

Gifhorns letztes nahezu intaktes nacheiszeitliches Geotop - der Dünenkomplex Brenneckes Berg

Rainer Bartoschewitz

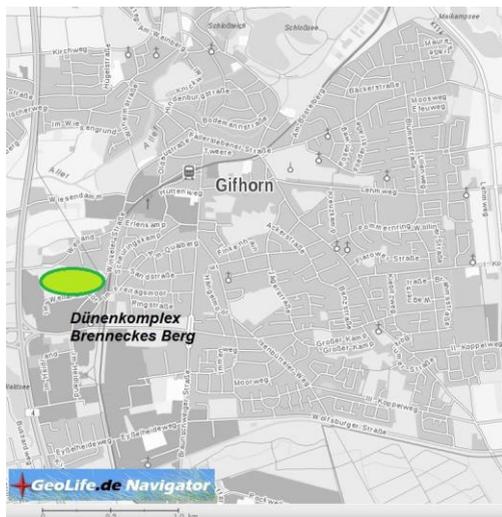


Abb. 1: Lage des Dünenkomplex Brenneckes Berg

Einleitung

Im Westen der Stadt Gifhorn, nördlich der Straße Im Weilandmoor (Abb. 1) befindet sich eine bewaldete Hügellandschaft, die die ruhesuchenden Bürger zu Kurz-Spaziergängen in die Natur einladen. Bei den Hügeln handelt es sich um ein nacheiszeitliches Binnendünen Ensemble, das sich bis zu 13 m aus der umgebenden Sandfläche heraushebt und, im Gegensatz zu nahezu allen anderen Dünen im Stadtgebiet, nicht durch Baumaßnahmen zerstört wurde.

Bedeutung

Als Geotop wurde das Dünengebiet „Im Weiland“ von Look (1984) beschrieben. Geotope sind für die geowissenschaftliche Forschung und Lehre unschätzbare Informationsspeicher und somit schützenswerte Zeugnisse der Erdgeschichte. Die Binnendünen repräsentieren die Landschaft der Oberen Allerniederung und deren geomorphologische Entstehung. Das Gelände des

Dünengebietes Brenneckes Berg besteht aus Altdünen, jungen Parabeldünen, überlagerten Altdünen und einem inzwischen nahezu verlandetem Schlatt (Heideweiher). Diese Kombination stellt eine idealtypische Assimilation von verschiedenen zusammengehörenden nacheiszeitlichen Strukturen in einem fließenden Übergang zur heutigen Zeit auf kleinster Fläche dar (Alisch, 1995).

Aufgrund der hohen Temperaturen und Verdunstungsraten sowie der Nährstoffarmut entwickelt sich auf den offenen Dünenflächen eine reiche wärme- und trockenliebenden floristische und faunistische Artenvielfalt, aber auch die Schlatts stellen Lebensräume für seltene Tier- und Pflanzenarten dar. Entsprechend § 30 Gesetz über Naturschutz und Landschaftspflege (BNatSchG) und § 24 Niedersächsisches Ausführungsgesetz zum Bundesnaturschutzgesetz (NAGBNatSchG) sollten offene Binnendünen, stehende Gewässer und Trockenrasen unter Schutz gestellt werden. Es gibt zurzeit noch kontroverse Meinungen, inwieweit das Dünengebiet Brenneckes Berg den qualitativen Anforderungen des Gesetzes entspricht. Entsprechend des Landschaftsrahmenplans Gifhorn erfüllt das Gebiet die Voraussetzung zur Unterschutzstellung als geschützter Landschaftsbestandteil gemäß § 28 NNatG (LRP, 1994) und im regionalen Raumordnungsprogramm des Großraums Braunschweig wurde dieses Areal als für den Naturschutz wertvolles Gebiet von internationaler, nationaler, landesweiter und regionaler Bedeutung ausgewiesen (ROP, 2008). Der Landkreis Gifhorn stellte 1983 den östlichen Bereich der angegrabenen Ost-Düne mit der Nr. GB-GF 3529/1530 unter Biotop-Schutz: offenen Düne mit Silbergrasflur (Abb.2).

