis** erodierte zwar örtlich bis zum tertiären Untergrund, hinterließ aber einen neuen eiszeitlichen Zyklus aus Vorstoßsedimenten (Schmelzwassersande und Beckenablagerungen, qe2//gf-b in Abb. 3) und zweiter Grundmoräne (qe2//Mg).

Die nachfolgende **Holstein-Warmzeit** (370 000–347 000 Jahre vor heute) ist in diesem Abschnitt des Tangertales bisher nicht nachgewiesen worden. Die Böden, ggf. auch die holsteinzeitlichen Seesedimente fielen wahrscheinlich der großflächigen Erosion am

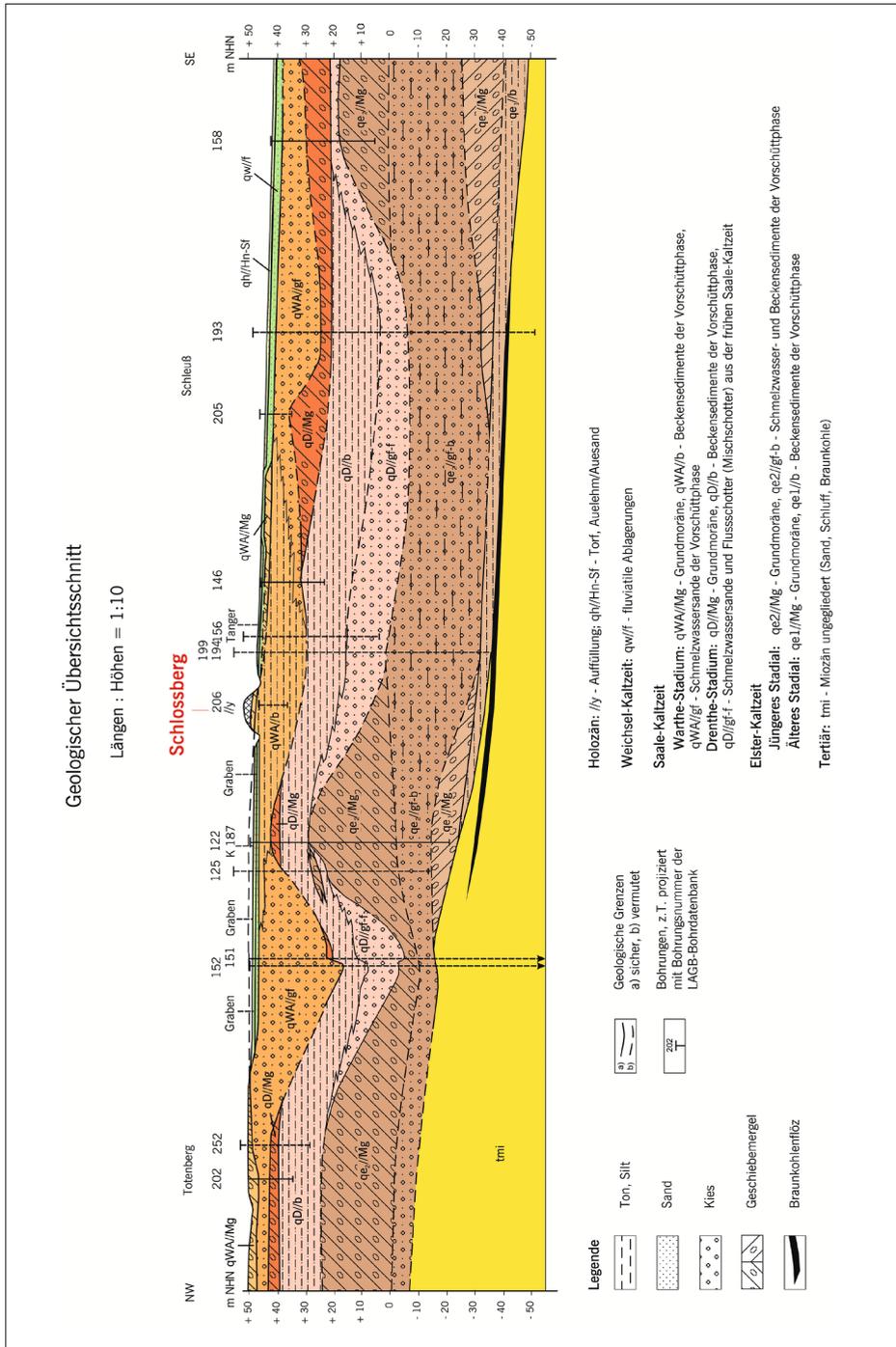


Abb. 3 Quartärgeologische Abfolge im Bereich des Tangertales bei Ottersburg, Lkr. Stendal.

