

PHILIPPIA	13/3	S. 229-244	6 Abb.	Kassel 2008
-----------	------	------------	--------	-------------

Frank N. Schäfer

Zur Geologie des Bergparks Wilhelmshöhe bei Kassel: Die tertiäre Quarzitbildung des Weißensteins

Abstract

In the near vicinity west of Weißenstein-castle at Kassel-Wilhelmshöhe the edge of an ortho-quartzite bank is revealed. Due to its light colour it has given the name for this place. The presumable Eocene to early Oligocene "Weißensteinquartzite" consists mainly of a light coloured quartz-sand cemented by silica as a result of quartz precipitation on sand grains into open pore space.

This process likely took place near the surface so that only a short time period between deposition and cementation of the sand seems possible. The frequently occurring hollow tubular structures within the upper part of the quartzite bank confirm such conditions, as the structures indicate roots of fossil plants. For an origin of the quartzites within the reach of groundwater their more or less continuously well indurated arrangement exhibiting no illuviation features is suggestive. Alternating zones of smooth and rough weathering surfaces are aligned with contrasts in grain size of the host sediment. It seems that variations of induration depend on grain size as well. Although there are only few hints within the direct lithostratigraphic adjacency of the Weißensteinquartzite which refer to the operation of silification processes in the formation environments of the frequently appearing lignites, with regard to the tectono-stratigraphic evolution of the tertiary depositional environment of the Kassel Depression such a correlation is quite conceivable.

At the side walls of the Weißenstein outcrop some vague cross-bedding structures can be recognized. Together with the occurrence of a minor pebbel-sized fraction this indicates a deposition of the former sands within a fluvial environment.

Zusammenfassung

Westlich neben dem Weißensteinflügel des Schlosses Wilhelmshöhe in Kassel ist die Abbruchkante einer Tertiärquarzitbank abgeschlossen, die aufgrund ihrer hellen Färbung namensgebend für diese Ortslage war. Der vermutlich eozäne bis unteroligozäne „Weißensteinquarzit“ besteht überwiegend aus hellen Quarzsanden, die durch Abscheidung von gelöstem Quarz in den Porenräumen verkieselt wurden.

Der Vorgang dieser Silifizierung dürfte sehr oberflächennah erfolgt sein, so daß ein nur geringer zeitlicher Abstand zwischen der Ablagerung der Sande und ihrer Verkittung möglich erscheint. Dafür sprechen die im oberen Bereich der Quarzitbank am Weißenstein häufig zu beobachtenden röhrenartigen Hohlformen, bei denen es sich vermutlich um fossile Wurzelröhren handelt. Auf einen im Einflussbereich des Grundwassers liegenden Entstehungsort weist die mehr oder weniger durchgehend massige Ausbildung des Quarzits und das Fehlen von Anzeichen, die auf eine Silifizierung des sandigen Ausgangsmaterials inner-

halb der ungesättigten Bodenzone schließen lassen. Die unterschiedlich ausgebildeten Verwitterungsoberflächen im Quarzit orientieren sich an Kontrasten der Korngröße des sandigen Ausgangsmaterials. Variationen des Verfestigungsgrades hängen scheinbar ebenfalls von der Korngröße ab. Hinweise, die für einen Ablauf der Silifizierungsprozesse in den Bildungsbereichen der im Habichtswald häufig auftretenden Braunkohlen sprechen, finden sich im unmittelbaren lithostratigraphischen Umfeld des Weißensteinquarzits nur wenige. Im Hinblick auf die tektonostratigraphische Entwicklung des tertiären Sedimentationsraums der Kasseler Senke ist eine solche Korrelation aber durchaus vorstellbar.

Die vereinzelt und nur undeutlich an den Seitenwänden des Quarzitfelsens am Weißenstein erkennbaren Schrägschichtungsstrukturen deuten in Verbindung mit einer untergeordnet auftretenden Kieskomponente darauf hin, daß die ansonsten überwiegend sandigen Ablagerungen, welche das Ausgangsmaterial des Weißensteinquarzits bilden, ursprünglich in einem fluviatilen Milieu abgelagert wurden.

Einleitung

An der Stelle des heute als Museum dienenden Südflügels des Schlosses Wilhelmshöhe (Weißensteinflügel) in Kassel befand sich im Mittelalter das Kloster Weißenstein. Es wurde spätestens 1137 als Augustinerchorherrenstift von einem Fritzlarer Kanoniker gestiftet (DEMANDT 1972: 318, SCHICH 1989: 10). Den Ort Weißenstein schenkten die lokalen Grundeigentümer bereits vor 1137 an den Erzbischof von Mainz, Adalbert I. (Erzbischof von 1111-1137), damit dort ein Kloster errichtet würde (SCHULTZE 1913: Regest 1360). Wie HEIDELBACH (1909) in seiner „Geschichte der Wilhelmshöhe“ berichtet, bestand das Kloster bis zu seiner Aufhebung durch Landgraf Philipp im Jahre 1527 und diente anschließend als Jagdunterkunft der Landgrafen von Hessen-Kassel. Von Landgraf Moritz wurde es ab 1606 zu einem Jagd- und Lustschloss umgebaut und „Maritiolum Leucopetraeum“ (Moritzheim am Weißenstein) benannt (HEIDELBACH 1909: 20). Nachdem am Ende des 17. Jahrhunderts Landgraf Karl die

Gestaltung des heutigen Bergparks mit der Anlage von Kaskaden an den westlich von Weißenstein gelegenen Hängen des Habichtswaldes begonnen hatte (HEIDELBACH 1909: 41), wurde Schloss Weißenstein erst in den 60er Jahren des 18. Jahrhunderts von Landgraf Friedrich II. im barocken Stil großzügig umgebaut. Ab 1786 ließ dann Landgraf Wilhelm IX. anstelle des „alten“ Schlosses einen dreiteiligen Neubau errichten, das 1798 vollendete und nach ihm benannte Schloss Wilhelmshöhe.

Der Name des Ortes Weißenstein leitet sich von einer hellen Felsformation ab, deren Reste noch heute am westlichen Hang direkt unterhalb des Weißensteinflügels zu erkennen sind und die bereits von HEIDELBACH (1909) zutreffend als Quarzite angesprochen wurden.

Dieser Quarzit hat vor allem im unteren Bereich des Bergparks Wilhelmshöhe als gestalterisches Element sowohl in Form von Einzelblöcken (z.B. zur Wegbegrenzung), aber auch in größeren Anhäufungen (z.B. Neuer Wasserfall) vielfach Verwendung gefunden. Durch das helle und teilweise recht auffällig geformte Erscheinungsbild der Quarzitblöcke, welche neben wulstig rundlichen Umrissen häufig auch löcherige Oberflächen erkennen lassen, unterscheidet sich dieses Material meist deutlich von dem ansonsten im Bergpark dominierenden Basalt und Basalttuff. Obgleich inmitten des Bergparks in großer Menge vorhanden, findet sich solches Gestein im sichtbaren Mauerwerk der zahlreichen Bauwerke nicht wieder. Lediglich die aus groben Blöcken errichteten Trockenmauern und seitlich aufgetürmten Massen im unteren Bereich des Neuen Wasserfalls bestehen vorwiegend aus Quarzit. Diese rund 650 m nordwestlich des Weißensteinflügels gelegene Anlage wurde in den Jahren 1826-28 errichtet und musste bereits 1850 wieder grundlegend instand gesetzt werden, da der Baugrund wiederholt nachgegeben hatte (HEIDELBACH 1909: 334).

Das einzige zweifelsfrei autochthone Vorkommen des Quarzits, welches innerhalb des Bergparks Wilhelmshöhe aufgeschlossen ist, stellt die namengebende Felsformation am Weißensteinflügel dar. Hier erreicht der in alten Be-

schreibungen des Bergparks Wilhelmshöhe so genannte „Felsen“ (HEIDELBACH 1909, HOLTMEYER 1913) eine Höhe von rund 5 Metern, wobei seine Spitze weniger als 1 m über das Planum des Weißensteinflügels hinausragt.

Aus geologischer Sicht stellt diese Formation die Abbruchkante einer dort zutagetretenden Quarzitbank dar, welche in den unteren Teil der im Habichtswald weitverbreiteten tertiären Lockersedimente eingeschaltet ist. Stratigraphische Lage und Beschaffenheit des Quarzits lassen nach der Definition von HAAGE (1972: 296) die Bezeichnung „Tertiärquarzit“ zutreffend erscheinen. Dabei ist dieser Begriff im petrologischen Sinn gleichbedeutend mit den Bezeichnungen „Braunkohlenquarzit“ und „Zementquarzit“, deren Verwendung lediglich von dem betrachteten Zusammenhang abhängt (vergl. JUBELT & SCHREITER 1980).