Entstehung

Die Gletscher des Warthe-Stadiums vor etwa 130.000 Jahren erreichten noch gerade den Norden des Kreises Gifhorn. Beim Abschmelzen der Gletscher wurden, wie bereits bei den vorangegangenen Eisvorstößen gewaltige Sandmengen aus den beim Transport zermahlene Gesteinsmassen aus den Moränen herausgespült. In den Bereichen der Abflüsse lagerten sich diese Schmelzwassersande ab.

Während der letzten Eiszeit, dem Weichsel-Glazial, drangen die Gletscher zwar nur bis etwa zur Elbe vor, führten aber hier im Landkreis zu Tundren mit Permafrostböden und kurzphasigen spektakulären klimatischen Wechsell. Es fegten zum Teil eisige Sandstürme und bildeten im eiszeitlich entstandenen Urstromtal der heutigen Aller die „alten“ Flugsandflächen und formten die Altdünen. In Eisrandnähe dominierten in diesem Gebiet Ost- und Nordost-Winde (Paläowind-Indikatoren) bzw. Ost- bis Südwest-Winde (Modellrechnungen) (Meyer und Kottmeier,

1989). Während der Phasen kam es immer wieder zu wechselnder Vegetation und entsprechender Bodenbildung, auf denen sich die späteren Flugsande ablagerten.

Das Weichsel-Glazial ging schlagartig vor 11.600 Jahren zu Ende und ließ die Temperaturen innerhalb von weniger als 15 Jahren um 5°C ansteigen (Caspers et al., 1999). Die kurzphasigen Klimaschwankungen setzten sich mit geringerer Intensität fort und führten vor ca. 10.500 Jahren (Caspers et al. 1999) in eine Periode mit trockenen und strahlungsreichen Sommern, in denen die Permafrostböden oberflächlich tauten. Durch die freiwerdenden Wassermengen kamen die aufgetauten Böden schon bei geringen Hangneigungen ins Rutschen, so dass sich über die Täler und Rinnen gewaltige Schlammströme ergossen und das Permafrostgebiet immer stärker entwässerten, so dass selbst Niederungen trocken fielen (Duphorn 1972). Stürme trieben die Sande aus den trockenen Niederungen. Die „alten“ Flugsandflächen und Altdünen erhielten



Abb. 2: Biotop GB-GF 3529/1530



Abb. 3: für das Jung-Holozän typischer Sandsturm

so letzte geomorphologische Ausprägungen. Durch erosionshemmende Vegetation wurden die Flugsande allmählich flächenhaft stabilisiert, so dass es zu einer Jahrtausende andauernden Bodenbildung kam. Im Holozän (in der Nach-eiszeit bis ins 19. Jahrhundert) erfolgten durch die verschiedensten Gründe Flugsandreaktivierungen, die zur erneuten Bildung von Flugsandflächen und Dünen führten. Die obeliegenden, jüngeren Flugsandflächen und Dünen sind durch einen überwehten, in seiner Fortentwicklung gehemmt bzw. beendeten Eisen-Humus-Podsol mit Ortstein von den älteren Sandablagerungen getrennt. Da unsere Gegend nun eisrandfern war, dominierten, wie auch heute, West-Wind (Meyer und Kottmeier, 1989), so dass die geographische Ausrichtung der Jungdünen sich von den Altdünen unterschied. Die Winde bewegten die Sande der Flächen und Dünen kontinuierlich, solange sie nicht durch Vegetation standhaft wurden, was mehr oder weniger bis ca. 8.000-6.500 vor Chr. erfolgte. Immer wieder ereigneten sich kleinflächige Flugsandreaktivierungen, doch dann begannen ab ca. 1.000 nach Chr. starke anthropogene (vom Menschen verursachte) Einflüsse, insbesondere Waldrodung, Plaggenwirtschaft und Schafweide. Das Resultat waren weitflächige Auswehungen der sandigen Böden und erneute Dünenbewegungen. Siedlungen, Acker- und Weideflächen wurden gefährdet oder zerstört. Zum Schutz begannen die Menschen die Dünen mit genügsamen und tiefwurzelnden Gehölzen zu bepflanzen. Durch die starke Beweidung konnte die Dünenwanderung trotz der Maßnahmen nicht umfassend gestoppt werden. Ab dem 18. Jahrhundert erfolgten dann eine erfolgreiche systematische Aufforstung der Sand- und Dünengebiete mit Wald-Kiefern, die heute die Dünenlandschaft prägen. Für das hiesige Gebiet gab es z. B. am 24.05.1746 eine „Instruktion der Churfürstl. Braunschweig-Lüneburgischen Cammer zur Bekämpfung des Flugsandes“ (Alisch, 1995). Die regionale Problematik der Wehsande wird aus folgendem Quellenzitat deutlich (Roshop, 1979):