Anfang der Saale-Kaltzeit zum Opfer. Infolge einer intensiven Abtragung durch Fluss- und Schmelzwässer im Vorfeld des **drenthestadialen Eises** fehlen große Teile der zweiten elsterkaltzeitlichen Grundmoränendecke. Es bildeten sich relativ enge, tief eingeschnittene Rinnen und großräumige Senken. Diese sind unten mit Mischschottern (qD//gf-f) gefüllt, die aus südlichen Flussablagerungen mit Beimischungen von nordischen Schmelzwasserkiesen bestehen. Im oberen Bereich der Rinnen- und Senkenfüllung dominiert deutlich das nordische Material, das auf weiteres Vorrücken des Eises nach Süden hinweist. Im unmittelbaren Vorfeld des Eises waren Stauseen weit verbreitet, sodass das Relief mit Beckensedimenten (qD//b) ausgeglichen wurde. Darüber lagerte sich die Grundmoräne des Drenthe-Stadiums (qD//Mg) ab.

Der Vorgang wiederholte sich ähnlich bei dem zweiten saalekaltzeitlichen Eisvorstoß. Im Vorfeld des **warthestadialen Eises** existierten gleichzeitig glazifluviale Abflussrinnen (qWA//gf in Abb. 3) mit gröberer Füllung und Stauseen mit feinsandig-schluffiger Sedimentation (qWA//gf-b in Abb. 4). Die abschließende Grundmoräne (qWA//Mg in Abb. 3–4) beendete den letzten glaziären Zyklus in der Altmark, der nach einer klimatisch gesteuerten Umgestaltung in den folgenden ca. 130 000 Jahren die heutige Altmarkenlandschaft prägt. Am Ende des Warthe-Stadiums schaffte die Elbe, die bis dahin einen Teil des Breslau-Magdeburg-Bremer-Urstromtals durchfloss, ihren Durchbruch nach Norden. Innerhalb des Toteises erfolgte eine grundsätzliche Umstellung des Abflusssystems auf ein neues Erosionsniveau. Die Schmelzwässer wurden entlang der Eisspalten statt nach Süden und Westen nun nach Norden bzw. nach Osten, zur Elbe hin transportiert. Auf diese Weise entstanden in der Altmark die Läufe vieler heutiger Flüsse, auch des Tangers.

Der detaillierte geologische Schnitt (Abb. 4) entstand auf Grundlage von Stoß- bzw. Sohlenkartierungen des archäologischen Grabungsschnittes sowie von 12 Peilstangen-sondierungen durch das Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB), die sowohl von der Basis der Ausgrabung als auch von der Geländeoberfläche in der Verlängerung der Ausgrabung im Tangertal bis 2 m Teufe durchgeführt wurden. Es konnte nachgewiesen werden, dass die ehemalige Oberfläche des »Schlossberges« aus 1 bis 2 m mächtigen Resten der Grundmoräne besteht, die auf glazifluviatilen bis glazilimnischen Sanden lagert (Bohrungen B4 bis B7). Die letzteren, z. T. sehr feinkörnigen, schluffigen Sande besitzen eine wasserstauende Wirkung. Sie ließen z. B. das Regenwasser nicht versickern und trugen wesentlich zur Vernässung der Tanger-Niederung bei Ottersburg bei.

Die Zuordnung der stark sandig-kiesigen Grundmoräne (Geschiebesand) zum Warthe-Stadium erfolgte mittels der kleingeschiebestatistischen Untersuchung einer Probe aus der Sohle der Ausgrabungen südlich von Bohrung B6. Die Zusammensetzung der Geschiebe zeigte eindeutig die typischen Merkmale der als »roter Altmark-Mergel« bekannten warthestadialen Grundmoräne: Reichtum an Kalk (41 %) und Kristallin (34 %) bei gleichzeitiger Armut an Quarz (4 %) und Feuerstein (1,5 %). Folglich ergibt sich, dass die kleine Insel des »Schlossberges« (wie vermutlich auch andere Inseln im Tangertal) in ihrem Kern aus glaziären Sedimenten besteht und durch selektive Erosion am Ende des Warthe-Stadiums entstand. Eine mögliche Ursache für den Erhalt des »Schlossberges« kann der lokale Geröllreichtum der Grundmoräne sein.