Im Hinblick auf das markante Erscheinungsbild des Gesteins am Weißenstein und die damit verbundene Bedeutung als namengebendes Element, sowie zur Unterscheidung von anderen im Habichtswald auftretenden Quarziten, scheint es angebracht, im weiteren Verlauf die Bezeichnung „Weißensteinquarzit“ zu verwenden.

Zur Bildungsweise von Quarziten

Die petrologische Gliederung der Quarzite kann am einfachsten anhand ihres Bildungsmilieus erfolgen (vergl. SKOLNICK 1965, HOWARD 2000, HOWARD 2005). Den sedimentären Quarziten (engl. auch Orthoquarzite bzw. Silcrete), zu denen alle durch Silifizierungsprozesse oberflächennah verfestigten Quarzsande zählen (z.B. SKOLNICK 1965, MILNES & TWIDALE 1983, MCBRIDE 1989, HOWARD 2000), steht die Gruppe der im deutschen Sprachraum so genannten Felsquarzite (Metaquarzite) gegenüber (z.B. SKOLNICK 1965, JUBELT & SCHREITER 1980, POHL 1992, HOWARD 2000, HOWARD 2005).

Die Felsquarzite entstehen durch die metamorphe Überprägung von Quarz(sand)steinen und weisen von daher oft ein charakteristisch mosaikförmiges Korngefüge auf, welches auf Rekristallisationsprozesse zurückzuführen ist

(z.B. SKOLNICK 1965, PHILPOTTS 1990, HOWARD 2000). Im Habichtswald spielen solche Quarzite keine Rolle, da hier lediglich an den Kontakten zwischen Basalt und angrenzenden Sanden mit einer thermischen Überprägung (wie z.B. Frittung) in begrenztem Umfang zu rechnen ist.

Wie erwähnt, ist die Bildung von sedimentären Quarziten (Tertiärquarziten) grundsätzlich auf eine Verfestigung von Sanden durch Verkiegelungsprozesse zurückzuführen (SKOLNICK 1965). Bei dieser Silifizierung dringt als Kieselsäure (H_4SiO_4) gelöster Quarz (z.B. GREENBERG 1959) in den Porenraum des Sandes ein und wirkt nach anschließender Kristallisation als Zement (z.B. SKOLNICK 1965, HAAGE 1972; SIBLEY & BLATT 1976, MILNES & TWIDALE 1983, SUMMERFIELD 1983a, SOMMER et al. 2006). Der Vorgang der Silifizierung dürfte sehr oberflächennah stattgefunden haben (z.B. SKOLNICK 1965, HAAGE 1972, SUMMERFIELD 1983b, THIRY & MILNES 1991, ALEXANDRE et al. 2004, KELLY et al. 2007), so daß ein relativ geringer zeitlicher Abstand zwischen der Ablagerung der Sande und ihrer Verkittung möglich erscheint (HAAGE 1972).

In Sanden mit ursprünglich tonigen Anteilen erfolgte eine mehr oder weniger vollständige Verdrängung des Tons durch Quarzzement, wobei sich solche Bereiche mikroskopisch durch eine mikro- bis kryptokristalline Zementausbildung von den ansonsten orientierten Quarzüberwachungen unterscheiden, die in den vormals tonfreien Quarzsanden vorherrschen (HAAGE 1972, WEBB & GOLDING 1998, ULLYOTT et al. 2004, ULLYOTT & NASH 2006).

Wie die Silifizierung, d.h. die Ausfällung bzw. Abscheidung des gelösten Quarzes, unter oberflächennahen Bedingungen im Detail vor sich geht, ist bisher jedoch nur ungenügend verstanden (THIRY & MARECHAL 2001, HAD-DAD et al. 2006).

Von den lithologisch eng verwandten Quarzsandsteinen, die ebenfalls durch Quarzzement verkittet werden, kann Quarzit makroskopisch anhand seines Bruchverhaltens unterschieden werden (SKOLNICK 1965, HOWARD 2000,

HOWARD 2005). Dabei breitet sich der Bruch gleichermaßen durch Körner und Zement aus und lässt so eine glasige bzw. muschelige Bruchfläche entstehen. Im Sandstein hingegen verläuft die Bruchkante entlang der einzelnen Korngrenzen. Die diagenetische Verfestigung von Sandsteinen ist zudem überwiegend auf Drucklösungsprozesse in Tiefen ab etwa 1 km zurückzuführen (z.B. MCBRIDE 1989, WILSON & STANTON 1994 und Lit. darin).

Die Vorgänge, welche nach gegenwärtiger Auffassung zum Prozess der Silifizierung von Sanden und damit schließlich zur Bildung von Quarzit führen können, sind recht unterschiedlich.

(1) So können als Lösungsmittel der Kieselsäure Oberflächenwässer angenommen werden, die zunächst in den Sand einsickerten und anschließend wieder verdunsteten, wobei die gelöste Kieselsäure im Porenraum zwischen den einzelnen Quarzkörnern abgeschieden wurde (HAAGE 1972, THIRY 1989, THIRY & MILNES 1991, SHAW & NASH 1998, ALEXANDRE 2004). In diesem Fall deutet der häufige Wechsel von Durchfeuchtung und Trockenlegung auf ein tropisch- bis subtropisch-humides Klima mit ausgeprägten jahreszeitlichen Schwankungen hin (HAAGE 1972, FRIEDMAN & SANDERS 1978, THIRY 1989). Die Herkunft der Kieselsäure vermutet HAAGE (1972) im wesentlichen in den umgebenden Sanden, deren Quarzkörner häufig Korrosionserscheinungen aufweisen. Diese können auf die oberflächliche Anlösung der Quarzkörner durch Bodenlösungen zurückgeführt werden (z.B. BRANTLEY et al. 1986).

(2) Eine andere Möglichkeit stellt die oberflächennahe Verdunstung kieselsäureführender Grundwässer dar (z.B. SIBLEY & BLATT 1976, FRIEDMAN & SANDERS 1978, MCBRIDE 1989), wobei die Herkunft der Kieselsäure hierbei ebenfalls in den Sanden selbst, oder in lateral angrenzenden bzw. überlagernden Schichten angenommen werden kann (MILNES & TWIDALE 1983, ULLYOTT ET AL. 2004, ULLYOTT & NASH 2006).

(3) THIRY & MARECHAL (2001) vermuten, daß die Silifizierung der von ihnen untersuchten

oligozänen Sande des südlichen Pariser Beckens an den Grenzflächen zwischen Grundwasser und frisch infiltrierten Wässern erfolgte, also unabhängig von Evaporation innerhalb der wassergesättigten Zone. Ihren Überlegungen nach fand die relativ junge (Pliozän-Quartär) Silifizierung nur dort statt, wo Sickerwässer auf das an Kieselsäure übersättigte Grundwasser trafen. Denn wenn das Grundwasser bestimmte Zusätze enthält, die die Ausfällung von SiO_2 hemmen, scheint lediglich am Übergang zu Bereichen mit zugeströmtem Wasser eine Ausbildung von Quarzement möglich zu sein. Dort wäre das Sickerwasser dann in der Lage, die entsprechenden geochemischen Eigenschaften des Grundwassers soweit zu verändern, daß gelöster Quarz abgeschieden werden kann. Auf die Quarzausfällung hemmend auswirken können sich z.B. Überzüge der einzelnen Quarzkörner mit Illit, Karbonaten, Eisenoxiden oder metallischen Ionen wie Al^{3+} und/oder auch organische Komplexbildner, die das im Komplex gebundene Si von der Polymerisierung abhalten (THIRY & MARECHAL 2001 und Lit. darin). Um bei Voraussetzung dieser Annahmen die Silifizierung der Sande zu simulieren, verwendeten THIRY & MARECHAL (2001) ein vereinfachtes Rechenmodell. Auf diese Weise konnten bei Vorgabe einer Zeitdauer von 500.000 Jahren Quarzitstrukturen modelliert werden, die mit den vor Ort zu beobachtenden Vorkommen Ähnlichkeiten aufweisen.

