©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Osnabrücker Naturwissenschaftliche Mitteilungen
Band 26, S. 15–46, 2000

Synsedimentäre Paläo-Vertisole im Oberjura des westlichen Wiehengebirges

Friedrich Bailly, Peter Felix-Henningsen, Horst Klassen & Siegfried Stephan

Kurzfassung: Als abschließende Glieder regressiver Sedimentationsphasen treten im westlichen Wiehengebirge innerhalb oberjurassischer Sand-, Mergel- und Tonstein-Wechselfolgen „Bröckeltonsteine“ auf, die sich durch große Mächtigkeit (bis über 10 m), homogene schluffig-tonige Textur, auffallend grobpolyedrische Struktur, glänzende, mit etwa 20°–40° Grad geneigte Gleitflächen („Slickensides“) und domartige, einander randlich durchschneidende Aufwölbungs-Strukturen von 1,5–3 m horizontaler Ausdehnung auszeichnen. Die in semiariden bis subhumiden Überflutungs-Landschaften gebildeten Sedimente wurden synsedimentär durch Peloturbation beeinflusst. Dies erklärt die teilweise extrem große Mächtigkeit der vertischen Merkmale. Mikromorphologisch zeigt das Material deutlich ausgeprägte Bioturbations-Merkmale sowie Stress-Kutane. Erhöhte Temperaturen durch die Aktivität eines Plutons in der Kreide-Zeit scheinen eine Smektit-zu-Illit-Umwandlung und eine diagenetische Kornvergrößerung bewirkt zu haben. Im Verlauf der synsedimentären Bodenbildung kam es zu einer deutlichen Kompaktierung, sodass Groß-Dinosaurier über die Flächen hinweg schreiten konnten, ohne tiefer als etwa 5 cm einzusinken. Im Quartär dürfte es zu teilweise intensiver Eisen-Umverteilung, zum Eindringen von Ton in Spalten sowie zur Freilegung der bereits im Jura präformierten Polyeder („Bröckel“) gekommen sein.

Abstract:
Synsedimentary Vertisols in Upper Jurassic sequences of the Wiehengebirge mountain range (Northwest-Germany)
Within Upper Jurassic sequences exposed in numerous profiles of the mountain range of „Wiehengebirge“ (Northwest-Germany), conspicuously uniform fluviatile sediments have been deposited as final sections of regressive, near-continental sedimentary cycles under semi-arid to subhumid conditions. Their layering is rather indistinct despite occasional thicknesses of 10 m and more. It tends to fall appart in medium- to large-sized polyhedra – hence its conventional designation in German literature as „Bröckeltonstein“ („crumbly claystone“). The material exhibits shiny slickensides which form part of conspicuous dome-shaped aggregates following vertically in close distance parallel to each other and rising concentrically to an inner top with inclination angles of 20–40°. The horizontal size of such domes ranges from 1.5 to 3 m, and their shiny surfaces marginally cut those of the neighbouring ones. The unexpected depth of these vertic features is in contrast to recent Vertisols and can be related to synsedimentary soil development. Initial vertic structures may have been repeatedly brought in deeper positions caused by repetitive burial under thin fluviatile sediments. Micromorphologically, the material exhibits strong indications of bioturbation as well as stress cutans. High temperature caused by long lasting plutonic activity may have enhanced diagenetic smectite to illite transformation and grain size increase. Compaction in course of synsedimentary vertisol genesis seems to have been adequate to enable great dinosaurs to stride across such land surfaces leaving foot imprints of no more than 5 cm depth. In the course of the Quarternary period, an intensive iron redistribution as well as clay illuviation within cracks and exposure of preformated polyhedrical structures („Bröckel“) caused by periglacial weathering processes seems to have taken place.

Key Words: Wiehengebirge, Jurassic sequences, Bröckeltonstein, Paleo-Vertisols, Dinosaur habitats

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Autoren:
Prof. Dr. F. Bailly, Eschebergstr. 81, D-34128 Kassel
Prof. Dr. P. Felix-Henningsen, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung, Heinrich-Buff-Ring 26, D-35392 Giessen
Dr. H. Klassen, Am Pingelstrang 64, D-49134 Wallenhorst
Dr. S. Stephan, Institut für Bodenkunde, Nussallee 13, D-53115 Bonn

1 Einleitung

Zwischen Minden und Osnabrück treten in dem langgestreckten Höhenzug des Wiehengebirges Oberjura-Ablagerungen (Tab.1) an die Oberfläche. Nach Nordosten einfallende, harte Oxford- und Kimmeridge-Gesteine bilden unter Einschluss der basalen Kalksteine des Tithon (Gigas-Kalke) über den weichen Tonsteinen der obersten Dogger-Ablagerungen eine markante geomorphologische Schichtstufe. Auch in drei Aufwölbungen nördlich des Wiehengebirges (Limberg, Kalkrieser Berg, Gehn) treten die Ablagerungen des tieferen Malm an die Oberfläche (Abb. 1).

Die Sand-, Ton- und Kalksteine sowie deren Mischglieder weisen in ihrer Struktur und Textur auf eine Sedimentation im marinen bis brackischen, teilweise sogar in einem fluviatilen Flachwasserbereich hin. Nicht zuletzt anhand der Makro- und Mikrofauna ist dabei eine deutliche Zunahme der marinen Anteile nach Osten hin erkennbar. Dort finden sich auch in den Kimmeridge-Ablagerungen Ammoniten, die im Westteil des Wiehengebirges und im Gehn nur aus den Heersumer Schichten und den Gigas-Kalken bekannt sind. Dieser Rückgang des marinen Einflusses von Osten nach Westen manifestiert sich ebenfalls in einer auffälligen Abnahme der kalkigen Ablagerungen und einem steigenden Anteil der sandig-tonigen Sedimente im westlichen Wiehengebirge.

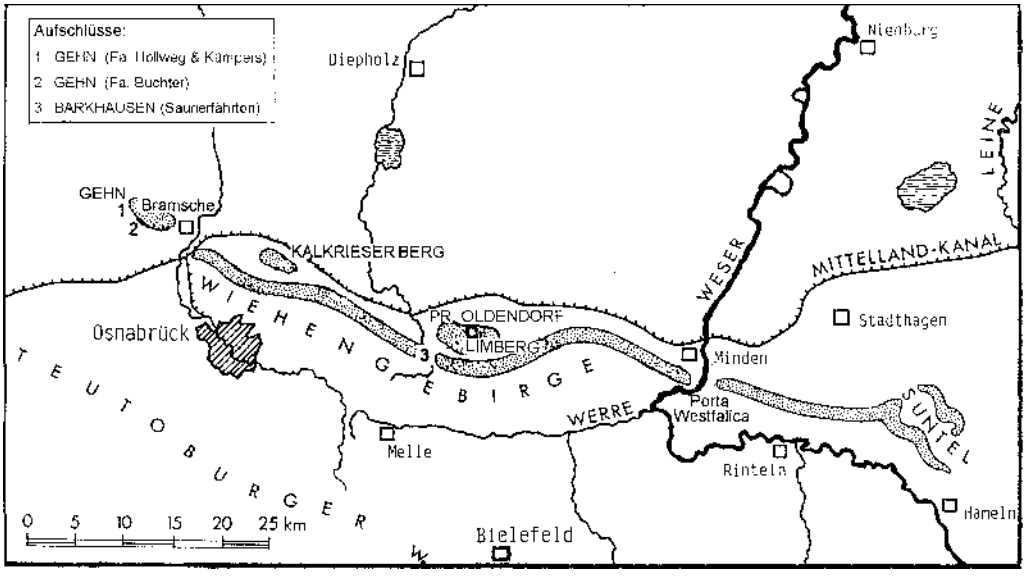
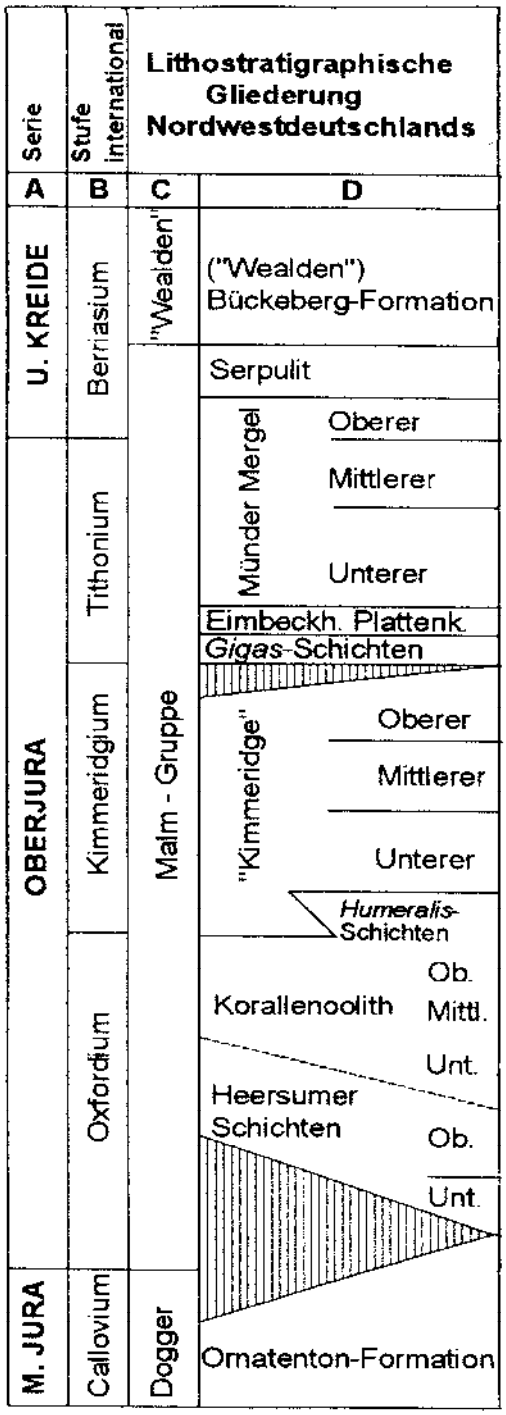