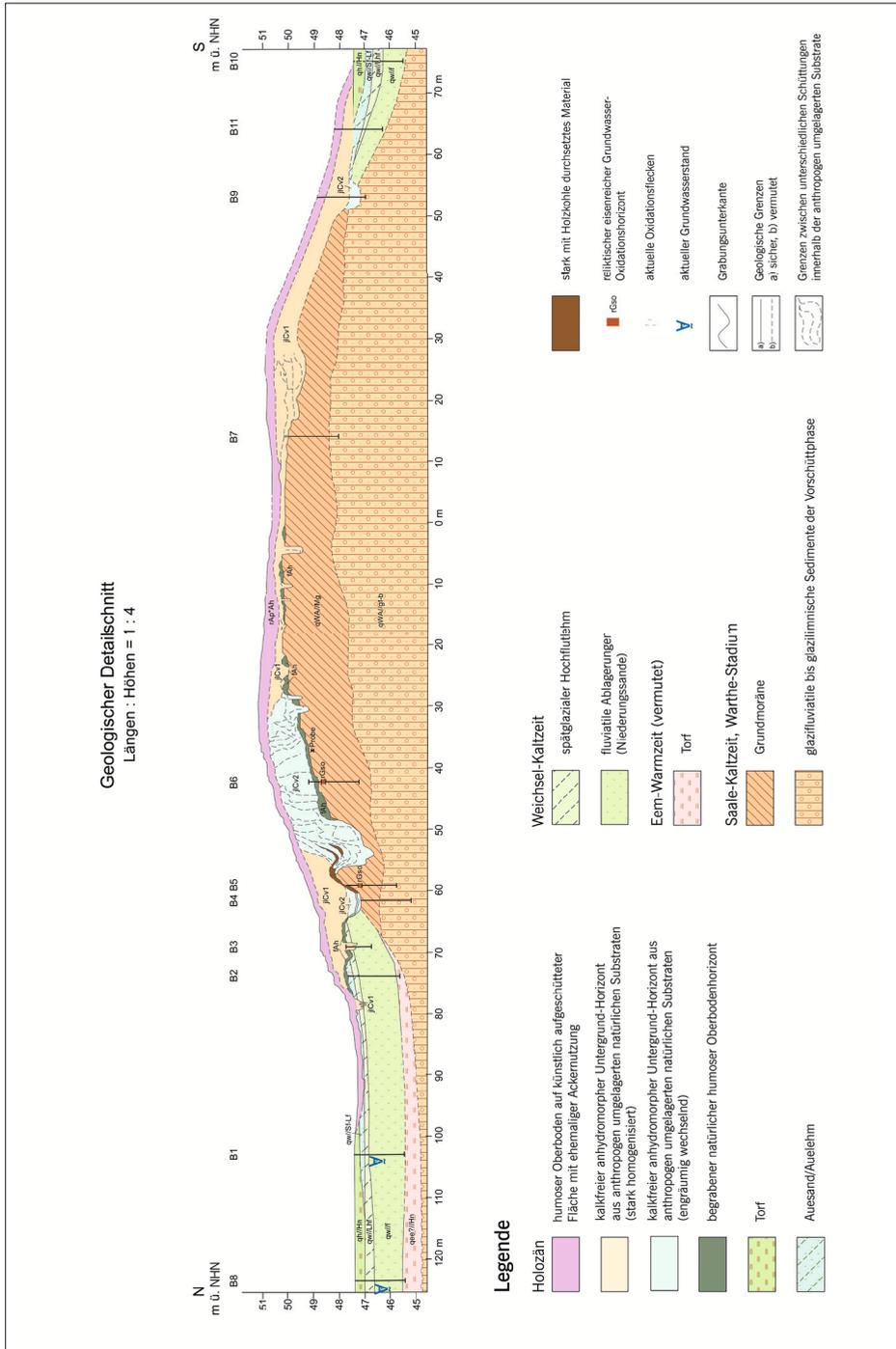


Abb. 4 Geologisch-bodenkundliche Situation am »Schlossberg« von Otterburg, Lkr. Stendal.

Während der **Eem-Warmzeit** (ca. 128 000–115 000 Jahren vor heute) waren die Inseln von Seen und Mooren umgeben, an welchen Menschen gewohnt oder gejagt haben könnten. Sedimente aus nahezu der gesamten Eem-Warmzeit sind z. B. im Dellgrund bei Wittenmoor (ca. 1,5 km nördlich des »Schlossberges«) biostratigrafisch nachgewiesen worden (Freund/Caspers 1997). Hinweise auf ähnliche Ablagerungen am Nordhang des »Schlossberges« liefern die Bohrungen B2 und B8. Hier wurden ab 1,90 m Teufe warmzeitliche Torfe angetroffen (qee?//Hn, s. Abb. 4).

Im **Weichsel-Frühglazial** (vor ca. 115 000 Jahren) setzte in den Tälern der Altmark eine starke Tiefenerosion ein, wobei die Schichten des Eem-Interglazials und der Saale-Kaltzeit z. T. stark ausgeräumt und zerschnitten wurden. Die nachfolgende Zuschüttung der Täler mit Niederungssanden (qw//f in Abb. 4) dauerte bis zum Hochglazial an (bis ca. 24 000 Jahren vor heute). Die schluffig-humosen Lagen innerhalb der Sande weisen auf Klimaschwankungen (Interstadiale) hin, wie z. B. im Dellgrund bei Wittenmoor, wo das Brörup-Interstadial sicher belegt ist (Freund/Caspers 1997).