(4) Häufig finden sich Quarzite in unmittelbarer Nachbarschaft zu Braunkohlevorkommen (in diesem Fall dann auch Braunkohlenquarzite genannt), was teilweise auch für die tertiäre Sedimentfolge des Habichtswaldes zutrifft (vergl. STECKHAN, 1952; RÖSING, 1958). Dabei wird die Braunkohle meist von Quarzit unterlagert, was auf einen ursächlichen Zusammenhang bezüglich der Bildung schliessen lässt (vergl. HAAGE 1972). Nach BENNET et al. (1991) weist SiO_2 in den tieferen Teilen von Torfmooren, die ja die Vorstufe der Braunkohlenlager darstellen, eine erhöhte Löslichkeit auf. Diese wird den Autoren zufolge durch organische Substanzen, d.h. Huminstoffe (überwiegend Fulvosäuren und Huminsäuren), bei näherungsweise neutralen pH-Werten im anoxischen Umfeld hervorgerufen. Dort kommt es bei Anwesenheit

von Quarz- und Silikatmineralen zu deren Anlösung und anschließender Komplexbildung (BENNETT et al. 1988). Der Transport des gelösten SiO_2 in Form solcher Si-organischen Komplexe in unterlagernde Sande und die dortige Ausfällung könnten also die Bildung von Quarzit im Liegenden von Braunkohleflözen erklären.

Zusammengefasst ergibt sich, daß die Bildung sedimentärer Quarzite und damit auch der Tertiärquarzite ober- und unterhalb des Grundwasserspiegels stattfinden kann, wobei in der wasserungesättigten Zone des Bodens infiltrierende Sickerwässer für den Transport der Kieselsäure verantwortlich sind, in der gesättigten das Grundwasser. In Abhängigkeit von dem jeweiligen Bildungsbereich weisen die Quarzite entsprechende mikro- und makromorphologische Merkmale auf, die für eine Unterscheidung genutzt werden können (vergl. HAAGE 1972, THIRY & MILNES 1991, ULLYOTT et al. 2004, ULLYOTT & NASH 2006).

Um auf die Frage eingehen zu können, welche Vorgänge bei der Bildung des Weißensteinquarzits im Vordergrund standen, sind nachfolgend die geologische Zuordnung und Beschaffenheit dieses Gesteins näher zu betrachten.

Geologische Zuordnung

Während der tiefere Untergrund des Kasseler Raumes von den sehr mächtigen Schichten des Buntsandsteins gebildet wird, denen häufig noch Höhenrücken aus Muschelkalk auflagern, sind die jüngeren Ablagerungen des Mesozoikums bis auf geringe Reste nicht mehr erhalten (RÖSING 1958).

Ablagerungen des Tertiärs finden sich in größerer Mächtigkeit im Bereich des morphologisch herausragenden Habichtswaldmassivs, wo sie gemeinsam mit vulkanischen Gesteinen (Basalte und Basalttuffe) auftreten (RÖSING 1958). Ihre Anwesenheit im Gelände ist aber oft auf den ersten Blick kaum zu erkennen, da diese Sedimente hier weiträumig von basaltischen Schuttmassen bzw. deren Verwitterungsprodukten überdeckt werden. Die Tertiärsedimente des Habichtswaldes lagern mit schwachem

Einfallen nach Osten dem triassischen Untergrund auf und bestehen aus einer häufig wechselnden Abfolge von Tonen, Sanden und Kiesen, in welche mehrere Braunkohlenflöze und Quarzite eingeschaltet sind (STECKHAN 1952, RÖSING 1958). Von ihrer wahrscheinlich eozänen Basis aus (BECKER & KULICK 1999: Abb. 25, SISSINGH 2003) lassen sich die Sedimente zum Hangenden hin bis ins obere Miozän verfolgen, wo sie schließlich von obermiozänen Basalten und Basalttuffen begrenzt werden (vergl. RÖSING 1958, WEDEPOHL 1982).

Innerhalb dieser Schichtenfolge lagert die Bank des Weißensteinquarzits unterhalb des oligozänen Rupeltons und wird von RÖSING (1958) als den „Älteren Quarzitsanden“ zugehörig angesehen. Damit verbunden ist ein vermutlich früholigozänes Alter, also etwa 32-34 Mio. Jahre (BECKER & KULICK 1999: Abb. 25, GRADSTEIN et al. 2004).

Im Unterschied zu den übrigen Quarzitbildungen, die in den Tertiärsedimenten des Habichtswaldes auftreten (STECKHAN 1952), erreicht die Quarzitbank des Weißensteins eine markante Mächtigkeit von bis zu fünf Metern und lässt sich auf der geologischen Karte (Blatt 4622 Kassel-West, 1:25000) nahezu entlang des gesamten nordöstlichen und nördlichen Randes des Habichtswaldes verfolgen. Es finden sich allerdings nur wenige Aufschlüsse, die eine direkte Betrachtung der Bank ermöglichen. So steht sie ausserhalb des Bergparks in der Nähe des Förstersteiges im oberen Ahnetal (um R: ³⁵26150, H: ⁵⁶88900) an, wohingegen die ca. 400 m südöstlich des Weißensteinflügels zu beiden Seiten der Mulangstraße herumliegenden, mehrheitlich wohl abgeglittenen und somit allochthonen Quarzitblöcke lediglich ihr dortiges Vorhandensein anzeigen.

Die Aufschlussverhältnisse erlauben weder am Weißenstein, noch im Ahnetal eine Betrachtung des liegenden und hangenden Übergangs der Quarzite in die angrenzenden Schichten. Als Hinweis auf den lithostratigraphischen Kontext des Weißensteinquarzits kann aber das in RÖSING (1958) aufgelistete Profil der Bohrung Nr. 62 herangezogen werden. Diese Bohrung

Eozän ? Unteroligozän	?
	Ältere Quarzitsande
Mitteloligozän	Rupelton
	Kasseler Meeressand
Oberoligozän ? Miozän	Frielendorfer- Schichten
	Basistone mit Kohle

Abb. 1: Schematische Gliederung des Tertiärs im Habichtswald (nach BECKER & KULICK 1999: Abb. 25 und SCHÄFER 2004).

wurde in den Jahren 1905-1908 zur Erschließung von Mineralwasser rund 1,5 km südöstlich von Schloss Wilhelmshöhe niedergebracht (um R: ³⁵29790, H: ⁵⁶85410). Vereinfacht ergibt sich daraus die in Abb. 2 gezeigte Schichtenfolge.

Die Bohrung erreicht in einer Tiefe von 73,5 m u.G. die Tertiärbasis. Im Hinblick auf diesen zuverlässigen Bezugshorizont kann hier von der Annahme ausgegangen werden, daß es sich bei dem in 9,6 m Tiefe erbohrten und rund 2,4 m mächtigen hellgrauen Quarzit um den Weißensteinquarzit handelt. Denn im Habichtswald ist für den Abschnitt zwischen Tertiärbasis und Rupelton keine weitere Quarzitbank mit entsprechender Mächtigkeit bekannt (vergl. RÖSING 1958). Bemerkenswert für dieses Profil ist die Erwähnung von Pflanzenresten in dem durchsunkenen Quarzit.

Die von RÖSING (1958) genannte Schwierigkeit ungenügender petrofazieller Unterscheidungsmerkmale innerhalb der im Liegenden des Rupeltons befindlichen Tertiärsedimente erlaubt keine weitergehende stratigraphische Unterteilung dieser Abfolge. Zudem ist bisher unklar, wo genau die Grenze zwischen dem bei BECKER & KULICK (1999: Abb. 25) ins Eozän gestellten Basiston und den darüber folgenden oligozänen Schichten verläuft.

Beschaffenheit des Weißensteinquarzits

Äußerlich zeigt sich der Quarzit des Weißensteins in frischem Zustand meist weiß, gelegentlich auch braun gefleckt und teilweise auffällig von röhrenartigen Hohlformen durchzogen (Abb. 3). Im verwitterten Zustand treten bräunliche und graue Farben in den Vordergrund. Durch den Bewuchs mit Flechten und Moosen kann die Gesteinsoberfläche aber auch grünlich erscheinenden.