Abb. 1: Lage des Wiehengebirges zwischen Porta Westfalica und Bramsche

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Tab. 1: Stratigraphie des Oberjura (Malm) (nach Gramann et al. 1997)



2 Bröckeltonstein – ein ungewöhnliches Sediment

2.1 Bisherige Beschreibung

Ursprünglich wenig Beachtung fand im Zusammenhang mit der allgemeinen ost-westlichen Faziesverschiebung das Auftreten eines ungewöhnlichen Gesteins. Es ist vom Porta-Westfalica-Bereich nur in Andeutungen bekannt, konnte allerdings im westlichen Wiehengebirge sowie auf dem Kalkrieser Berg und im Gehn in mindestens zehn Horizonten nachgewiesen werden. Dort erreicht es auch eine erhebliche Mächtigkeit, die im Einschnitt der Autobahn A 1 an der Schleptruper Egge in Wechsellagerung mit dünnbankigen, tonigen Schluff- bis Feinsandsteinbänken 20 m übersteigt.

Lohmann (1909) erwähnt erstmalig diese „bröckeligen Tone“. Haack (1930, 1935) beschreibt „kirschrote, bröckelige Mergel“, „bröckelige Sandschiefer und Sandsteine“ sowie „polygonal zerfallenden Ton“. Imeyer (1926) spricht von „Bröckeltonen“, ein Begriff, der von Schott (1930), Klüpfel (1931) und Klassen (1966, 1968, 1984) übernommen wird.

Eine kurze Beschreibung des Gesteins findet sich erstmals bei Klassen (1968): „Als Bröckeltonstein wird ein polyedrisch brechender, meistens stark schluffiger Tonstein bezeichnet. Mehrfach treten in ihm Sandstein-Gerölle, in einem Fall sogar Kalkmergelstein-Gerölle auf“. Rumohr (1973) erwähnt aus dem Gehn „gelblich-braune bis oliv-grüne ungeschichtete Bröckeltone, die sich seitlich mit gut geschichteten, tonigen Feinsandsteinen verzahnen“. Bemerkenswert ist seine Beobachtung eines kontinuierlichen Übergangs der liegenden Gesteine in den hangenden Bröckelton. Nauke (1975) definiert die Bröckeltonsteine als „stark schlufführende Tonsteine, die bei der Verwit-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

terung in polygonale Bröckchen von ca. 2–20 mm Durchmesser zerfallen. Sie führen unregelmäßig begrenzte Schlieren und Nester mit hohen Quarzanteilen unmittelbar neben ähnlich geformten Partien, die fast ausschließlich Tonkomponenten führen. Das Sediment wirkt stark durchbewegt. Unter dem Mikroskop sind Deformations-Gefüge in den tonreicheren Partien anhand der Lage der Muskovit-Blättchen deutlich zu erkennen".

Diese weitgehend ungeschichtete Textur und der sich daraus ergebende polyedrische Zerfall (Abb. 2, unterer Teil) bei der Verwitterung unterscheidet die Bröckeltonsteine grundsätzlich von den übrigen Sedimenten der Malm-Zeit, die alle geschichtet und gebankt sind.

Hervorgehoben sei auch, dass in den typischen sandig-tonigen Bröckeltonsteinen bisher weder Makro- noch Mikrofossilien gefunden wurden. Pflanzenhäcksel treten nur sporadisch auf; Wurzelhorizonte sind aus den Malm-Horizonten nicht bekannt; Durchwurzelungen sowie eine Bioturbation durch im Substrat lebende Organismen sind makroskopisch nicht eindeutig nachweisbar.

Die von Klassen (1975) beschriebenen, anorganisch entstandenen Sideritsphäroide finden sich massenhaft vor allem in den durch organische Bestandteile dunkel gefärbten, tonig-flaserigen Sandsteinen im Liegenden der Bröckeltonsteine, selten in den Bröckeltonsteinen, die im Oxford des westlichen Wiehengebirges oft direkt im Hangenden dieser Sandsteine auftreten.

In oberflächennahen Aufschlüssen sind die Bröckeltonsteine in der Regel karbonatfrei. Allerdings werden sie in den Bohrkernen vor allem aus dem höheren Kimmeridge häufig als dolomitisch beschrieben. Ebenfalls deutlich karbonathaltig sind Bröckeltonsteine des Oberen Kimmeridge in Wehrendorf. Dort sind sie südlich des Keramikwerkes „Argelith" ca. 15–20 m unter der ehemaligen

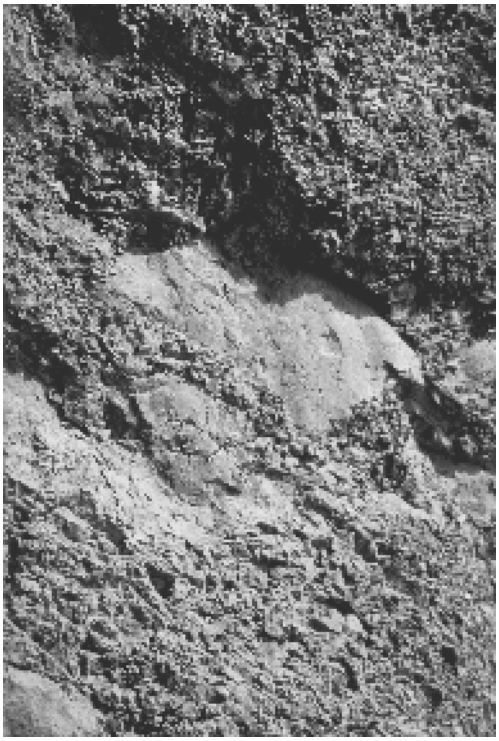


Abb. 2: Polyedrisch brechender Bröckeltonstein mit „Slickensides" im Liegenden der Saurierfährten, Mittelkimmeridge IIc (Höhe des Bildausschnitts etwa 20 cm)
Steinbruch südlich Barkhausen a.d.Hunte (Aufschluss P3)

Oberfläche, wie sie vor Abbaubeginn bestand, als festes Gestein rezent freigelegt worden.