Der Beginn des **Weichsel-Spätglazials** vor ca. 13 000 Jahren wird beim »Schlossberg« durch ein kalk- und humusfreies Feinsand-Schluff-Gemisch angezeigt (Hochflutlehm, qw//Lhf in Abb. 4), der sowohl im Norden (Bohrungen B1 bis B3 und B8) als auch im Süden (Bohrungen B10 und B11) der Erhebung anzutreffen ist. Der Ausstrich des Sedimentes wird bei ursprünglich ca. +48,5 m NHN (etwa Niveau des Süd-Ufers des Innengrabens) angenommen und würde das höchste Überschwemmungsniveau des »Schlossberges« am Ende der Weichsel-Kaltzeit bzw. im Übergang zum **Holozän** vor ca. 10 500 Jahren dokumentieren. Dieses Niveau korreliert sehr gut mit dem 20 cm mächtigen eisenreichen Grundwasser-Oxidationshorizont (rGso in Abb. 4) in der Bohrung B6, der die höchsten Grundwasserschwankungen im Bereich der Burganlage anzeigt. Zeitliche Äquivalente der spätglazialen Hochflutlehme bilden im Tangertal die bis 1 m mächtigen Kalkablagerungen (»Wiesenkalk«, der in sehr flachen, kalkhaltigen Gewässern beim Temperaturanstieg ausfällt), die u. a. ca. 500 m nordwestlich vom »Schlossberg« (Bohrung 12) abgebaut und bis vor 100 Jahren wirtschaftlich genutzt wurden.

Die Tiefenerosion im frühen Holozän (**Präboreal** und **Boreal**) ist in der Nähe des »Schlossberges« nicht nachweisbar. Die holozänen Ablagerungen sind hier durch humose Stillwassersedimente (Auesand und Auelehm, qh//Sf-Lf in Abb. 4) vertreten (Bohrungen B1 und B2 sowie B10 und B11), die vermutlich aus dem **Subboreal** bis frühen **Subatlantikum** stammen. Das Alter vergleichbarer Ablagerungen ist in der übrigen Altmark durch vorgeschichtliche Funde gesichert (frühe Eisenzeit und Spät-Latène; Stottmeister u. a. 2008). Der ehemalige Ausstrich dieser Schichten – folglich auch das höchste Überschwemmungs-Niveau zu dieser Zeit – wird bei ca. +48,0 m NHN angenommen.

Gleichzeitig mit der Auelehmablagerung in temporären Überschwemmungsbereichen bildete sich in den tieferen, ständig Grundwasser führenden Teilen Niedermoor- torf. Die Torfe bildeten sich hauptsächlich während der Verlandungsphase der Seen im späten Subatlantikum, als sich der Grundwasserspiegel weiter absenkte. Die Schwankungen des Wasserspiegels am »Schlossberg« zu dieser Zeit um die +47,5 m NHN sind durch Oxidationsflecken in den Bohrungen B2 und B3 sowie durch den eisenreichen Grundwasser-Oxidationshorizont (rGso) in der Bohrung B5 dokumentiert. Dieser befindet sich unterhalb der Südböschung des äußeren Grabens zwischen +47,0 und +47,2 m NHN. Der rezente Wasserstand im Tangertal nördlich vom »Schlossberg« konnte am 15.08.2008

bei +46,4 m NHN (Bohrung B1) und am 29.05.2009 bei +46,5 m NHN (Bohrung B8) gemessen werden.

Ein zusätzlicher Beweis dafür, dass der »Schlossberg« im Holozän nicht überschwemmt war, sind die Reste des begrabenen natürlichen Bodens, die an der Basis der Ausgrabungen angetroffen wurden. Im Bereich der Bohrungen B6 und B7 liegt ein 0,2 m mächtiger humoser Oberboden über der sandig ausgebildeten Grundmoräne (Abb. 4).

### 3 Böden (Bodenhorizonte, Substrate und Bodentypen)

(Horizontkürzel nach Ad-Hoc-AG Boden 2005)

Die im Folgenden dargestellten Ergebnisse basieren auf der Zusammenschau vorliegender Kartenwerke und den geologisch-bodenkundlichen Ergebnissen der Feldarbeiten, die im Rahmen der Begleitung der archäologischen Grabung am »Schlossberg« stattfanden. Hier bestimmen Bodenhorizonte, Substrate und Wasserverhältnisse im Zusammenspiel die Bodeneigenschaften und Bodenbezeichnungen im Grabungsgebiet und werden einzeln beschrieben.

Der »Schlossberg« liegt – nach der Karte der Bodenlandschaften (Kainz 1999) – im Tal des Tangers im Bereich der Platte von Tangermünde. Der Tanger durchfließt hier einen aktuellen Überflutungsbereich, der auch den »Schlossberg« umgibt. Der »Schlossberg« überragt den Talboden um ca. 4 m und ist dadurch heute als Hochflutinsel zu bezeichnen.