Die im obersten Bereich der Quarzitbank am Weißenstein zahlreichen Löcher, bzw. trichter- bis röhrenförmigen Vertiefungen erreichen im Mittel 1-4 cm Durchmesser und sind unregelmäßig verteilt. Sie scheinen hier nicht viel weiter als 1,5 m in die Tiefe zu reichen. Diese auffälligen Vertiefungen und Hohlräume sind auch

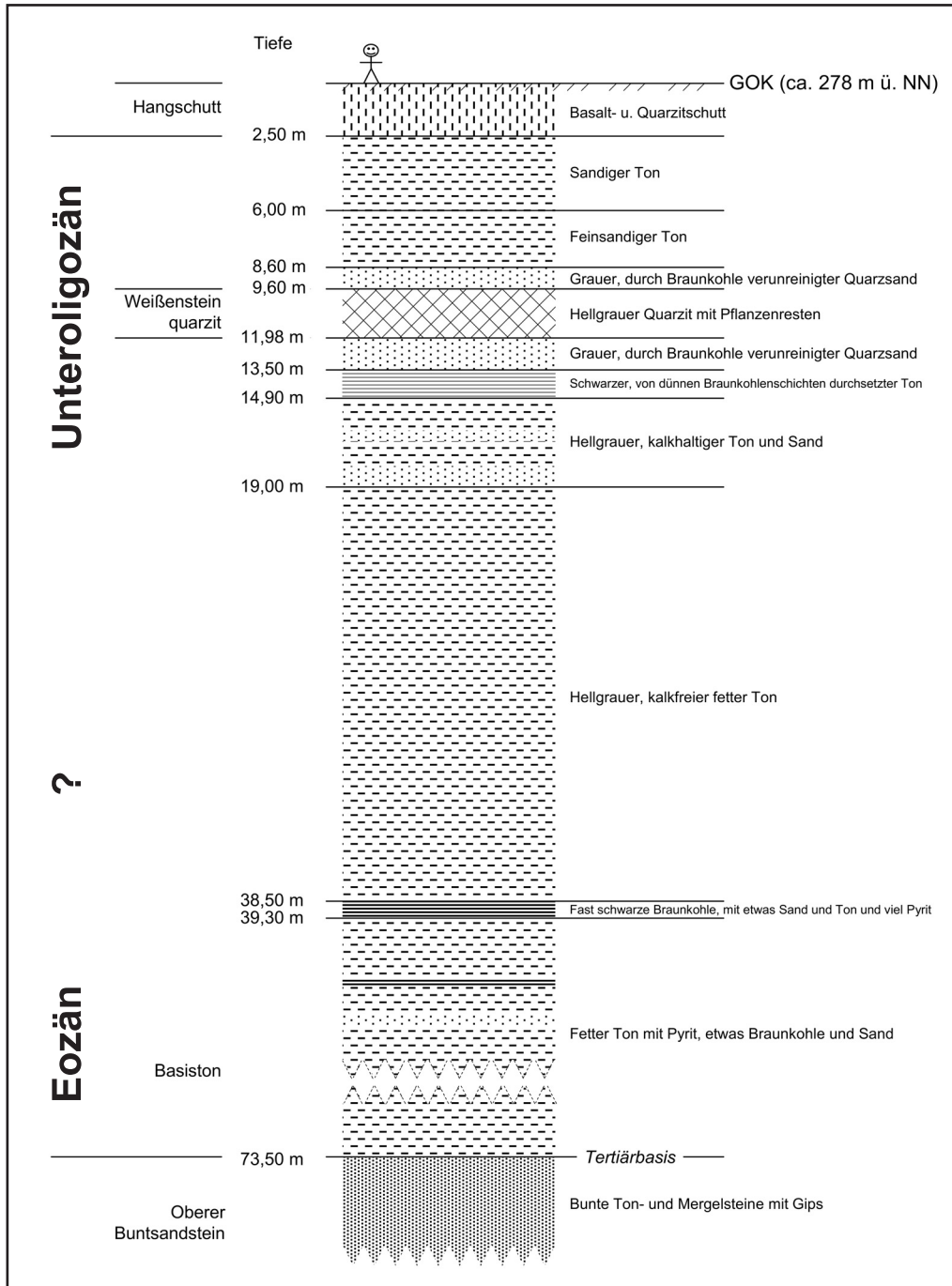


Abb. 2: Halbschematisches Normalprofil nach dem in RÖSING (1958) aufgelisteten Schichtenverzeichnis der Bohrung Nr. 62. Rechts ist die Beschreibung des Bohrgutes wiedergegeben, links die stratigraphische Zuordnung. Erläuterungen und zur Lage der Bohrung siehe Text.

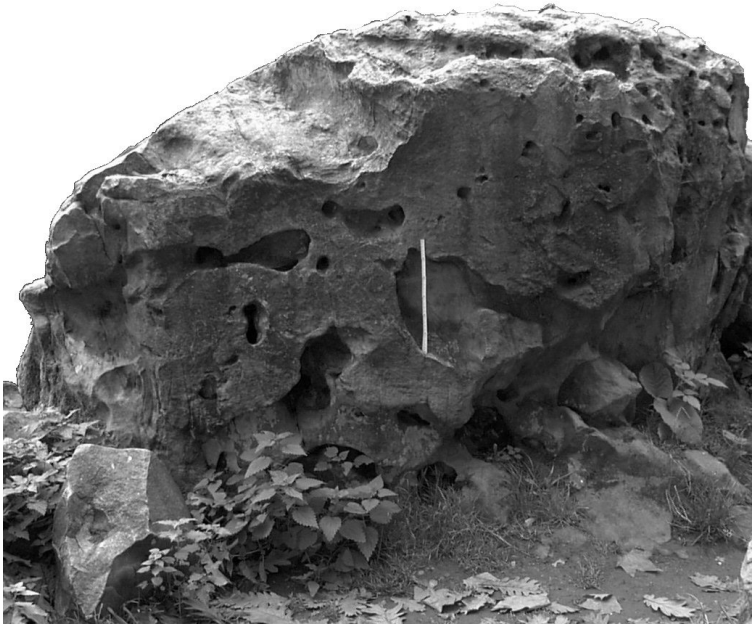


Abb. 3: Oberster Bereich des unmittelbar westlich vom Weißensteinflügel anstehenden Quarzits mit typischen röhrenartigen Hohlformen. Höhe des Maßstabs 0,30 m.

in den in großer Menge im unteren Bereich des Neuen Wasserfalls angehäuften Blöcken aus Weißensteinquarzit zu erkennen, hier teilweise sogar noch deutlicher ausgeprägt. Ähnliche Gebilde wurden von MILNES & TWIDALE (1983) in australischen Quarziten beschrieben und dort als fossile Wurzelröhren gedeutet.

Bei der näheren Betrachtung des Quarzits am Weißenstein fällt auf, daß hier unterschiedliche Ausbildungsformen der verwitterten Oberfläche nebeneinander vorliegen. So können relativ körnige und massig-dichte Bereiche unterschieden werden, die meist scharf voneinander abgegrenzt sind. Diese ungleiche Ausprägung kann auch an vielen der im Bergpark verteilten Quarzitblöcke beobachtet werden. Dort finden sich z. B. entlang des Wasserlaufs zwischen Fontänenteich und Lac größere Blöcke, welche die unregelmäßige Verteilung der beiden Oberflächengefüge zeigen (Abb. 4). Die dichteren Bereiche ragen aufgrund ihrer höheren Verwitterungsresistenz in Relation zu dem umgebenden Material leicht hervor.

Offenbar hängt diese unterschiedliche Ausbildung der Verwitterungsoberflächen mit dem

Anteil und der Korngröße des klastischen Quarzes im Gestein zusammen, wie sich bei der mikroskopischen Untersuchung von frischen Bruchflächen herausstellt. Dabei weisen die gröberkörnigen Bereiche des Quarzits meist eine Verwitterungsrinde auf, welche teilweise das körnige Sandgefüge gut sichtbar werden lässt, während geringe Korngröße eher mit den dicht erscheinenden Partien einhergeht. Der Verfestigungsgrad des körnig verwitternden Materials ist ungleichmäßig und es finden sich Übergänge von starker Verfestigung bis zu Ausbildungsformen, deren Bruch entlang der Korngrenzen verläuft. Der Definition in HOWARD (2000, 2005) entsprechend, handelt es sich hierbei dann um Sandstein. Nach visueller Abschätzung weist auf den verwitterten Oberflächen die korngestützte Matrix meist eine mäßig gute bis gute Sortierung auf, wobei gut gerundete Quarzkörner überwiegen. Häufig finden sich in der sandigen Grundmasse auch gröbere Körner (bis Mittelkies-Größe), die manchmal etwas schlechter gerundet sind (Abb. 5).

Innerhalb der dicht erscheinenden und immer stark verfestigten Bereiche des Weißenstein-

Abb. 4: Allochthoner Quarzitblock im Bereich des zwischen Fontänen-
teich und Lac befindlichen
Wasserlaufs. Es können
ungleiche Ausbildungs-
formen der Verwitterungs-
oberfläche des Quarzits
unterschieden werden.
Erläuterung siehe Text.
Höhe des Maßstabs
0,15 m. (Bei den hellen
rundlichen Gebilden han-
delt es sich um Flechten)



quarzits sind an den verwitterten Oberflächen mit bloßem Auge keine einzelnen Körner mehr zu unterscheiden. Auf frischen Bruchflächen zeigt sich ein feinkörniges Gefüge, in welchem auch unter dem Auflichtmikroskop eine Trennung zwischen klastischen Körnern und Quarzzement nicht möglich ist. Nur ganz vereinzelt können dort klastische Sandkörner anhand ihrer etwas größeren Ausmaße und gut gerundeten Form innerhalb der mehrheitlich feinkörnigen Quarzgrundmasse beobachtet werden. Der Zementanteil scheint hier also zu überwiegen, wobei es sich aber auch um einen schluffigen Detritus mit orientierten Anwachsäumen handeln könnte.