In einem Schreiben aus 1803 beklagt der Cantor zu Gifhorn, zwei seiner Äcker am Katzenberg seien „seit vielen Jahren durch Sandwehen unbrauchbar geworden“. Der Küster zu Gifhorn erwidert, sein „Land an Katzenberg ... sei vor 60 Jahren zuletzt beackert worden ... so sehr überweht, dass sich dafür kein Pächter habe finden können“. Man habe eine Berme (=Wall) angelegt, die aber nicht genüge, um den Flugsand vom Acker gänzlich abzuhalten.

Geomorphologie des Dünengebietes

Brenneckes Berg

Binnendünen sind in Flugsandebenen bei gleichgerichteten Winden regelhaften Entwicklungssequenzen unterlegen, die über die Stadien Quer-, Parabel- und Längsdüne mit vorauswandernder Walldüne führen (Alisch, 1995). Entsprechend Abb. 4 können Längsdünen als Endstadien der Entwicklungsreihe bezeichnet werden (Alisch, 1995). Durch den Sandabtrag können sich in den Flugsandflächen Ausblaswannen (Deflationsmulden) bilden, die Basis für die Bildung von Schlatts (Flatt oder auch Heideweiher). Schlatts sind natürliche Sammelbecken von Niederschlagswasser der Dünengebiete und vom Grundwasser weitgehend unbeeinflusst, da die den Sandflächen und Dünen untergelagerten Böden mit ihren Tonmineralen und Ortstein eine Wassersperre darstellen (Abb. 5). Der Dünenkomplex Brenneckes Berg hat eine Fläche

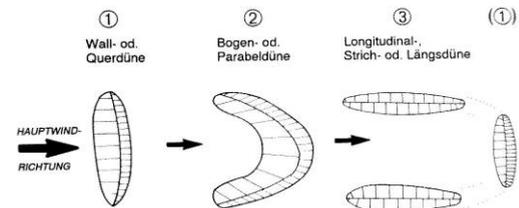


Abb. 4: Entwicklungsstadien der Binnendünen (aus Alisch, 1995)



Abb. 5: schematisches Relief des Dünenkomplexes Brenneckes Berg

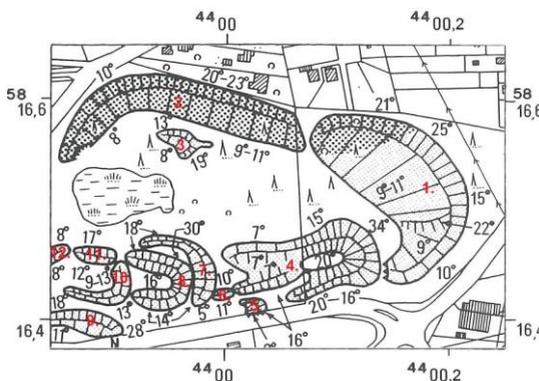


Abb. 6: Detailkartierung Brennecks Berg mit Altdünen (dunkel) und Jungdünen (hell) (Alisch, 1995)

von etwa 13 ha und ist eine Akkumulation aus Altdünen, Jungdünen unterschiedlichen Alters und einem Schlatt (Abb. 6):

Altdünen:

Die östliche und nördliche Begrenzung des Dünengebietes stellen die Dünen Nr. 1 und 2 mit einem Alter von mehr als 10.000 Jahren (Weichselglazial) dar. Düne 1 ist eine Längsdüne mit 13 m Reliefhöhe (Basis westliche Flugsandfläche mit 53,5 m NN) die höchste Erhebung in diesem Gebiet. Die im Westen erkennbare Altdüne ist im Süd-Osten durch überlagernde junge Flugsande erhöht worden. Die Altdüne weist am luv-seitigen Hang eine Neigung von etwa 10° und am lee-seitigen eine Neigung von etwa 21° auf, während die überlagernde Jungdüne eine lee-seitige Hangneigung von bis zu 25° zeigt (Alisch, 1995). Die Überlagerung der Altdüne durch junge Flugsande erfolgte in zwei Phasen, einer ersten im Südwesten und einer zweiten, die den zentralen Bereich überlagerte. Bei der Düne 2 handelt es sich um eine 7 m hohe Parabeldüne. Ihre Neigung liegt mit $8-13^\circ$ am luv-seitigen Hang (Süden) im typischen Bereich, doch eine sehr steile, selten beobachtete lee-seitige Neigung (Norden) von $20-23^\circ$ (typisch $12-18^\circ$), wie auch die Düne 1 (Alisch, 1995). Für Altdünen des westlichen Nieder-sächsischen Tieflandes sind derartig steile lee-seitige Hangneigungen ungewöhnlich und werden