In der Bodenkarte 1 : 200 000, Blatt Magdeburg, werden die Böden im näheren Umfeld als Anmoor- bis Moorgleye aus lehmigem Sand bis Lehm und im weiteren Umfeld als reliktsche Nassgleye bis Gleye aus Sand bis Lehm interpretiert. In Peilstangenbohrungen wurden in den Bachrinnen nördlich und südlich des »Schlossberges« Moorböden aus Niedermoortorf über Sand mit Torfmächtigkeiten von 4 bis 5 dm gefunden. Nach der geognostisch-agronomischen Aufnahme von Gruner 1880/81 (s. auch Gruner 1890) ist der »Schlossberg« von Moor mit einer Torfmächtigkeit von 6 bis 8 dm umgeben. Die hier ca. 1937 durchgeführte Bodenschätzung weist nur noch im Süden des »Schlossberges« eine Insel aus Moor über lehmigem Sand bzw. im Osten lehmiges Moor aus. Die Wasserstufen der Klassenflächen der Bodenschätzung lagen im Nordwesten bei 2 (ca. 8 bis 10 dm unter der Oberfläche) und flussabwärts im Südwesten bei 3 (ca. 4 bis 6 dm unter der Oberfläche). Heute liegt der Grundwasserstand bei 8 bis 10 dm unter der Oberfläche. Die seit dem 19. Jh. durchgeführten Entwässerungen führten zur Mineralisierung des Niedermoortorfes und des Humus' in den primär grundwasserbeherrschten Böden (Kainz u. a. 1999; Kainz/Fleischer 2006).

Die Böden des »Schlossberges« wurden durch die Bodenschätzung als lehmige bis anlehmige Sandböden der 4. Zustandsstufe bewertet, d. h. als Ackerböden. Die aktuelle Nutzung ist jedoch Grünland.

Die bodenkundlichen Feldarbeiten zeigten, dass die Böden des »Schlossberges« Regosole aus schwach schluffigem bis schwach lehmigem, kiesigem Sand sind. Der Oberboden ist um 3 dm mächtig, mäßig humos, oben mit dichtem Wurzelfilz und nach unten scharf begrenzt. Mächtigkeit und Gestalt der unteren Grenze belegen frühere Ackernutzung (rAp\*Ah in Abb. 4). Die Substrate des Untergrundes dieser Böden sind bis zu 2 m mächtige holozänbürtige, anthropogen umgelagerte, zumeist schwach schluffige bis

schwach lehmige, kiesige Sande (j1Cv1 und j1Cv2 in Abb. 4) über warthezeitlichem Geschiebesandmangel bis Geschiebelehm sand. An der Basis der umgelagerten Sande wurde ein begrabener Humushorizont (fAh in Abb. 4) nachgewiesen. Die darunter lagernden reliktschen rostfleckigen Grundwasser-Horizonte charakterisieren diese Böden als Reliktgleye, in deren Untergrund Eisenoxiddänder und eisenreiche reliktsche Grundwasser-Oxidationshorizonte ehemalige Grundwasserstände markieren. Auf der grundwasserferneren Kuppe sind Braunerden bis Fahlerden-Braunerden zu vermuten.

Das in der geologischen Ansprache als Auffüllung bezeichnete Material wird in der Bodenkunde als anthropogen umgelagertes natürliches Substrat beschrieben. Im konkreten Fall des »Schlossberges« lassen sich deutliche anthropogene, im weiteren Sinn durch Menschenhand erfolgte, Massenbewegungen nachweisen. Wie im Teil 1 (Geografische Übersicht) bereits beschrieben, dienten die in nächster Umgebung gewonnenen und herbei geschafften Erdmassen weniger der Erhöhung des »Schlossberges«, vielmehr war es offensichtlich Ziel, die Plateaufläche des »Schlossberges« nach außen hin zu befestigen und zu schützen. Anhand des geologischen Profils ist erkennbar, dass die anthropogen umgelagerten Substrate, insbesondere an den Flanken, in Mächtigkeiten bis zu 2 m aufgetragen wurden (Burggraben, Burgwall). Die anthropogen umgelagerten Substrate entstammen dem sandigen Untergrund der Gley-Böden in der nahen Umgebung. Durch Abgrabung, Transport und Ablagerung im Wall wurden diese Substrate einer mehr oder minder intensiven Durchmischung auch mit dem Grabenaushub unterzogen (j1Cv2 in Abb. 4). Weitere Gefügeumbildung erfolgte später nach der Auffüllung der Gräben durch Umlagerungen beim Schleifen des Walles sowie beim anschließenden Glätten der neuen Oberfläche. Je häufiger die Substrate also durchmischt wurden, desto homogener stellt sich Ihr Erscheinungsbild im Profil dar (j1Cv1 in Abb. 4), u. a. wird dies über die Bodenfarbe dokumentiert.