Mehrfach wurden aus den Bröckeltonstein-Lagen „Sandstein-Gerölle" (Klassen 1968), „rundliche Gesteinskörper aus kieseligem Feinsandstein" (Lorenz 1975) oder „Rutschkörper" (Nauke 1975) erwähnt, deren Durchmesser meistens nur wenige Zentimeter, in Barkhausen a.d.Hunte aber bis zu 0,9 m erreicht. Die angeschliffenen Körper zeigen teilweise eine knäuelige und zerbrochene Schichtung. Eine Gradierung innerhalb der Geröll-Lage ist nicht erkennbar.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

2.2 Geologische Deutungen

Alle bisherigen Versuche, die Entstehung dieser Bröckeltonsteine zu deuten, gehen aus von der besonderen Korngrößenzusammensetzung, die sich mikroskopisch durch ein ungeregeltes Nebeneinander von Bereichen mit hohen Tonanteilen und stark sandigen Partien auszeichnet. Nach Nauke (1975) führt „eine relativ rasche Ablagerung zu lokker gepackten, wassergesättigten Sedimenten, deren Gefüge bei Erschütterungen oder größerer Auflast plötzlich zusammenbrechen kann. Die „Kartenhaus-Strukturen" der Tonplättchen fallen zusammen und die Schluffkomponenten verdichten sich. Die freigesetzten Porenwässer verflüssigen das Sediment". Schon geringfügige Hangneigungen sollen gleichzeitig die dabei auftretenden subaquatischen Gleitungen erleichtern. Auf eine derartige intrastratale Rutschung führt Klassen (1966) auch die Auflösung von Schluff- und Feinsandsteinbänken aus dem Verband, deren Verfaltung, Auflösung in einzelne Gerölle und schließlich Einbettung in Bröckeltonstein mit Übergängen zu tonigen, flaserigen Schluff- bis Feinsandsteinen zurück.

Nur durch Gleitvorgänge glaubt Klassen (1966) auch die Einbettung von cm-großen Kalkgeröllen in Bröckeltonsteinen erklären zu können, zumal die Kalksteine eindeutig im Liegenden der Bröckeltonsteine anstehen. Ebenfalls als Hinweis auf eine Gleitung plastischer Schluff- bis feinsandiger Tonmassen deuten Klassen (1966: Abb. 17) und Rumohr (1965: Abb. 5) die durch parallele Schleifspuren markierten Flächen in der Bröckeltonstein-Folge des Straßeneinschnittes der B 68 am Penter Knapp. Dabei bleibt aber die immer wieder zu beobachtende, scheinbar richtungslose Anordnung dieser Flächen ungeklärt, wie sie beispielhaft auch in den Bröckeltonsteinen im Liegenden der Saurierfährten südlich Barkhausen zu beobachten ist (Abb. 2, mittlerer Teil). Dort sind auch weitere, für die Entstehungsdeutung des Bröckeltonsteins wichtige Phänomene sichtbar, wie sie gleichartig überall im westlichen Wiehengebirge in Aufschlüssen mit Oxford- und Kimmeridge-Sedimenten auftreten:

1. Rote, tonige Gesteine treten fast ausschließlich als Bröckeltonstein auf, äußerst selten als toniger Sandstein. Nicht zuletzt der Farbvergleich mit den übrigen Malm-Sedimenten spricht eindeutig für eine landnahe Entstehung dieser roten Ablagerungen. Der in Barkhausen im Liegenden der Saurierfährten ohne jegliche Änderung der Gesteinstextur zu verfolgende Farbumschlag von rot in gelbgrün mit roten Flecken und schließlich in grüngelb und grünbraun dürfte auf eine sekundäre Umwandlung des Hämatits hinweisen. Ob die für die Bröckeltonsteine der Kimmeridge-Zeit typische grünbraune bis olivgrüne Farbe immer auf einen derartigen Prozess zurückzuführen ist, muss in Betracht gezogen werden, zumal bei den Bröckeltonsteinen im Wiehengebirge und in den Bohrungen graubraune und rote Farben oft eng miteinander verknüpft sind.
2. Der feinstratigraphische Vergleich der Ablagerungsfolge im Mittelkimmeridge I-II in den Aufschlüssen südlich Barkhausen und am Linkenberg südlich Preußisch Oldendorf (Abb. 3) bestätigt in mehrfacher Hinsicht die Vermutung einer landnahen Entstehung der Bröckeltonsteine. Die beschriebenen roten Ablagerungen von Barkhausen werden in Preußisch Oldendorf durch schwarzgraue, teilweise schwach kalkige, flaserige Gesteine vertreten, die als Sedimente eines kaum durchströmten, schlecht durchlüfteten, flachen Gewässers zu deuten sind. Die Mikrofauna aus den liegenden und han-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

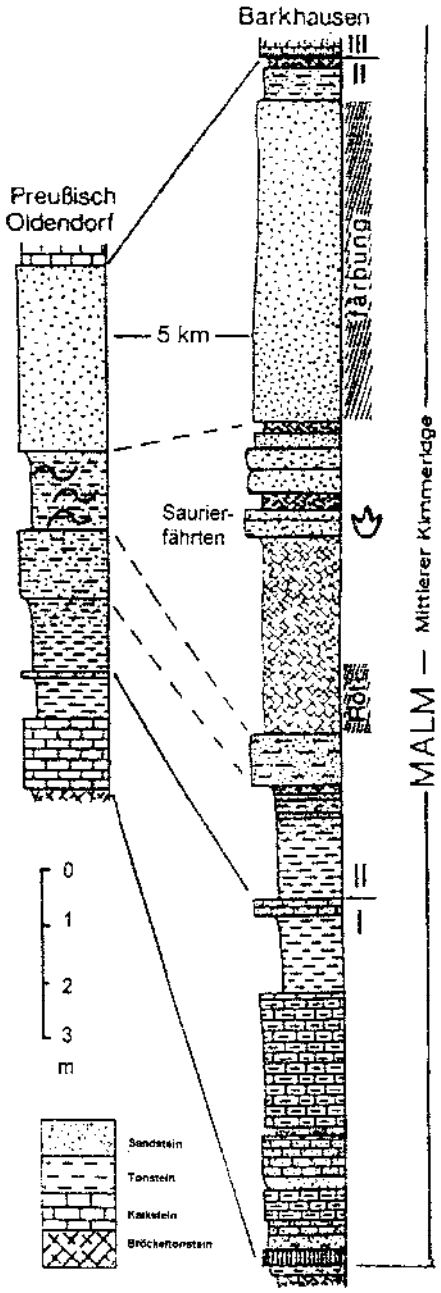


Abb. 3: Feinstratigraphische Korrelation der Ablagerungsfolgen im Mittelkimmeridge I-II in den Aufschlüssen südlich Barkhausen a.d.Hunte (P3, Saurierfährten) (rechts) und am Linkenberg südlich Preußisch Oldendorf (Nordwestflanke des Limbergsattels) (links)

genden Kalkbänken beweist eindeutig, dass dieser Bereich dort im Vergleich zu Barkhausen landferner war (Klassen 1970). Die angesprochene Vertretung von Bröckeltonsteinen durch flaserigen Schluff- bis Feinsandstein ist insbesondere in den Steinbrüchen des westlichen Wiehengebirges mit Oxford-Sedimenten immer wieder als Faziesverknüpfung erkennbar. Dabei endet die Folge fast immer mit den Bröckeltonsteinen.

3. Verbunden mit dem Bröckeltonstein sind oft tonige, feinsandige, kieselige Schluffsteine. Diese sehr harten, splittrig brechenden, so genannten „Tonkieselbänke“ lassen im Anschliff häufig eine deutliche Kreuzschichtung erkennen (Abb. 4). Denkbar wäre ihre Deutung als Aufarbeitungsprodukt der Bröckeltonsteine durch niedrig-energetische Fließgewässer. Insbesondere dann, wenn die Bröckeltonsteine in großer Mächtigkeit auftreten, wird das Gesteinspaket oft durch „Tonkieselbänke“ – vor allem im Oxford, Unteren Kimmeridge und tiefen Mittelkimmeridge – oder im höheren Kimmeridge durch stark schluffige, tonige Feinsandsteinbänke, die meistens kalkig-dolomitisch sind, unterbrochen.
4. In Barkhausen (Abb. 3) wird die Abfolge Kalkstein-Tonstein-Sandstein überlagert von Bröckeltonsteinen. Sie bilden also den Abschluss einer eindeutig regressiven Sequenz. Die im oberen Teil der Bröckeltonsteine auftretenden Tonkieselbänke mit den Fährtenplatten im Hangenden sind dafür ebenfalls ein eindrucksvoller Beweis, der auch gestützt wird durch die Aussage von Haubold (1990), dass Saurierfährten-Horizonte häufig am Ende regressiver Phasen auftreten. Bei allen Vorkommen der Bröckeltonsteine im Kimmeridge tritt nur diese Zuordnung innerhalb der Sequenzabfolge auf. Auch