einem nach Osten fortschreitenden kontinentalen Einfluss zugeschrieben (Galon, 1961; Pyritz, 1972). Im Vergleich der Binnendünen der Niederlande und Polen fällt die kontinentale Variante der polnischen Binnendünen mit ausgeprägten Lee-Hängen auf (Alisch, 1995).

Jungdünen:

Die Jungdünen entstanden im Holozän in mindestens zwei verschiedenen Phase durch dominierende Westwinde, doch eine konkrete zeitliche Zuordnung der Phasen kann zurzeit nicht erfolgen. Die Düne 3 ist eine alleinstehende junge Parabeldüne mit Auflösungstendenzen. Die Hangneigungen mit lee-seitig 8° und luv-seitig 19° liegen im Normalbereich (Alisch, 1995). Eine besondere Formengesellschaft bilden die Dünen 4-12, die den „Südschweif“ des bogenförmigen Dünenkomplexes bilden. Der „Südschweif“ setzt sich aus neun, bis zu 4 m hoher ineinander geschachtelter, teils aufeinander gewanderter Parabeldünen zusammen. Die luv-seitigen Hänge erreichen mit bis zu 34° ungewöhnliche Neigungen (Durchschnitt $15-29^\circ$), die Winkel von natürlichen Schüttungswinkeln überschreiten (Alisch, 1995). Diese Dünen wurden aus der im Westen angrenzenden Flugsandfläche gespeist. Die Überlagerung der Altdüne 1 erfolgte zuerst im Südosten mit Sanden der westlichen Flugsandebene, die auch den „Südschweif“ des Geotops bildeten. Der Luv-Hang weist hier eine Neigung von lediglich 10° auf. Während einer zweiten Phase wurde der Sand in der kleinen Flugsandfläche innerhalb des Dünenkomplexes mobilisiert, wobei eine Deflationsmulde im Osten entstand (heutiges Schlatt) und die Düne 1 im zentralen Bereich überlagerte, Hangneigungen veränderte und zur höchsten Erhebung des Geotops mit Luv-Neigungen von $22-25^\circ$ führte.

Schlatt:

Das Schlatt (quartärgeologischer Terminus in Nordwestdeutschland) liegt im Westen des Dünenkomplexes, im Norden durch den

westlichen Teil der Altdüne 2 sowie der alleinstehenden Jungdüne 3 und im Süden durch die Dünen 7, 8 und 11 des Jungdünenkomplexes begrenzt. Es entstand während der letzten Phase der äolischen Bildung. Das bis dahin aufgebaute hufeisenförmige Dünen-Ensemble wirkte bei höheren Windgeschwindigkeiten wie ein Venturi-Rohr – die Sande wurden am westlichen eingengten Eingang ca. 2 m tief bis auf die verfestigten alten Bodenschichten über den liegenden fluviatilen Grobsanden und Kiesen aufgenommen und im Osten auf der bereits vorhandenen überlagerten Düne 1 abgelagert. Zunehmende Vegetation stabilisierte die Wanderdünen stetig und in der Deflationsmulde sammelte sich das Niederschlagswasser des gesamten Dünenkomplexes. Die fehlende Sauerstoffzufuhr in dem Teich verhinderte jedoch eine vollkommene Zersetzung der sedimentierten Pflanzenreste und es kam zur Torfbildung. Heftige Windböen fanden aber immer noch Angriffsflächen in der lückenhaften Vegetationsdecke und wehten Sande in den hufeisenförmigen Dünenkomplex, so dass der Torf immer wieder mit Flugsanden durchsetzt wurde, so dass das Schlatt verschiedene Bodentypen aufweist, vom Moor bis hin zu anmoorigen Bereichen.