Das dicht erscheinende Oberflächengefüge dieser feinkörnigen Bereiche ist wahrscheinlich auf einen verwitterungsbedingten Verkieselungsprozess zurückzuführen, der an Gesteinsflächen, welche über längere Zeiträume der Verwitterung zugänglich sind, auftreten kann. Dabei löst Wasser an der Oberfläche in geringem Ausmaß den Quarz und scheidet ihn beim darauffolgenden Verdunsten wieder ab

(vergl. DIXON et al. 2002, PERRY et al. 2006). Mit zunehmender Korngröße beginnt dann der Einfluß der physikalischen Verwitterung zu überwiegen und die Oberflächenverkieselung vermindert sich.

Die im Ahnetal aufgeschlossenen Quarzite gleichen in ihrer äußeren Erscheinung denjenigen des Bergparks nahezu vollständig. Auch sie zeigen neben den dicht erscheinenden Partien körnig verwitternde Bereiche, in welchen bei starker Verfestigung, d.h. nach der Definition in HOWARD (2000, 2005) in Quarzit-Ausbildung, teilweise auch eine mittel- bis grobsandige Kornmatrix auf frischen Bruchflächen erkennbar ist. Der Zementquarz, welcher den Porenraum ausfüllt, liegt dabei in mikro- bis kryptokristalliner Form vor. Unmittelbar angrenzend kann der Verfestigungsgrad dann teilweise rasch nachlassen, was zu einem Sandsteingefüge führt. Die Sandkörner in diesen schwach verkitteten Bereichen lassen unter dem Mikroskop häufig rostbraune Beläge erkennen, die dem Gestein insgesamt eine bräunliche Färbung verleihen. Wahrscheinlich handelt es sich



Abb. 5: Verwitterungs-
oberfläche eines allochthonen Quarzitblocks
im Bereich des Neuen
Wasserfalls mit deutlich
erkennbarem Kiesanteil
in sandiger Matrix.

um Eisenoxide, wobei fraglich bleibt, ob deren Ursprung im Sediment liegt, oder auf die Verwitterung zurückgeht.

Beide Varietäten treten am Übergang in un-
verfestigten Sand auf, der dort die anstehende
Quarzitbank unterlagert. Ob es sich dabei um
eine linsenförmige Einschaltung in den Quarzit
handelt, oder hier die liegende Begrenzung
der Quarzitbank erreicht ist, kann aufgrund der
Aufschlußsituation nicht mit Sicherheit gesagt
werden. Die zu beobachtende Unterfläche der
Bank weist eine leicht gewellte Form auf. Die
Begrenzung zum liegenden Sand ist scharf
ausgebildet.

Die Korngröße der lockeren Quarzsande vari-
iert recht stark, so daß von Fein- bis Grob-
sanden alle Fraktionen vorhanden sind und
auch ein untergeordneter Kiesanteil nicht fehlt.
Ähnlich verhält es sich mit der mäßig guten bis
sehr guten Sortierung und dem Rundungs-
grad, welcher von angerundet bis gut gerundet
reicht.

Die Quarzitbank des Ahnetals erreicht im
Unterschied zum Weißenstein lediglich eine
Mächtigkeit von gut 2 m, wobei offen bleibt, ob
unterhalb der maximal ca. 0,3 m aufgeschlos-
senen Sandlage noch weitere autochthone
Quarzitbildungen folgen. Die röhrenförmigen
Vertiefungen durchsetzen die Bank in ihrer ge-
samten Mächtigkeit und weichen in ihrer Form
und Anordnung nicht vom Erscheinungsbild im
Bergpark ab. Seitlich kann diese Quarzitbank
anhand von zahlreichen abgebrochenen Blö-
cken noch wenige Dekameter weiterverfolgt
werden.

Zusammengefasst ergibt sich, daß das einheitlich
wirkende Gefüge des Quarzits bei näherer
Betrachtung relativ verschiedene Ausbildungs-
formen aufweist mit oft abrupten, stellenweise
aber auch allmählichen Übergängen. Als eine
wesentliche Ursache dafür kann sicherlich das
sandige Ausgangsmaterial betrachtet werden,
dessen Korngrößenzusammensetzung un-
einheitlich ist. Daneben treten die verschie-
denen Grade der Verfestigung, was wiederum
vom Ausmaß der Silifizierung abhängt. Allen
Quarziten gemeinsam scheint jedenfalls eine

weitgehend unregelmäßige Anordnung der unterschiedlichen Bereiche, ohne erkennbare vertikale Strukturierung zu sein, soweit dies durch die begrenzten Aufschlußbeobachtungen beurteilt werden kann.

Sedimentstrukturen als Hinweise auf die Bildungsbedingungen des sandigen Ausgangsmaterials für den Weißensteinquarzit finden sich nur wenige. So sind an der Steilwand des Weißensteinfelsens, die den herunterführenden Weg vom Weißensteinflügel in Richtung Schlossteich auf der Westseite begrenzt, an einigen Stellen im unteren und mittleren Bereich undeutliche Schichtungsstrukturen zu beobachten. Dabei handelt es sich zum Teil um Schrägschichtung, wobei die diskordanten Begrenzungen von Schrägschichtungskörpern sichtbar werden. In einem Fall kann trotz des nur fragmentarisch erkennbaren Gefüges die Mächtigkeit eines einzelnen Schichtkörpers auf etwa 8 cm bestimmt werden. Die zugehörigen Einfallswinkel übersteigen Werte von rund 20° nicht und auch diejenigen der anderen erkennbaren Schrägschichtungsstrukturen werden nicht größer.

Diskussion

Die beschriebenen Beobachtungen können nun verwendet werden, um Hinweise auf die Genese des Weißensteinquarzits und sein Ausgangsmaterial, die Älteren Quarzitsande, abzuleiten. Das weitgehende Fehlen von mikromorphologischen Untersuchungen beschränkt dabei die Interpretationsmöglichkeiten. Dies wird jedoch zumindest teilweise dadurch ausgeglichen, daß für den Weißensteinquarzit eine klare Beziehung zum stratigraphischen Verband erkennbar ist und sich hieraus zusätzliche Hinweise auf seine Bildungsweise ergeben.

Nach RÖSING (1958) treten innerhalb und über den Älteren Quarzitsanden, also in unmittelbarer stratigraphischer Nähe des Weißensteinquarzits, Braunkohlenflöze auf. Dies kann darauf hinweisen, daß für die Entstehung des Weißensteinquarzits Prozesse im Zusammenhang mit der Braunkohlebildung in Betracht kommen, wie dies auch schon BEYSCHLAG

(1909) in seinen Erläuterungen zur Geologischen Karte Blatt 4722 Besse durch die Verwendung des Begriffs „Braunkohlenquarzit“ angenommen hat.

Zwar ist im unmittelbar Hangenden der Quarzitbank kein Braunkohleflöz bekannt, doch geht aus dem in Abb. 2 gezeigten Profil hervor, daß zumindest im Bereich der Bohrung die über- und unterlagernden Sande mit Braunkohle „verunreinigt“ sind. Zudem scheinen die in den Schichten oberhalb des Weißensteinquarzits von RÖSING (1958) erwähnten Flöze tendenziell eine weitere Erstreckung zu haben, als die in den bis zur Tertiärbasis hinabreichenden liegenden Sedimenten. Die Mächtigkeiten der zwischen den Älteren Quarzitsanden und dem Rupelton auftretenden Flöze, die teilweise auch abgebaut wurden (RÖSING 1958: 48), schwankt von einigen Dezimetern bis zu 1,8 m. Offenbar verbesserten sich also mit der Zeit die Bedingungen für die Braunkohlebildung.

Zum Ende des Eozän setzte im Bereich der Hessischen Senke infolge von Rifttektonik Subsidenz ein, die sich nach einer Unterbrechung im frühen Oligozän bis zu dem im Habichtswald vom Rupelton bezeugten eustatischen Eindringen des Meeres von Norden her verlangsamt fortsetzte und dann im weiteren Verlauf des Oligozäns ausklang (SISSINGH 2003). Den Ausführungen von SISSINGH (2003) zufolge scheint es möglich, daß die im frühen Oligozän unterbrochene Subsidenz von Hebungen abgelöst wurde, was stellenweise zur Erosion des Untergrundes führte.