Der Nachweis der ehemaligen Geländeoberfläche (s. auch Teil 2/Geologische Verhältnisse) des »Schlossberges« ist ein weiteres Ergebnis der bodenkundlichen Untersuchungen. Die Jahrhunderte lange Abdeckung durch anthropogen umgelagerte Substrate wirkte konservierend. Hier liegen Reliktgleye und wahrscheinlich Braunerden bis Fahlerden-Braunerden als Archivböden im Sinne der Bodenfunktionsbewertung vor (Archiv der Landes- und Naturgeschichte).

#### 4 Wasserverhältnisse

Spezielle Untersuchungen zu den Wasserverhältnissen erfolgten nicht. Die nachfolgenden Darlegungen beruhen daher auf Wiedergaben bzw. Interpretationen älterer oder in anderen Zusammenhängen gewonnener Daten und Erkenntnisse, die z. T. bereits oben erwähnt wurden.

Leider liegen am Arbeitsort keine Absolutangaben zu NHN-Höhen, sondern nur Relativhöhen aus den Messungen während der Grabungen vor, sodass alle Angaben in diesem Text aus topografischen Karten abgenommen wurden und daher keine hohe Genauigkeit haben. In Anbetracht der hier verwendeten »älteren« Daten zu Wasserspiegelnhöhen in Brunnen und Wasserläufen ist dieser Umstand allerdings erträglich.

Aus den Abbildungen 1 und 4 ist erkennbar, dass während des Holozäns großflächig ein hoher Wasserstand bei wenig bewegtem Wasser zu verzeichnen war, was zur Entste-

hung der Torfe führte. Geschichtliche bis rezente Grundwasserabsenkungen führten zur Mineralisierung der Torfe und zur Bildung der Moorerde. Flussablagerungen beweisen aber auch, dass zeitweise bzw. räumlich begrenzt deutliche Wasserbewegungen stattfanden. Wasserspiegellhöhen während dieser Zeit könnten aus der Höhenlage der Verbreitungsgrenzen der Sedimente grob abgelesen werden, sind aber hier für die lokale Aussage weniger von Interesse.

Wichtig ist in jedem Fall die Ableitung eines Wasserspiegels bei etwa +48,5 m NHN aus angenommener Sedimentverbreitung und dem reliktschen, eisenreichen Oxidationshorizont in Bohrung B6 für die Übergangszeit Pleistozän/Holozän am Standort.

Die nächste Marke für Subboreal/Subatlantikum kann nur geschätzt werden und liegt danach bei ca. +48,0 m NHN.

Im späten Subatlantikum sind +47,0 bis reichlich +47,5 m NHN als Wasserspiegellhöhe aus den humosen Sedimenten und Oxidationsflecken (Bohrungen B2 und B3) bzw. -horizont (Bohrung B5) zu erkennen.

Reste begrabener Reliktgleye in den Bohrungen B6 und B7 bei minimalen Höhen von ca. +48,0 bis +48,5 m NHN sprechen dafür, dass der »Schlossberg« im Holozän, jedoch mindestens im jüngeren Holozän bzw. in den letzten Jahrtausenden nicht überschwemmt war.

Ende des ersten Jahrtausends n. Chr. muss unabhängig vom geowissenschaftlichen Befund ein Inselcharakter für den »Schlossberg« angenommen werden, da wohl nur so die Wahl des Standortes für die Ottersburg zu erklären ist. In Anbetracht der Höhenlage des gegenwärtigen Tops der anthropogen unveränderten Anhöhe bei etwa +50,0 bis +50,5 m NHN und der tiefsten Sohlfläche des begrabenen natürlichen humosen Oberbodens um etwa +48,0 bis +48,5 m NHN ist also ein Wasserspiegel bei max. ca. +48,5 m NHN wahrscheinlich. Eine wesentlich geringere Höhe würde die militärische Nutzung der Anhöhe weniger sinnvoll machen.

Bei einem solchen Wasserstand, der etwa 2 m höher liegt als der heutige, kann eine Verbindung auf dem Wasserwege mit kleineren Wasserfahrzeugen zum Tanger und zur Elbe unterstellt werden.

Der Einfluss klimatischer Veränderungen auf den Wasserspiegel ist im Arbeitsgebiet bislang nicht untersucht worden und kann auch nicht abgeschätzt werden, zumal nicht nur die einigermaßen bekannte Niederschlagsmenge, sondern auch die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge von Bedeutung ist.