Geotop mit Biotopcharakter

Der Dünenkomplex aus Altdünen, Jungdünen unterschiedlicher Alter mit ungewöhnlichen Neigungswinkeln und dem Schlatt stellt für Gifhorn ein einzigartiges Geotop dar. Die anthropogen im Osten offengelegte Düne 1 mit ihrer Silbergrasflur ist bereits als geschütztes Biotop eingetragen (Abb. 9). Das mehr oder weniger verlandete Schlatt hat den Charakter eines Sumpfwaldes (Abb. 10) mit einer kontinuierlichen Reduzierung der geschützten Torfmoose, von denen drei Arten nachgewiesen werden konnten (*Sphagnum palustre*, *fimbriatum* und *denticulatum* var. *Denticulatum*) (Wilcox, 2015) Neben einer reichhaltigen Vogelwelt mit

Nachtigall, Girlitz, Schwarz- und Grünspecht wurden u. a. auch die Ringelnatter (Abb. 7) beobachtet. Mit der Ausholzung im April 2015 und den folgenden Windbruchschäden ist eine Aufwertung des Biotopcharakters zu erwarten.

Fazit

Dieses für den Raum Gifhorn einzigartige Geotop mit idealtypische Assimilation von verschiedenen zusammengehörenden nacheiszeitlichen Strukturen in einem fließenden Übergang zur heutigen Zeit auf kleinster Fläche sind für die geowissenschaftliche Forschung und Lehre ein unschätzbare Informationsspeicher und somit ein schützenswertes Zeugnis der Erdgeschichte (Abb. 8, 9).

Danksagung

Mein Dank gilt Dr. Matthias Alisch, Lehrbeauftragter am Geographischen Institut der Universität Heidelberg, sowie Prof. Dr. Klaus-Dieter Meyer (Direktor beim ehemaligen Landesamt für Bodenforschung, jetzt Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie in Hannover) für die hilfreichen Diskussionen zur Quartär-Geologie und kritischen Durchsicht des Manuskripts.



Abb. 7. Ringelnatter im frisch ausgeholzten Wald (April 2015) westlich des Schlatt



Abb. 9: Jungdünen im östlichen Bereich des Brenneckes Berg (Juli 2015)

Referenzen:

Alich M. 1995. Das äolische Relief der mittleren Oberen Allerniederung (Ostniedersachsen) – spät- und postglaziale Morphogenese, Ausdehnung und Festlegung historischer Wehsande, Sandabgrabungen und Schutzaspekte. Kölner Geographische Arbeiten, Heft 62. Geographisches Institut der Universität zu Köln.

Caspers G., Freund H., Kleinmann A., und Merkt J. (1999). Das Klima im Quartär. In: EisZeit – Das Grosse Abenteuer der Naturbeherrschung. 77-94. Roemer- und Palizaemus-Museum und Jan Thorbecke Verlag.

Duphorn K. 1972. Geomorphologie. Landkreise in Niedersachsen, Bd. 26, I. In: Der Landkreis Gifhorn. 30-33 Walter Dorn Verlag.

Galon R. 1961. Beiträge zur Frage der Entstehung der Inlanddünen in Polen. In: Wenzel, F.: Geographie. Geschichte. Pädagogik (Festschrift W. Maas 60. Geburtstag. 87-98.

Look E.-R. 1984. Geologie und Bergbau im Braunschweiger Land – Eine Dokumentation zur Geologischen Wanderkarte

1:100.000, mit Beiträgen von H. Kolbe, G. Goldberg, H. Jordan, W. Kosmahl, H.-J. Meyer und K.-D. Meyer. Bericht der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover, Heft 127.

LRP 1994: Landschaftsrahmenplan Gifhorn 1994

Meyer H.-H. und Kottmeier Chr. 1989. Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit – Abgeleitet von Paläowindindikatoren und Modellsimulationen. Eiszeit und Gegenwart, 39. 10-18.

Pyritz E. 1972. Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. Göttinger Geographische Abhandlungen, 61.

ROP 2008: Raumordnungsprogramm des Großraums Braunschweig von 2008

Roshop U. 1979. Der Katzenberg in Gifhorn in alter und neuer Zeit. Eine heimatkundliche Betrachtung. – Veröffentl. Museums- und Heimatverein. Gifhorn, 2.

Wilcox J. 2015: pers. Mitteilung



Abb. 10: Schlatt (Jan. 2016)