Insofern kann im Liegenden des Rupeltons mit einem Hiatus gerechnet werden, was für die stratigraphische Zuordnung des Weißensteinquarzits einen weiteren Unsicherheitsfaktor bedeutet. Falls es sich bei den im Habichtswald die Tertiärbasis bildenden Basistonen und den überlagernden Älteren Quarzitsanden um die Relikte eozäner Sedimentation handeln sollte, wäre das Alter des Weißensteinquarzits entsprechend höher anzunehmen.

Die Deutung der auffälligen röhrenartigen Hohlformen in den oberen Bereichen der Quarzite als fossile Wurzelröhren liegt im Hinblick auf die

von MILNES & TWIDALE (1983) beschriebenen ähnlich ausgeprägten Gebilde in australischen Quarziten nahe. Auch ULLYOTT et al. (2004) verweisen für Quarzite aus Südengland darauf, daß solche Strukturen typischerweise als Wurzelröhren aufgefasst werden.

Die Anwesenheit von fossilen Wurzelröhren im Weißensteinquarzit würde klar auf eine Bildung in unmittelbarer Oberflächennähe hinweisen, wobei die Verfestigung des Sediments dann zeitnah der Ablagerung gefolgt sein dürfte. Denn das sandige Ausgangsmaterial des Weißensteinquarzits müsste, der Argumentation von HAAGE (1972) entsprechend, bereits verfestigt gewesen sein, bevor die Wurzelhölräume durch den Sedimentationsdruck bzw. durch Wasser wieder zerstört wurden. Gleiches gilt auch für die im Bohrprofil (Abb. 2) erwähnten Pflanzenfossilien.

Eine erst sehr viel später stattfindende Silifizierung, wie sie bei den von THIRY & MARECHAL (2001) untersuchten Quarziten des südlichen Pariser Beckens (Fontainebleau) angenommen und durch ihre offensichtliche Beziehung zum lokalen Oberflächenrelief angezeigt wird (THIRY et al. 1988, ULLYOTT et al. 2004, ULLYOTT & NASH 2006), kommt also kaum in Frage, zumal eine derartige Beziehung zur Geländemorphologie für den Weißensteinquarzit nicht erkennbar ist.

Weder im Bergpark noch im Ahnetal konnten Anzeichen gefunden werden, die auf eine Silifizierung des sandigen Ausgangsmaterials innerhalb der ungesättigten Bodenzone schließen lassen, wie das z.B. in den von HAAGE (1972) beschriebenen Quarziten des Braunkohlenreviers Leipzig-Halle teilweise der Fall ist. Solche Merkmale können typischerweise säulenartige Verfestigungsformen, zapfenartige Bildungen des Quarzits in das unverfestigte Sediment, unregelmäßige Liegendbegrenzungen mit allmählichen Übergängen von verfestigten in unverfestigte Bereiche und knollenartige Ausbildungsformen im Dezimeterbereich umfassen, aber auch im Quarzit eingelagerte unverfestigte Sandlinsen (z.B. HAAGE 1972, THIRY 1989, THIRY & MILNES 1991, WEBB & GOLDING 1998). Alle diese Strukturen werden

von den Autoren auf Sickerwässer zurückgeführt, die oberflächennah infiltrierten. Für die damit verbundenen Zufuhrbahnen der von oben eindringenden Lösungen finden sich im Weißensteinquarzit ebenfalls keine Anhaltspunkte.

Im Umkehrschluß folgt daraus, daß der Weißensteinquarzit wahrscheinlich innerhalb eines bis an die Oberfläche reichenden Grundwasserhorizontes gebildet wurde, was zu einem sumpfigen Bildungsmilieu passen würde. Dafür spricht auch die weitgehend massige und kompakte Ausbildung des Quarzits als gebankte Formation, die für Quarzitbildungen im Grundwasser typisch ist (z.B. THIRY & MILNES 1991, WEBB & GOLDING 1998). Als Grundwasser-sole wäre dann die schwarze Tonschicht anzunehmen, welche im Bohrprofil (Abb. 2) etwa 1,5 m unter dem Quarzit liegend verzeichnet ist.

Die Tiefe von über 2 m, bis zu der Wurzelröhren im anstehenden Weißensteinquarzit zu finden sind, lässt auf Bäume mit entsprechend tiefreichendem Wurzelwerk schließen. Die Reichweite von rezenten Baumwurzeln in die Tiefe kann aus der Arbeit von STONE & KALISZ (1991) entnommen werden. Dabei zeigt sich, daß Wurzeln von Bäumen, die auf wassergesättigten Böden stehen, meist bis in Tiefen von teilweise deutlich mehr als 2-3 m reichen können.

In den von KOVAR-EDER et al. (2001) untersuchten Bildungsräumen miozäner Braunkohle fand sich *Glyptostrobus europaeus* als dominierende Baumart der damaligen Sumpfwälder. Bereits für das Eozän sind diese fossilen Bäume, die wohl der heutigen Wasserfichte *Glyptostrobus pensilis* entsprechen (BUTALA & CRIDLAND 1978), belegt (z.B. PAVLYUTKIN et al. 2006). Diese oder ähnliche Bäume wären als Verursacher der Wurzelröhren im Weißensteinquarzit also durchaus vorstellbar. Als eingängige Vorstellung von einem Sumpfwald im Tertiär mag dabei Abbildung 6 dienen.

Wie weiter oben bereits beschrieben, können in den tieferen Teilen von Torfmooren Bedingungen auftreten, welche die für eine Quarzitbildung erforderliche Mobilisierung von Quarz

ermöglichen (vergl. BENNETT et al. 1988, BENNETT et al. 1991). Die Konzentration der organischen Säuren, welche für die dazu notwendige Komplexbildung geeignet sind, scheint nach BENNETT et al. (1991) in anaerober Umgebung am höchsten zu sein, so daß der hochreichende Grundwasserstand eines Sumpfes bzw. Moores günstige Voraussetzungen dafür liefert.

Bei Annahme vergleichbarer Vorgänge für die Entstehung des Weißensteinquarzits, wäre im Hangenden ein Braunkohlenflöz zu erwarten. Das Fehlen eines entsprechenden Flözes unmittelbar über dem Weißensteinquarzit könnte auf einsetzende Erosionsprozesse zurückgehen, die infolge der von SISSING (2003) angenommenen Hebung im frühen Oligozän stattfanden. Bezeichnenderweise unterliegen die von RÖSING (1958) zwischen Älteren Quarzitsanden und Rupelton erwähnten braunkohleführenden Schichten („Ältere Braunkohlenstufe“) starken Mächtigkeitsschwankungen, was diese Annahme unterstützen würde. Andererseits können auch Schwankungen des fossilen Grundwasserspiegels dafür verantwortlich sein, daß die bereits abgelagerte Torfsubstanz bei dessen Absinken wieder weitgehend abgebaut wurde und daher nur dünne Braunkohlenschmitzen entstehen konnten, welche sich im Bohrprofil (Abb. 2) lediglich als Verunreinigungen bemerkbar machen.

Die unterschiedlichen Erscheinungsformen der verwitterten Gesteinsoberflächen sind dem mikroskopischen Befund nach wahrscheinlich auf Kontraste der Korngrößen im Gestein zurückzuführen. Feinerkörnige Bereiche zeigen dabei eher glatte und dicht erscheinende Verwitterungsflächen und umgekehrt.

Variierende Verfestigungsgrade des Weißensteinquarzits können nach HAAGE (1972) als Folge ungleichmäßiger Verkittungsprozesse aufgefasst werden. Die Untersuchungen von CANALS & MEUNIER (1995) zeigen, daß grundsätzlich in feinerkörnigen Bereichen mit einer schnelleren Silifizierung zu rechnen ist, als in groben Sanden. An der vergleichsweise größeren Oberfläche des feinen Materials kann in gleicher Zeit mehr Quarz abgeschieden

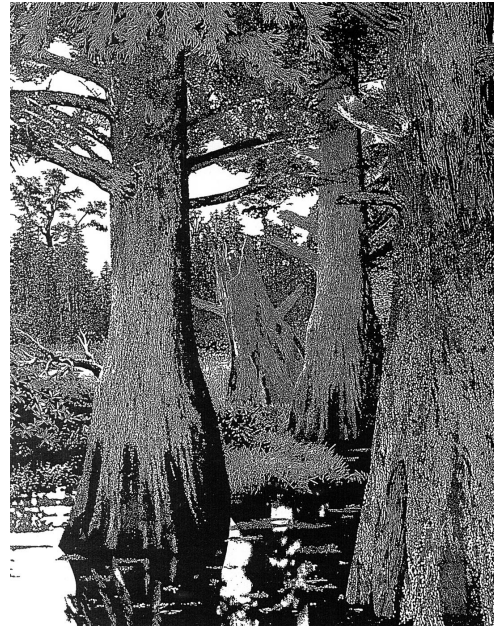


Abb. 6: Rekonstruktion eines Sumpfwaldes mit großen Bäumen von *Glyptostrobus europaeus* (fossile Wasserfichte) wie er für das Miozän angenommen wird. Aus KOVAR-EDER et al. (2001: Fig.6).

werden. Das dürfte die feinkörnigen und dabei durchgängig stark verfestigten Bereiche des Weißensteinquarzits erklären, denn in der vermutlich relativ rasch ablaufenden Silifizierungsphase konnte sich in diesen Zonen mehr Zement bilden.