Der Einfluss menschlicher Eingriffe sollte aber nicht unberücksichtigt bleiben. Großräumige und bis in den Untersuchungsraum reichende Auswirkungen haben mit Sicherheit die im 12. Jh. beginnende Eindeichung der Elbe und die Trockenlegung des Drömlings Ende des 18. Jhs. Ihr Ausmaß wird allerdings eher als klein eingeschätzt. Flusslaufregulierungen und Meliorationen an Milde, Uchte und Biese haben in ihren Einwirkungsbereichen jeweils relativ deutliche wasserspiegelsenkende Folgen, aber ähnlich wie die vorgenannten Maßnahmen nur wenig Einfluss auf die Situation in Ottersburg.

Noch Mitte des 19. Jhs. wird in einer Reisebeschreibung (Girard 1844) das Gebiet um Ottersburg als sumpfig bzw. als eine Moorgegend beschrieben und bis etwa 1900 konnte das Heu von den dortigen Wiesen auf einem Kahn nach Schleuss transportiert werden.

Im Tangental um Ottersburg und weiter nach Südosten wirkten vorrangig die wiederholten Eingriffe in das Flussgebiet des Tangers. Da diese in der Regel gekoppelt waren

mit großflächigen Meliorationsmaßnahmen, sind Absenkungen des Wasserspiegels auch im Meterbereich erfolgt. In der Folge dieser Eingriffe, die im näheren Umfeld erstmalig Mitte des 19. Jhs. südwestlich von Lüderitz und später in kleineren Abschnitten nochmals dort, aber auch um den »Schlossberg« erfolgten, wurden aus vernässten Flächen brauchbare Wiesen und teilweise Ackerflächen. Die Bearbeitung mit größeren Landmaschinen wurde möglich.

Als Summeneffekt von Klimaeinflüssen, regional wirkenden Eingriffen in das oberflächige und unterirdische Wasserabflussgeschehen und z. T. wiederholten hochwirksamen lokalen Maßnahmen ist am »Schlossberg« bei Ottersburg ein Absinken des Wasserspiegels in den letzten tausend Jahren um etwa 2 m zu verzeichnen.

## 5 Zusammenfassung

Der »Schlossberg« bei dem Ort Ottersburg liegt in der östlichen Altmark im Tangertal zwischen der Grundmoränenplatte von Tangermünde und der Colbitz-Letzlinger Heide (Messtischblatt 3436 Lüderitz). Es ist ein kleiner Hügel, der das umgebende, ehemals flächenhaft vermoorte Tangertal um ca. 4 m überragt und diente als Standort der Ottersburg, von der eine kreisförmige Wallanlage erhalten geblieben ist.

Die geologischen und bodenkundlichen Untersuchungen im Bereich des »Schlossberges« beweisen, dass der Untergrund hier aus saalekaltzeitlichen Schmelzwasser- und Beckensanden sowie sandigem Geschiebemergel (Geschiebesand) besteht. Durch die selektive Erosion am Ende des Warthe-Stadiums blieb der »Schlossberg« als Inselberg im Tangertal erhalten.

Die unterschiedlichen Sedimentationsbereiche innerhalb des Tangertales (Geschiebedecksand auf dem »Schlossberg«, Niederungssand und Hochflutsand bis – schluff sowie Torfe im Tal) zeigen, dass der Inselberg seit mindestens 128 000 Jahren von Wasser umgeben war – in Form von Flussläufen, Überflutungsebenen oder stehenden Gewässern. Diese günstigen natürlichen Voraussetzungen wurden für die Anlage einer Wehrburg genutzt. Die heutige Inseloberfläche ist mit aufgefülltem Sand bedeckt, der aus der Erbauungszeit der Burg sowie deren Zerstörung stammt. Die sich daraus entwickelten rezenten Böden sind Regosole aus schwach schluffigem bis schwach lehmigem Sand. Unter den aufgefüllten Sanden wurden Reliktgleye aus Sand gefunden, die ein Hinweis auf ehemals höhere Grundwasserstände sind. Auf der grundwasserferneren Kuppe sind begrabene Braunerden bis Fahlerden-Braunerden zu vermuten.

Die sukzessive, seit mehr als 800 Jahren andauernde und großräumige Absenkung des Grundwasserstandes ist auf die Eindeichung der Elbe, große Meliorationsmaßnahmen zu unterschiedlichen Zeiten sowie deutlich erhöhte Wasserentnahmen zurückzuführen.

## Summary

### *Geological situation of the “Schlossberg” near Ottersburg, Stendal county*

The “Schlossberg” (castle hill) near the village of Ottersburg in the Tanger valley of the eastern Altmark is situated between the till plain of Tangermünde and the sandy landscape of the Colbitz-Letzlinger Heide (map sheet 3436 Lüderitz). It comprises of a low

hill, which rises about 4 m above a formerly extensive bog at the bottom of the Tanger valley and had been the site of the Ottersburg, its circular earthworks still preserved today.