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

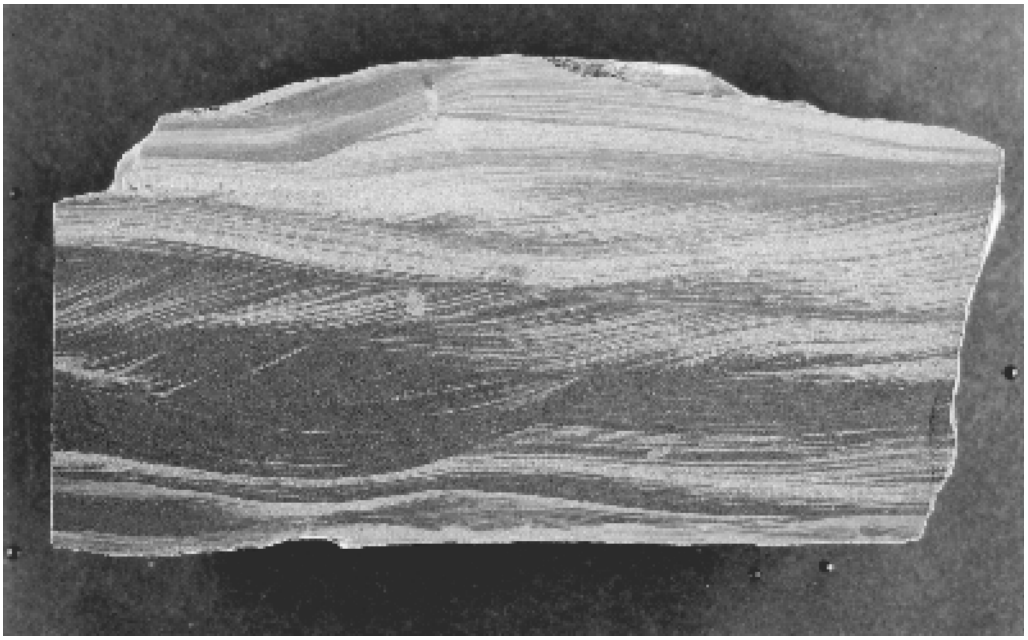


Abb. 4: Kreuzschichtung in der Tonkieselbank mit den Saurierfährten.
Steinbruch südlich Barkhausen a.d.Hunte (Aufschluss P3)
Maße des Anschliffs: 9,3 x 4,7 cm

die immer gleichartige Faziesentwicklung der Oxford-Sedimente im westlichen Wiehengebirge und im Gehn mit dem Übergang der marinen in weitgehend fluviatile Ablagerungen und schließlich in die überlagernden Bröckeltonsteine erlaubt nur die Deutung einer zunehmenden Verlandung.

Bröckeltonsteine sind allerdings nicht nur aus dem Anstehenden bekannt. Sie konnten inzwischen auch in verschiedenen Kernen der im westlichen Niedersächsischen Bekken abgeteuften Bohrungen nachgewiesen werden. Beispielhaft seien zwei Beschreibungen*) angeführt:

Bohrung Dickel-Kellenberg 151, Kern Nr. 5, 1163–1181.0 m. Abschnitt i) 0,92 m (1171,43 m) Siltstein, dunkelgrau, tonig, schwach feinsandig, Serizitschüppchen, Feldspat. Gestein mäßig hart, Bruch unregelmäßig splittrig, vereinzelt Harnische und Risse.

Bohrung Dickel 7, Kern 1280.0–1283,5 m. Lage A) 0,4 m schwach dolomitischer Tonstein, milde bis schwach feinstsandig, beige-grün-grau mit blutroten unregelmäßigen bis pfenniggroßen Flecken; schwach glimmerstaubig, etwas entkohltes Pflanzenhäcksel. Bruch auffallend polygonal scharfkantig bis grobbrockig und Steinmergelkeuper-ähnlich. Schichtung nicht erkennbar.

Weiterhin ergab die Feingliederung einer Vielzahl von Bohrungen in diesem Raum (Klassen 1991) den Nachweis von Bröckeltonsteinen in den gleichen Horizonten in gleichartiger Ausbildung und in der gleichen Faziesverknüpfung wie im Wiehengebirge.

*) mit freundlicher Genehmigung der Wintershall AG.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Als Fazit der bisherigen geologischen Untersuchungen bleibt festzuhalten, dass die Bröckeltonsteine im westlichen Niedersächsischen Becken unzweifelhaft als die landnächsten Malm-Ablagerungen anzusprechen sind. Alle weitergehenden bisherigen Deutungsversuche ihrer Entstehung bleiben bislang jedoch unbefriedigend, da sie nur besondere Teilaspekte betreffen, aber nicht die Erklärung aller im Zusammenhang mit dem Vorkommen von Bröckeltonsteinen zu beobachtenden Phänomene erlauben. Vollkommen vernachlässigt wurde bisher vor allem ihre offensichtlich großflächige, horizontbeständige Verbreitung, die eine Deutung der ungeschichteten Gesteinsstruktur allein als Ergebnis von sysnsedimentären Gleitvorgängen kaum vorstellbar erscheinen lässt.

3 Bodenkundliche Befunde

3.1 Beobachtungen im Gelände

Bröckeltonsteine (Abb. 5) zeichnen sich durch eine Reihe charakteristischer Merkmale aus:

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Gesteinspakete schwankt zwischen einigen Dezimetern bis wenigen Metern, erreicht aber auch über 10 m.

Textur: Das Gestein zeichnet sich makroskopisch durch eine auffallende Körnungs-Homogenität aus; es ist als toniger Schluffstein bis schluffiger Tonstein anzusprechen. Es fehlen, zumindest visuell, meistens Merkmale, die auf eine texturelle Schichtung hindeuten. Selten sind unregelmäßig und unsortiert auftretende Sandstein-, ausnahmsweise auch Kalkmergelstein-Partikel als geröllartige Bildungen anzutreffen, meist nur im cm-Bereich.

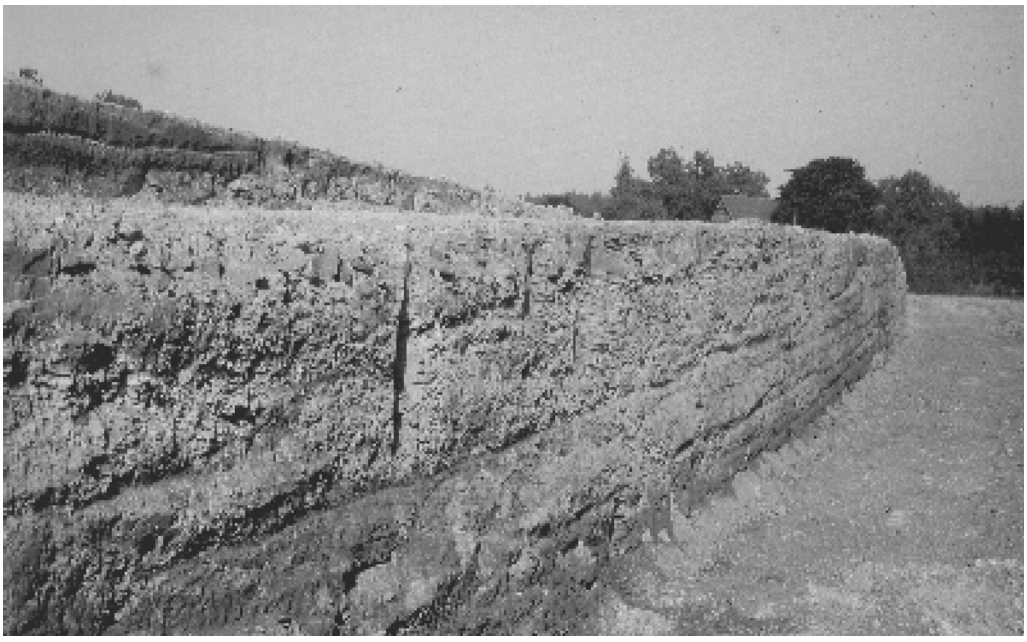


Abb. 5: Aufschluss Büchter (P2) im Gehn (Wandhöhe vorne links etwa 7 m)

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Farbe: Das Material ist farblich sehr homogen. Es dominieren im allgemeinen gelbe Farben (z.B. 2,5Y, nach Munsell). Nur gelegentlich treten in den basalen Teilen der Bröckeltonsteine auch dunkelrötliche Farben (z.B. 2,5YR) auf. Der Übergang von gelben zu roten Farben erfolgt meist in fleckiger Form. Die tiefsten Teile der Aufschlüsse können unter rezentem Grundwasser-Einfluss Reduktionsfarben besitzen (z.B. grau N 4/0, grau 10Y 4/1 o.ä.).