Es finden sich im Weißensteinquarzit aber zudem auch grobkörnige Bereiche, die keine sichtbare Porosität mehr aufweisen, d.h. stark verfestigt sind und quarzitisches Bruchflächen erkennen lassen. Der in diesen grobkörnigen Partien mikro- bis kryptokristalline ausgebildete Quarzement deutet auf einen ursprünglich im Sediment vorhandenen Tonanteil hin, der verdrängt wurde (HAAGE 1972, WEBB & GOLDING 1998, ULLYOTT et al. 2004, ULLYOTT & NASH 2006).

Wie ULLYOTT & NASH (2006) ausführen, besteht auch die Möglichkeit, daß tonige Anteile erst nach Ablagerung des Sediments in dieses eingespült wurden. Daraus kann geschlossen

werden, daß Partien mit entsprechend feinstkörniger Zementausbildung nicht auf Bereiche beschränkt sind, in welchen sich die ggf. bereits im Ausgangsmaterial vorhandene Tonkomponente befand, sondern auch überall dort auftreten können, wo feinklastisches Material nachträglich eingespült wurde.

Nach CECIL & HEALD (1971) und HEALD & LA-RESE (1974) hemmen Überzüge der Sedimentkörner die Abscheidung von Quarzzement, weshalb es möglich erscheint, daß die Ursache für die weniger gute Verfestigung einiger Quarzitbereiche in den dort beobachteten Verunreinigungen der Kornoberflächen, wahrscheinlich mit Eisenoxid, zu suchen ist. In diesem Fall ist anzunehmen, daß es sich bei den Belägen um bereits vor der Silifizierung vorhandene Verunreinigungen handelt, die trotz des hier vermuteten Grundwassereinflusses auf den Körnern haften geblieben sind.

Es ist aber auch denkbar, daß die Eisenoxide erst aus rezenten Verwitterungslösungen auf den Körnern der porösen Sandsteinbereiche abgeschieden wurden und somit nicht für die schwache Verkittung verantwortlich sind. Da Gesteine in solcher Ausprägung nur im unteren Randbereich der Quarzitbank des Ahnetals anstehend angetroffen wurden, handelt es sich also eher um Übergänge in den unverfestigten Sand oder vielleicht auch um Verwitterungsrinden, so wie sie an den meisten Gesteinsoberflächen des Weißensteinquarzits in bis zu wenigen cm dicker Ausbildung auftreten.

Der Mangel an Aufschlüssen, in denen die Quarzitbank zutage tritt, sowie das Fehlen geeigneter Bohrprofile lässt eine klare Aussage über die laterale Ausdehnung des Weißensteinquarzits als schichtartiger Verband im Habichtswald nicht zu. Zwar ist nach RÖSING (1958) die Quarzitbank entlang der nordöstlichen Ränder des Habichtswalds durchgehend zu erkennen, doch erwähnt BEYSCHLAG (1909) für den südöstlichen Habichtswald lediglich das Auftreten von „örtlich“ zu Braunkohlequarzit verkitteten Quarzsanden. Zudem fällt im Ahnetal und dem Bohrprofil (Abb. 2) die starke Abnahme der Mächtigkeit im Vergleich zum Weißenstein auf.

Somit kann vermutet werden, daß die Bildung des Weißensteinquarzits im Bereich des Habichtswaldes nicht einheitlich über größere Erstreckung erfolgte und sich bisweilen auf Körper mit linsenförmiger Ausdehnung beschränkt, oder sogar ganz fehlt. Eine solche Verbreitungsweise wäre als Folge von sich entsprechend mehr oder weniger weit erstreckenden Sümpfen bzw. Mooren denkbar.

Die vereinzelt und meist undeutlich an den Seitenwänden erkennbaren Schrägschichtungsstrukturen deuten darauf hin, daß die Sande, welche das Korngerüst des Weißensteinquarzits bilden, ursprünglich in fließendem Wasser abgelagert wurden.

Für eine äolische Entstehung erscheinen ihre Ausmaße und die Einfallswinkel zu gering und auch die häufig auftretenden Kiesanteile in der sandigen Grundmasse (Abb. 5) sprechen klar dagegen (vergl. FRIEDMAN & SANDERS 1978).

Somit scheinen für den Ablagerungszeitraum der Älteren Quarzitsande und die darin stattfindende Quarzitbildung klimatische Bedingungen vorstellbar, welche fluviatil geprägte Abschnitte und Zeiten der Braunkohlebildung ermöglichten. Dies spricht für ein tropisch- oder subtropisch humides Klima und stimmt mit den Erkenntnissen der Paläoklimatologie überein, wonach für den hier infrage kommenden Zeitraum, d.h. vom oberen Eozän bis unteren Oligozän, im mitteleuropäischen Bereich ein im Vergleich zu heute deutlich wärmeres und feuchteres Klima angenommen wird (z.B. MOSBRUGGER et al. 2005).

Abschließend kann zusammengefasst werden, daß sich nach dem gegenwärtigen Erkenntnisstand für die Entstehung des Weißensteinquarzits Silifizierungsprozesse abzeichnen, die im Eozän oder frühen Oligozän relativ kurzfristig innerhalb der Grundwasserzone im Liegenden eines Torfmooses abliefen und so ein relativ einheitlich massiges Gefüge erzeugten, das lediglich von den fossilen Wurzelröhren auffällig unterbrochen wird. Der weitgehend hohe Verfestigungsgrad des Quarzits unterstützt die Annahme einer mehr oder weniger gleichmäßigen Zementation des sandigen Ausgangsmaterials im Grundwasser.