Geological and pedological investigations in the “Schlossberg” area were able to demonstrate that the subsoil consisted of middle Pleistocene Saalian Stage meltwater and glacial lake sands, as well as sandy to marly till (glacial deposits). Selective erosion at the end of the Warthe Stage retained the “Schlossberg” as an inselberg within the Tanger valley. The different areas of sedimentation within the valley (i. e. detritus bearing cover sand on the “Schlossberg”, fluvial and flood sands to silts as well as peats within the valley bottom) show that the inselberg had been surrounded by water since at least 128 000 years – in the form of river courses, floodplains or standing water. These favourable natural conditions have been exploited for the construction of the castle. Today’s upper part of the inselberg is covered by sands derived from the construction of the castle and its subsequent destruction. The recent soils are anthrosols developed within low silty to low clayey sands. Under these anthropogenic cover sands relict ferriferous gleysols were identified, which indicate previously higher groundwater. Buried cambisols to albic luvisols may preserve on the driest topmost parts of the “Schlossberg” hill.

The successive and extensive lowering of the groundwater table that has been ongoing for more than 800 years is assumed to have arisen from the impoldering of the river Elbe, large-scale melioration interventions at different periods in time, as well as significantly increased water extraction.

---

## Literaturverzeichnis

### Ad-Hoc-AG Boden 2005

Ad-Hoc-AG Boden, Bodenkundliche Kartieranleitung<sup>5</sup> (Hannover 2005).

### Freund/Caspers 1997

H. Freund/G. Caspers, Eem-Interglazial und Weichsel-Frühglazial – palynologische Untersuchungen im Dell-Grund bei Wittenmoor in der Altmark (Kr. Stendal; Sachsen-Anhalt). Schriftenr. Dt. Geol. Ges. 4, 1997, 175–186.

### Girard 1844

H. Girard, Resultate einer geognostischen Untersuchung der Gegenden zwischen Wittenberg, Belzig, Magdeburg, Helmstedt und Stendal. Archiv Mineralogie, Geognosie, Bergbau u. Hüttenkunde 18, 1844, 87–138.

### Gruner 1880/81

H. Gruner, Geologische Spezialkarte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000. Blatt Lüderitz (3436) (Berlin 1880/81).

### Gruner 1890

H. Gruner, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000. Blatt Lüderitz (3436) (Berlin 1890).

### Kainz 1999

W. Kainz, Karte der Bodenlandschaften Sachsen-Anhalts. In: Bodenatlas Sachsen-Anhalt. Teil II:

Thematische Bodenkarten. Hrsg. v. Geologischen Landesamt Sachsen-Anhalt (Halle [Saale] 1999) 4–6.

### Kainz/Fleischer 2006

W. Kainz/C. Fleischer, Böden in Sachsen-Anhalt. In: Bodenbericht Sachsen-Anhalt 2006. Böden und Bodeninformation in Sachsen-Anhalt. Hrsg. v. Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt. Mitt. Geol. u. Bergwesen Sachsen-Anhalt 11 (Halle [Saale] 2006) 33–52.

### Kainz u. a. 1999

W. Kainz/P. String/C. Knauf/A. Möbes, Beschreibung der Bodenlandschaften und Böden. In: W. Kainz/P. String/M. Weller/K.-J. Hartmann/C. Knauf/A. Möbes/D. Feldhaus, Bodenatlas Sachsen-Anhalt. Teil I. Hrsg. v. Geologischen Landesamt Sachsen-Anhalt (Halle [Saale] 1999) 1–48.

### Kainz u. a. 2008

W. Kainz/D. Kühn/D. Krug (Red.), Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland, Maßstab 1:200 000, Blatt CC 3934 Magdeburg. Hrsg. v. Bundesanstalt für Geowiss. und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den staatlichen Geol. Diensten (Hannover 2008).

### Radzinski u. a. 1997

K.-H. Radzinski/H. Blumenstengel/B.-C. Ehling/

W. Knoth/R. Kunert/S. Wansa, Fachinformationssystem Geologie im Bundesland Sachsen-Anhalt. Schlüsselliste für das Datenfeld Stratigraphie (STRAT). In: Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, Beih. 1 (Halle [Saale] 1997) 3–44.

**Stottmeister u. a. 2008**

L. Stottmeister/B. v. Poblozki/W. Reichenbach, Altmark-Fläming-Scholle. In: G. H. Bachmann/B. C. Ehling/R. Eichner/M. Schwab (Hrsg.), Geologie von Sachsen-Anhalt (Stuttgart 2008) 348–369.

---

## Abbildungsnachweis

- 1–2 O. Hartmann
- 3 L. Stottmeister
- 4 L. Stottmeister, W. Kainz,  
A. Möbes

---

## Anschrift

L. Stottmeister, W. Kainz, A. Möbes  
Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-  
Anhalt (LAGB)  
Köthener Str. 38  
06118 Halle (Saale)

O. Hartmann (†), ehemals LAGB