Festigkeit: Das unverwitterte Gestein ist außergewöhnlich zäh und fest. Im verwitterten („bröckeligen“) Zustand besitzt es hingegen eine Festigkeit mittlerer Stärke und ist zwar nicht mit dem Spaten grabbar, aber meist mit der Spitzhacke leicht zerlegbar.

Bioturbation und Durchwurzelung: Makroskopisch zeigt das Material keine Merkmale ehemaliger Durchwurzelung und selten Pflanzenreste oder Merkmale einer Bioturbation (Tiergänge, Kot, etc.). In Barkhausen (P3) zeigt Graufleckung auch makroskopisch eine intensive Bioturbation und organisches Material an. Außerdem kann man den offenkundigen Zustand weitgehender Homogenisierung als indirekten Hinweis auf die Auswirkungen einstiger Bioturbation werten.

Struktur: Das Material weist eine auffallend einheitliche Struktur auf. Es dominieren grobpolyedrische Aggregate (~2-5 cm Durchmesser), die schwach horizontal (Abb. 6) ausgerichtet sind und bei der Verwitterung in kleinere Polyeder (~1 cm) zerfallen.

Glänzende Gleitflächen: An senkrechten Profilwänden sind meistens (wenn auch nicht in allen Aufschlüssen) kleine (5–10

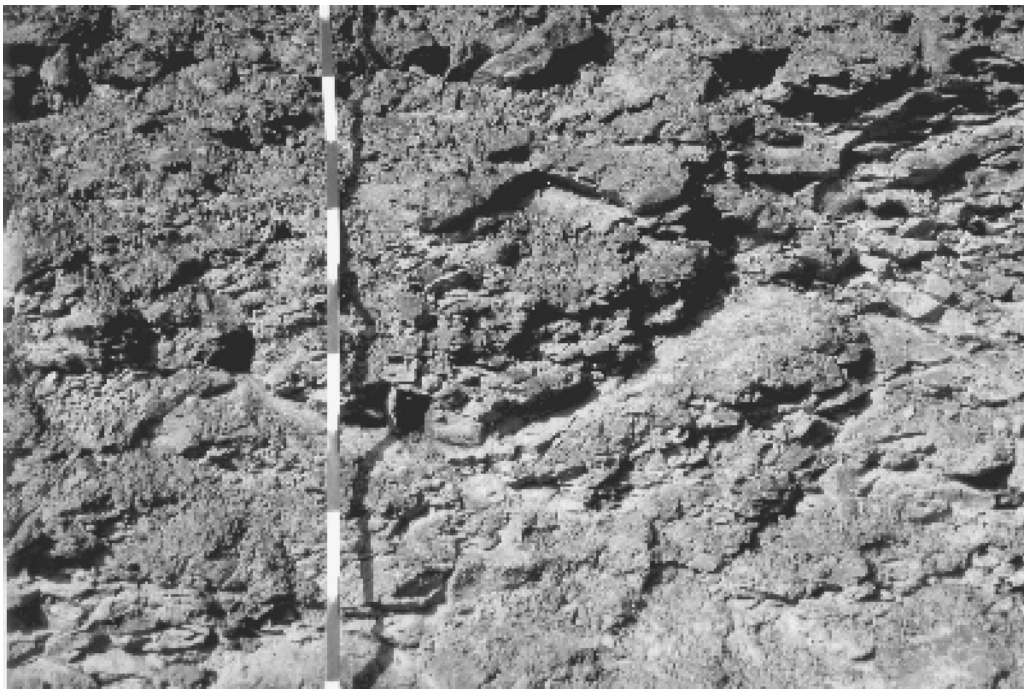


Abb. 6: Polyedrische Struktur mit schwacher horizontaler Ausrichtung (Aufschluss P2)

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

cm), glänzende Aggregat-Oberflächen sichtbar (Abb. 2). Die Flächen wirken wie poliert und besitzen in der Regel Riefen, wie sie bei Gleitbewegungen auftreten. Sie sind meist mit etwa 20-40° gegenüber der Ausrichtung der Bröckeltonstein-Schichtpakete geneigt. Die Merkmale ähneln denen, die aus rezenten Vertisolen in Form der „Slickensides" bekannt sind. Die Flächen sind oft durch spätere Eisen-Umlagerung braun gefärbt. Insbesondere in den oberen Teilen der Aufschlüsse, die nicht unter dem reduzierenden Einfluss von rezentem Grundwasser stehen, sind die Gefüge-Oberflächen in der Regel durch auf- und eingelagertes Eisenoxid braun gefärbt.

Domartige Aufwölbungsstrukturen: Unter günstigen Aufschluss-Verhältnissen wurden auf Flächen mit einem geringen Einfallen Strukturen freigelegt, auf denen die zuvor genannten Slickensides im Zusammenhang sichtbar werden (Abb. 7). Die deutlich gerieften Flächen treten hier in größerer Ausdehnung (50–100 cm) auf, und besitzen ebenfalls Neigungen gegenüber der Ausrichtung des Gesamt-Schichtpaketes von vorwiegend 20–40°. Die geneigten Flächen laufen konzentrisch auf einen erhöhten Mittelpunkt zu. Der Durchmesser dieser Aufwölbungen beträgt oft 200 cm und mehr, und die Aufwölbungshöhen liegen bei etwa 20–40 cm. Im Gesteinsverband folgen – oft im Abstand von nur wenigen cm – die glänzenden Gleitflächen übereinander und weitgehend parallel zueinander ausgerichtet. Randlich durchschneiden die Gleitflächen der einen Aufwölbungsstruktur die einer benachbarten Aufwölbung. Unter günstigen Aufschluss-Verhältnissen sind die domartigen Aufwölbungen teilweise auch an senkrechten Profilwänden im Querschnitt (Abb. 6) parallel übereinander erkennbar. Die Aufwölbungs-Strukturen können sich über große vertikale Abstände im Gestein parallel übereinander erstrecken, in der Regel über die Gesamt-Mächtigkeit der Bröckeltonstein-Pakete hinweg, das heißt also über Mächtigkeiten bis über 10 m.

Andere pedogene Merkmale: Mit bloßem Auge sind nur selten weitere pedogene Merkmale nachweisbar. Auf die gelegentliche Rotfärbung des Bröckeltonstein-Materials (meist in den unteren Teilen der Schichtpakete) wird hier nicht ausführlich eingegangen. Die Tatsache, dass alle übrigen Merkmale (insbesondere auch die zuvor geschilderte Strukturbildung) in den rotgefärbten Bereichen in gleicher Weise ausgebildet sind wie in den gelb gefärbten Abschnitten, könnte darauf hin deuten, dass das Material auf dem erodierten Festland bereits einer Rotverwitterung ausgesetzt war, in dieser Form transportiert, als rotes Sediment abgelagert und erst danach pedogen verändert wurde. Redoximorphe Veränderungen (Fe/Mn-Marmorierung o.ä.) in der Bodenmatrix selbst wurden nur mikroskopisch und als untergeordnete Merkmale festgestellt.

3.2 Analytische Ergebnisse

3.2.1 Standorte und Probenahme

An folgenden Standorten wurden Proben für mikromorphologische, tonmineralogische und chemische Untersuchungen entnommen:

P1: Steinbruch Fa. Hollweg, Kümpers & Comp., 1 km südl. von Ueffeln, Westrand des Gehns.
TK 25, Blatt 3513 Bramsche, R 34 23 620, H 58 11 850.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.