Literatur

- ALEXANDRE, A., MEUNIER, J.D., LLORENS, E., HILL, S.M. & SAVIN, S.M. (2004): Methodological improvements for investigating silcrete formation: petrography, FT-IR and oxygen isotope ratio of silcrete quartz cement, Lake Eyre Basin (Australia). – *Chemical Geology*, **211**: 261-274, Amsterdam.
- BENNET, P.C., MELCER, M.E., SIEGEL, & HASSETT, J.P. (1988): The dissolution of quartz in dilute aqueous solution of organic acids at 25°C. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**: 1521-1530, New York.
- BENNET, P.C., SIEGEL, D.I., HILL, B.M. & GLASER, P.H. (1991): Fate of silicate minerals in a peat bog. – *Geology*, **19**: 328-331, Boulder.
- BEYSCHLAG, F. (1909): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lieferung 92, Blatt Besse, Gradabteilung 55, No. 43. – Königlich Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- BRANTLEY, S.L., CRANE, S.R., CRERAR, D.A., HELLMANN, R. & STALLARD, R. (1986): Dissolution at dislocation etch pits in quartz. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: 2349-2361, New York.
- BUTALA, J.R. & CRIDLAND, A.A. (1978): Nomenclature of fossil *Glyptostrobus* in North America. – *Taxon*, **27**: 15-20, Wien.
- CANALS, M. & MEUNIER, J.D. (1995): A model for porosity reduction in quartzite reservoirs by quartz cementation. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**: 699-709, New York.
- CECIL, C.B. & HEALD, M. T. (1971): Experimental investigation of the effects of grain coatings on quartz growth. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**: 582-584, Tulsa.
- DEMNAND, K.E. (1972): Geschichte des Landes Hessen. – 2. Auflage, 719 S., Bärenreiter Verlag, Kassel.
- DIXON, J.C., THORN, C.E., DARMODY, R.G. & CAMPBELL, S.W. (2002): Weathering rinds and rock coatings from an Arctic alpine environment, northern Scandinavia. – *Geological Society of America Bulletin*, **114**: 226-238, Boulder.
- FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. (1978): Principles of sedimentology. – John Wiley & Sons, New York.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH, A.G. (2004): A Geologic Time Scale 2004. – 589 pages, Cambridge University Press, Cambridge.
- GREENBERG, S.A. (1959): The chemistry of silicic acid. – *Journal of Chemical Education*, **36**: 218-219, Grealey.
- HAAGE, R. (1972): Zur petrologischen Untersuchung des Tertiärquarzits. – *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Reihe B*, **17**: 267-323, Berlin.
- HADDAD, S.C., WORDEN, R.H., PRIOR, D.J. & SMALLEY, P.C. (2006): Quartz cement in the Fontainebleau sandstone, Paris Basin, France: Crystallography and implications for mechanisms of cement growth. – *Journal of Sedimentary Research*, **76**: 244-256, Tulsa.
- HEALD, M. T. & LARESE, R.E. (1974): Influence of coatings on quartz cementation. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**: 1269-1274, Tulsa.
- HEIDELBACH, P. (1909): Die Geschichte der Wilhelmshöhe. – Verlag von Klinkhardt & Biermann, Leipzig.
- HOLTMEYER, A. (1913): W. Strieder's Wilhelmshöhe. – Alt Hessen. Beiträge zur Kunstgeschichtlichen Heimatkunde, Drittes Heft, N.G. Elwert, Marburg.
- BECKER, R.E. & KULICK, J. (1999): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, Blatt 4923 Altmorschen. – Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.
- HOWARD, J.L. (2000): Provenance of quartzite clasts in the eocene-oligocene Sespe Formation: paleogeographic implications for southern California and the ancestral Colorado river. – *Geological Society of America Bulletin*, **112**: 1635-1649, Boulder.
- HOWARD, J.L. (2005): The Quartzite Problem Revisited. – *The Journal of Geology*, **113**: 707-713, Chicago.
- JUBELT, R. & SCHREITER, P. (1980): Gesteinsbestimmungsbuch. – 5. Auflage, 198 S., VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- KELLY, J.L., FU, B., KITA, N.T. & VALLEY, J.W. (2007): Optically continuous silcrete quartz cements of the St. Peter Sandstone: High precision oxygen isotope analysis by ion microprobe. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**: 3812-3832, New York.
- KOVAR-EDER, J., KAVACEK, Z. & MELLER, B. (2001): Comparing early to middle miocene floras and probable vegetation types of Oberdorf N Voitsberg (Austria), Bohemia (Czech Republic), and Wackersdorf (Germany). – *Review of Palaeobotany and Palynology*, **114**: 83-125, Amsterdam.
- MCBRIDE, E.F. (1989): Quartz cement in sandstones: A review. – *Earth Science reviews*, **26**: 69-112, Amsterdam.
- MILNES, A.R. & TWIDALE, C.R. (1983): An overview of silification in cainozoic landscapes of arid central and Southern Australia. – *Australian Journal of Soil Research*, **21**: 387-410, Melbourne.
- MOSBRUGGER, V., UTESCHER, T. & DILCHER, D. (2005): Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. – *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **102**(42): 14964-14969, Washington.
- PAVLYUTKIN, B.I., NEVOLINA, S.I., PETRENKO, T.I. & KUTUB-ZADE, T.K. (2006): On age of Nazimovskaya and Kashan formations in the paleogene succession of southwestern Primor'e. – *Stratigraphy and Geological Correlation*, **14**: 108-121, Moskau.
- PERRY, R.S., LYNNE, B.Y., SEPHTON, M.A., KOLB, V.M., PERRY, C.C. & STALEY, J.T. (2006): Baking black opal in the desert sun: The importance of silica in desert varnish. – *Geology*, **34**: 537-549, Boulder.
- PHILPOTTS, A.R. (1990): Principles of igneous and metamorphic petrology. – Prentice Hall, London.
- POHL, W. (1992): Lagerstättenlehre, 4. Auflage. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- RÖSING, F. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, Blatt 4622 Kassel-West. – Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.
- SCHÄFER, F.N. (2004): Ein Bohrprofil aus dem Kasseler Meeressand: Auswertung von Materialproben einer Brunnenbohrung im nordöstlichen Habichtswald bei

- Kassel. – *Philippia*, **11**(3): 183-194, Kassel.
- SCHICH, W. (1989): Die Entstehung der Stadt Kassel. – *Freunde des Stadtmuseums Kassel e.V.* (Hrsg.), *Quellen und Perspektiven zur Entwicklung Kassels*, Band 1, Kassel.
- SCHULTZE, J. (Hrsg.) (1913): Klöster, Stifter und Hospitäler der Stadt Kassel und Kloster Weißenstein. *Regesten und Urkunden. – Veröffentlichungen der Historischen Kommission für Hessen und Waldeck IX, Bd. 2*, Marburg.
- SHAW, P.A. & NASH, D.J. (1998): Dual mechanisms for the formation of fluvial silcretes in the distal reaches of the Okavango delta fan, Botswana. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **23**: 705-714, New York.
- SIBLEY, D.F. & BLATT, H. (1976): Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **46**: 881-896, Tulsa.
- SISSINGH, W. (2003): Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **196**: 229-263, Amsterdam.
- SKOLNICK, H. (1965): The quartzite problem. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **35**: 12-21, Tulsa.
- SOMMER, M., KACZOREK, D., KUZYAKOV, Y. & BEUER, J. (2006): Silicon pools and fluxes in soils and landscapes – a review. – *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, **169**: 310-329, Weinheim.
- STONE, E.L. & KALISZ, P.J. (1991): On the maximum extent of tree roots. – *Forest Ecology and Management*, **46**: 59-102, Amsterdam.
- SUMMERFIELD, M.A. (1983a): Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari basin and Cape coastal zone, Southern Africa. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**: 895-909, Tulsa.
- SUMMERFIELD, M.A. (1983b): Silcretes as a paleoclimatic indicator: Evidence from Southern Africa. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **41**: 65-79, Amsterdam.
- STECKHAN, W. (1952): Der Braunkohlenbergbau in Nordhessen. – *Hessisches Lagerstättenarchiv*, Heft 1, Faksimilierter Nachdruck 1998, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.
- THIRY, M. (1989): Geochemical evolution and paleoenvironments of the Eocene continental deposits in the Paris basin. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **70**: 153-163, Amsterdam.
- THIRY, M., AYRAULT, M.B. & GRISONI, J.-C. (1988): Ground-water silification and leaching in sands: Example of the Fontainebleau Sand (Oligocene) in the Paris Basin. – *Geological Society of America Bulletin*, **100**: 1283-1290, Boulder.
- THIRY, M. & MARECHAL, B. (2001): Development of tightly cemented sandstone lenses in uncemented sand: Example of the Fontainebleau Sand (Oligocene) in the Paris Basin. – *Journal of Sedimentary Research*, **71**: 473-483, Tulsa.
- THIRY, M. & MILNES, A.R. (1991): Pedogenic and ground-water silcretes at Stuart Creek Opal Field, South Australia. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**: 111-127, Tulsa.
- ULLYOTT, J.S. & NASH, D.J. (2006): Micromorphology and geochemistry of groundwater silcretes in the eastern South Downs, UK. – *Sedimentology*, **53**: 387-412, Oxford.
- ULLYOTT, J.S., NASH, D.J., WHITEMAN, C.A. & MORTIMOR, R.N. (2004): Distribution, petrology, and mode of development of silcretes (sarsens and puddingtons) on the eastern south downs, UK. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **29**: 1509-1539, New York.
- WEBB, J.A. & GOLDING, S.D. (1998): Geochemical mass-balance and oxygen-isotope constraints on silcrete formation and its paleoclimatic implications in Southern Australia. – *Journal of Sedimentary Research*, **68**: 981-993, Tulsa.
- WEDEPOHL, K.H. (1982): K-Ar-Altersbestimmungen an basaltischen Vulkaniten der nördlichen Hessischen Senke und ihr Beitrag zur Diskussion der Magmen-genese. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, **144**: 172-196, Stuttgart.
- WILSON, M.D. & STANTON, P.T. (1994): Diagenetic mechanisms of porosity and permeability reduction and enhancement. – In: WILSON, M.D. (Hrsg.): *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks. – SEPM Short Course*, **30**: 59-119, Society for Sedimentary Geology, Tulsa.

Manuskript bei der Schriftleitung eingegangen
am 4. Dezember 2007

Anschrift des Autors

Dr. Frank N. Schäfer
Blauer See
34128 Kassel
e-mail: fns@geopan.de

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Philippia. Abhandlungen und Berichte aus dem Naturkundemuseum im Ottoneum zu Kassel](#)

Jahr/Year: 2007-2008

Band/Volume: [13](#)

Autor(en)/Author(s): Schäfer Frank N.

Artikel/Article: [Zur Geologie des Bergparks Wilhelmshöhe bei Kassel: Die tertiäre Quarzitbildung des Weißensteins 229-244](#)