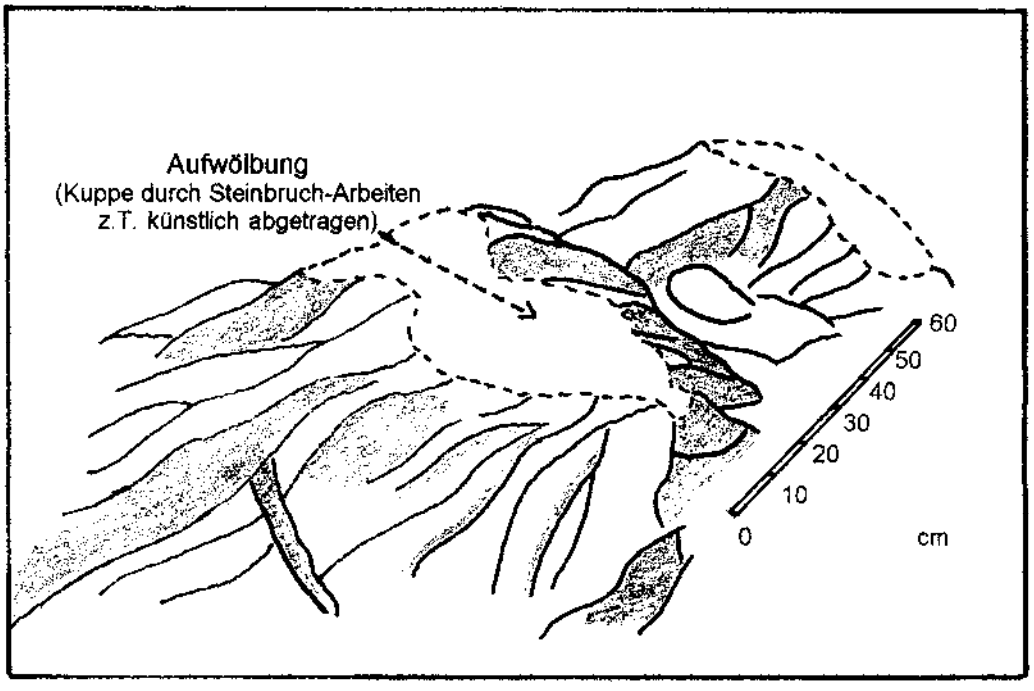


Abb. 7: Domförmige Aufwölbungsstrukturen (Aufschluss P2)

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Unter- bis Mittel-Oxford. Einfallen 15-20° nach Süden. Unter der rezenten Landoberfläche bis zu 8 m Bröckeltonstein. Probenahme:

P1-m: (Mitte) ~ 4,5 m u. Fl. – Gelblichbraun (2,5Y 5/3)

P2: Steinbruch Fa. Büchter (Westseite), Westerhausen, Gehn.

TK 25, Blatt 3515 Bramsche, R 34 27 880, H 58 10 200.

Mittlerer Teil des Ober-Kimmeridge. Einfallen < 10° nach Süden. Bis ca. 5 m u.Fl. Bröckeltonstein, gefolgt von einer < 1 m mächtigen, geröllführenden, nicht völlig entkalkten, grobpolyedrischen Kalk-Schluffstein-Bank. Danach > 6 m Bröckeltonstein (bis mindestens zur Abbaubasis), aus dem die Probenahmen erfolgten:

P2-o: (Oben) 1,5 m unter der Bank. 7,5 m u. Fl. – Gelblichbraun (2,5Y 5/3)

P2-m: (Mitte) 3 m unter der Bank. ~ 9 m u. Fl. – Fleckig dunkelrot (10YR 3/4) und oliv gelbbraun (2,5Y 4/3)

P2-u: (Unten) 5 m unter der Bank. ~ 11 m u. Fl. – Graublau (N 4/0 bis 10Y 4/1)

P2-x: (Einzelprobe, glänzende, dunkelbraune Oberseite eines groben Gefügekörpers)

P2-y: (zerfallende Einzelprobe, dunkelbraune Unterseite eines Gefügekörpers)

P2-z: (Einzelprobe mit besonders ausgeprägter, dunkelbrauner Glanzfläche auf der Oberseite eines groben Gefügekörpers)

P3: Aufgelassener Steinbruch (mit den Saurierfährten) südlich Barkhausen a.d.Hunte (Gemeinde Bad Essen).

TK 25, Blatt 3716 Melle, R 34 60 060, H 57 93 910.

Mittel-Kimmeridge II. Einfallen ca. 60° nach NE. Bröckeltonstein, im Hangenden 1,7 m Wechsellagerung von Tonkieselbänken (mit Saurierfährten) und Bröckeltonstein. Die derzeitige Saurierfährten-Hauptfläche befindet sich 70 cm oberhalb des Kontaktes Bröckeltonstein/Kieseltonsteinbänke. Probenahme (ca. 15 m u.Fl.):

P3-o: (Oben) 1,15 m unter der Saurierfährten-Hauptfläche. Gelblichgrau (2,5Y 6/1)

P3-m: (Mitte) 3,20 m unter den Saurierfährten. Fleckig dunkel gelb (2,5Y 6/4) und dunkel rötlichbraun (10R 3/3)

P3-u: (Unten) 4,10 m unter den Saurierfährten. Dunkel rötlichbraun (2,5YR 4/3)

3.2.2 Mikromorphologie

11 ungestörte, lufttrockene Proben wurden mit Polyesterharz getränkt und durch Dipl.-Ing. Th. Beckmann, Schwülper, zu 3,5 cm x 2,5 cm x 20 µm großen Dünnschliffen verarbeitet. Die Untersuchung erfolgte mit einem Zeiss-Polarisationsmikroskop im Durchlicht und zwischen gekreuzten Polarisatoren sowie im Auflicht bei maximal 625-facher Vergrößerung. Die entwicklungsrelevanten Merkmale wurden in Tab. 2 zusammengestellt.

Folgende mikromorphologische Merkmale wurden angesprochen:

Dominierende Korngrößen: Die Proben wurden entsprechend ihrer vorherrschenden Körnung geordnet, weil insbesondere die vertischen Erscheinungen an einen hohen Tongehalt gebunden sind. Da Messwerte nicht zur Verfügung standen und zudem nur Mittelwerte über größere Bereiche darstellen würden, wurde die Körnung nach dem mikroskopischen Bild geschätzt. In drei Proben von P2 wurden Reste von Sandschichten festgestellt, in drei anderen tonreiche Einschlüsse.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Grobporen: Meist sind die Grobporen vollständig verschwunden, selten sind Reste von biogenen Poren oder Poren innerhalb der Eisenoxid-Adern erhalten, und zwar immer < 1% der Fläche.

Organische Reste: Die Fe-Mn-Oxidflecken der Probe P3-m enthalten Formen, die wir als organogen ansehen. Auch die „roten Eisenlamellen" zeigen Strukturen, die organischen Resten (z.B. Blättern) ähneln, an denen der Hämatit liegen müßte. Da aber am Schliff der Hämatit nicht entfernt werden konnte und die Hämatitbildung durch organische Substanz eher behindert wird, ist eine sichere Aussage hier nicht möglich.

Dunkelgraue Flecken der Matrix: Die Schliffe zeigen ein mehr oder weniger deutliches Mosaik dunklerer und hellerer, oft grauer Flecken (Humus, vielleicht unter Beteiligung von Sulfid), die als komprimierte biogene Gefügeelemente anzusehen sind (Abb.8). In Probe P3-o sind die Flecken länglich verformt, was auf Peloturbation hinweisen kann (Stephan 1979).

Rote Eisenlamellen: In den Proben P2-z und P2-m fallen rote Schmitzen auf, die räumlich wahrscheinlich als gewellte Lamellen vorliegen. Im Gegensatz zu den später genannten braunen Eisenadern war keine Bindung an Risse und keine weiträumige Vernetzung festzustellen; stellenweise sind sie aus Einzelstücken zusammengesetzt. Sie scheinen aus Hämatit zu bestehen, aber es ist auch möglich, daß es sich um organische Reste handelt, die durch Hämatit maskiert sind, wobei es ganz ungeklärt ist, wie sich Hämatit im Beisein von organischen Stoffen hätte ausbilden können. Rote Einzelpartikel kommen in den

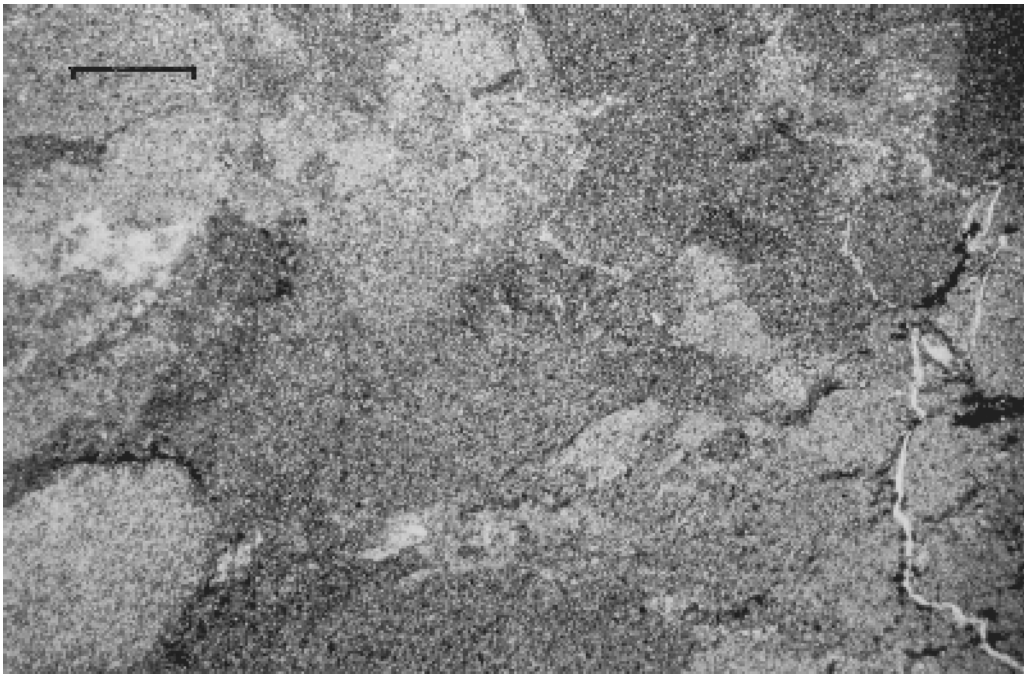


Abb. 8: Durch Bioturbation graugefleckte Bodenmatrix
(Probe P2-m, Durchlicht, Maßstab 0,5 mm)

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Tab. 2: Mikromorphologische Merkmale
(Proben nach vorherrschender Korngröße geordnet, Merkmale nach vermuteter Entstehungsphase).

Symbole und Abkürzungen:
– nicht beobachtet, r selten, + deutlich, ++ stark, ? Zuordnung unsicher
*) Körnung: s, S sandig, Sand; l, L lehmig, Lehm; u, U schluffig, Schluff; t, T tonig, Ton
**) Biotit-Verwitterung: a = fast vollständig bis c = mäßig, r = kaum Biotit

Zusätzliche Beobachtungen:
(1) mit verlagerten Tonbröckeln, (2) schwacher Kontrast, (3) langgezogen, (4) mU-kleine Klümpchen zwischen Sandkörnern, (5) zu welligen Adern zusammengesetzt, (6) + mit Fe-Imprägnierungsfront, (7) auch größere Tonakkumulation

Ferner: Reste von Feinsandschichten in P2-z, P2-x und P2-r, tonreiche Einschlüsse in P2-y, P3-o und P1-m, Eisenoxid-Konkretionen (vermutlich aus Siderit) in P2-z sehr wenig, in P2-y mäßig; Grobschluff auf Aggregatwänden in P3-m. In P1-m ist Verkieselung angedeutet.

Probe	Dominierende Korngrößen *)	Organische Reste	Dunkelgraue Flecken der Matrix	Rote Eisenlamellen	Muskovit	Biotit-Verwitterung **)	Tonlinsen in der Matrix	Verlaufender doppelbrech. Ton in d. Matrix	Stresskutane	Kalk in der Matrix	Kalkadern	Fe-(Mn-)Flecken	Fe-(Mn-)Adern	Fe-(Mn-)Beläge	Tonbeläge
P3-m	T, fmU	+	+	r	+	a	r	+++	r	–	–	++	+	+	–
P2-z	uT	r	++	++(5)	++	bc	++	++	+	–	–	r	r	+	+
P2-o	fmU (1)	–	++	r	++	c	+	+++	r	+	++	r	+	–	+
P2-m	fmU	–	++	+	+	cr	+	+++	+	+	+	–	r	r	r
P2-u	fmU	r	+	–	+	cr	++	++	+	+	–	–	r	+	?
P3-u	sU, T	–	++	–	+	a/cr	r	++	r	–	–	++	+	+	++
P2-y	U	–	+(2)	r	+	a	+	++	r	–	–	+	+(6)	+	–
P2-x	sL	r	r	r	++	b	++	+	–	–	–	r	+	+	+
P3-o	lS, fmU	–	+(3)	r	+	b	++	+++	–	–	–	–	+	+	+(7)
P2-r	lS, tU	r	+	r	++	bc	++	+	r	–	–	–	r	+	+
P1-m	S	–	++(4)	r	+	bc	++	++	–	–	–	r	+	+	+

meisten Proben vor. Es wurden keine Übergänge zu braunen und schwarzen Fe-(Mn)-Oxiden gefunden, die neben ihnen, aber mit Verbindung zu Poren, vorkommen können. Daher bestand kein Anlass, diese roten Partikel mit den anderen Eisenoxidkonzentrationen zusammenzustellen.

Muskovit: Kleine Partikel hellen Glimmers sind allgemein vorhanden und wurden mit begutachtet. Sie sind in vielen Sedimenten häufig, widerstehen aber einer intensiven Silikatverwitterung nicht.

Biotitverwitterung: Selbst der empfindlichere Biotit ist nicht immer vollständig verwittert. Seine Verwitterungsprodukte sind als eine Quelle des doppelbrechenden, mobilisierbaren Tons anzusehen. Der Schliff von P3-u, der auffällig dunkel rotbraun ist und helle Flecken sowie locker erdiges Gefüge besitzt, zeigt bei starken Vergrößerungen zahlreiche Tonlinsen und viel Eisenoxid, so dass man auf starke Biotitverwitterung schließen möchte.

Tonlinsen = abgegrenzte Ton-Mikroaggregate in der Matrix: Sie werden in der Literatur

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

fälschlich auch als Tondomänen bezeichnet. Wie in vielen rezenten Böden, findet man auch hier oft Übergänge zu Glimmerresten. Dennoch muss es sich nicht immer um das unmittelbare Produkt der Glimmerverwitterung handeln, und insbesondere zu Stresskutanen angeordnete Tonlinsen können Illit repräsentieren, der aus aufweitbaren Tonmineralen rückgebildet wurde.

Verlaufender doppelbrechender Ton in der Matrix: Zeigt die Mobilität des Tons an und kann z.B. aus Tonlinsen entstehen. Er kann unter bestimmten Bedingungen (hinreichende Porosität, perkolierendes Wasser, geeignete Ionenbelegung) lessiviert werden, was aber hier weder erwartet noch beobachtet wurde.

Stresskutane = Toneinregelung auf Scherflächen: Mobiler, doppelbrechender Ton in der Matrix wird durch Bewegung eingeregelt, was vor allem auf Scherflächen zu beobachten ist (Abb. 9). Stresskutane sind in 3 Proben gut zu beobachten und in weiteren 5 Proben angedeutet. Solche Stresskutane sind in vertisolartigen Böden regelmäßig vorhanden, aber nicht an diese gebunden. Wo Stresskutane nebeneinander auftreten, also nicht immer an derselben Stelle entstanden sind, zeigen sie, dass die Matrix nicht starr ist und Peloturbation zuläßt (z.B. Probe P2-u).

Kalk in der Matrix: Das durch die Proben P2-o, P2-m und P2-u repräsentierte Profil ist kalkhaltig. Der Kalk ist in der Matrix homogen verteilt und teils zu Flecken konzentriert. In Probe P2-m finden sich Gips-Kalk-Knoten bis 2,5 mm ∅, in P2-u eine kleine Kalkknolle mit Gips in Hohlräumen.

Kalkadern: Im Profil P2 findet man im oberen Teil (P2-o) starke, im mittleren Teil (P2-m) mäßige und unten keine Kalkadern. Dieser ungewöhnliche Gradient kann durch Calziumbikarbonat-Eintrag aus einem hangenden Substrat oder durch oberflächennahe Kalkfällung in aridem Klima enstanden sein. In Probe P2-o sind Scherflächen meist durch Kalk markiert und nur ausnahmsweise durch Ton.

Fe-(Mn-)Flecken: Konzentration brauner oder schwarzer Oxide ohne deutlichen Bezug zu Rissen. Allgemein ist festzustellen, dass mit dem Mikroskop häufig nicht geklärt werden kann, ob es sich, wie häufig beim Pseudogley, nur um eine Konzentration des ursprünglich homogen verteilten Eisens (und Mangans) aus der unmittelbaren Umgebung handelt, oder ob diese Metalle mit dem Wasser herantransportiert wurden wie beim Gley. Eisenabnahme führt erst in fortgeschrittenem Stadium zu einer mikroskopischen Aufhellung (z.B. Probe P2-u).

Eisenoxid-Konkretionen: Ein besonderer Befund ist die unregelmäßige, sehr dunkle Fleckung in der tonreichsten Probe P3-m, die wahrscheinlich an organische Reste gebunden ist. Es ist nicht wahrscheinlich, dass es sich um eine jurassische Oxidabscheidung handelt, während eine spätere Oxidation von zunächst im reduzierenden Milieu gebildetem Eisensulfid denkbar ist. Auch die in den Proben P2-z und P2-y (bis 1 mm ∅) festgestellten Eisenoxid-Konkretionen könnten in reduzierendem Milieu als Sideritsphäroide vorgebildet worden sein, an die ihre Form erinnert und die von Klassen (1975) in Bröckeltonsteinen gefunden wurden (s. Kap. 2.1).

Fe-(Mn-)Adern: Diese Oxidabscheidungen an inneren Rissen der Großaggregate – der Bröckel des Bröckeltons – wurden von den Flecken und Konkretionen getrennt aufgeführt, aber mit den Fronten der diffusen Eisenimprägnierungen zusammengefaßt, wie sie besonders deutlich in der Probe P2-y auftreten.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

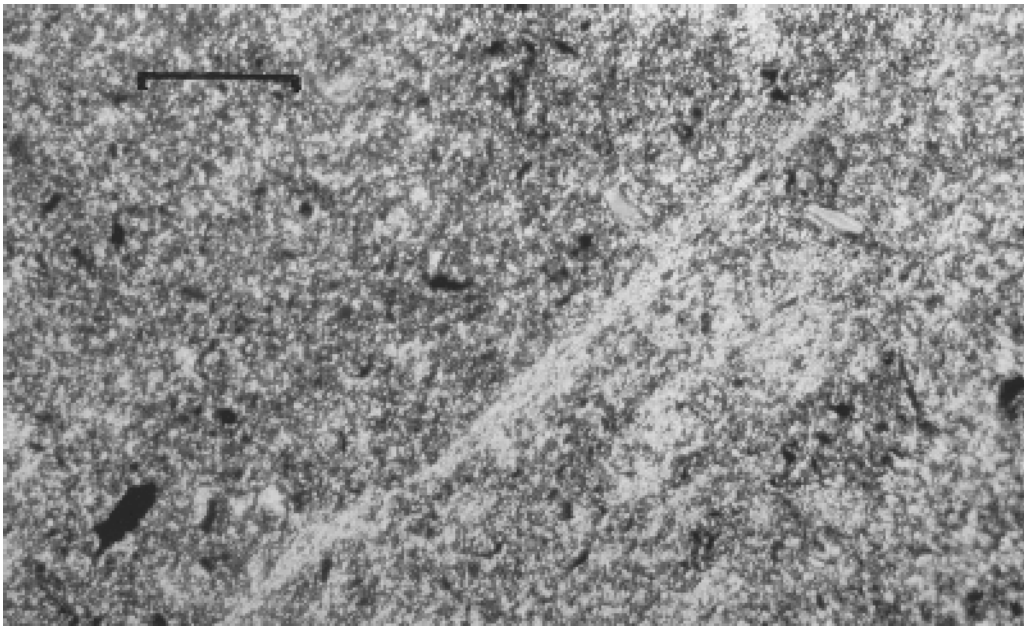


Abb. 9: Doppelbrechende Tonteilchen, an einer Scherfläche eingeregelt (heller Diagonal-Streifen)
(Probe P2-u, teilweise gekreuzte Polarisatoren, Maßstab 0,1 mm)

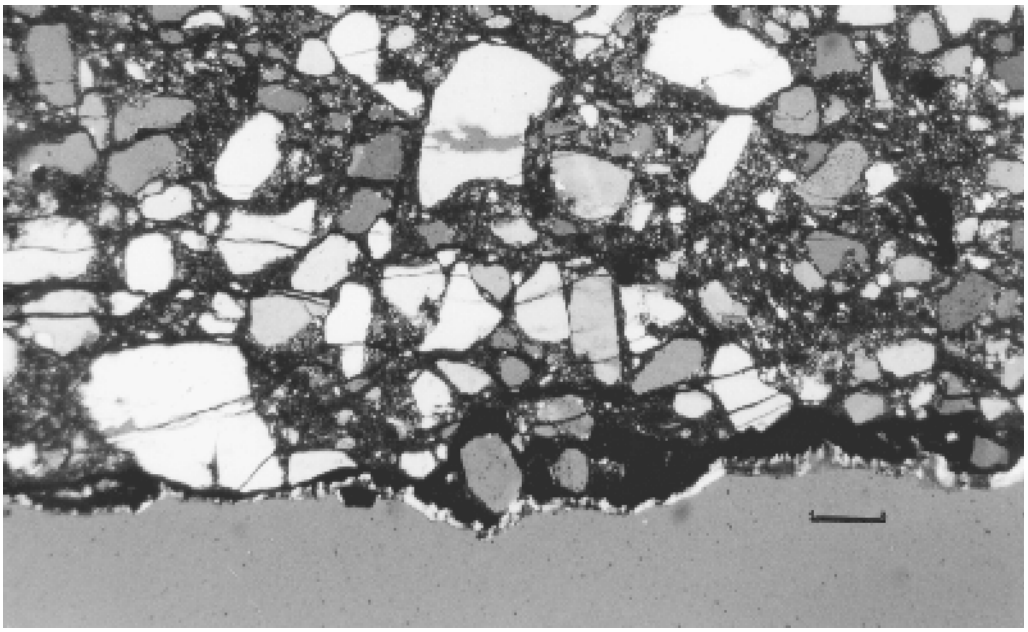


Abb. 10: Segregat-Unterfläche, durch Eisenoxid (Fe) versiegelt und mit gelbem, doppelbrechenden Feinton (T) belegt
(Probe P1-m, teilweise gekreuzte Polarisatoren, Maßstab: 0,1 mm)

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Fe-(Mn-)Beläge: Als solche wurden die Oxidkrusten und -imprägnierungen (Coatings, Hypo-Coatings und manchmal auch Quasi-Coatings der angelsächsischen Autoren) auf der Oberfläche der Grobaggregate bezeichnet (Abb. 10). Sie stehen meist mit den Fe-(Mn-)Adern in Beziehung. In Probe P2-y besteht die oberflächennahe Imprägnierung aus mehreren Streifen. Die Eisenbeläge verhindern ein Zusammenfließen der Aggregate.

Tonbeläge: Die Akkumulationen von gelbem, doppelbrechendem Ton auf den Grobaggregaten (Clay Coatings auct.), die bei Anwesenheit von Oxidbelägen auf diesen deponiert sind (Abb. 10), aber sonst auf nackten Aggregatoberflächen liegen (wie in Probe P2-o und P2-m), sind als Fracht des perkolierenden Wassers aufzufassen. Sie korrespondieren mit makroskopischen Glanzflächen (Slickensides).

3.2.3 Tonmineralogie und Bodenchemie

Die tonmineralogische Auswertung der Ergebnisse röntgenbeugungsanalytischer Untersuchungen wurde nach Tributh & Lagaly (1991) durchgeführt (Tab. 3). Die Proben zeigen eine Dominanz von Illit, während Smektit, Vermiculit und Kaolinit nur untergeordnet auftreten.

Die Ergebnisse bodenchemischer Untersuchungen sind in Tab 4 dargestellt. Ein Teil der Proben besitzt geringe Karbonat-Gehalte. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff sind mit Werten meist unter 0,2 % zwar gering, aber nachweisbar. Die Werte der elektrischen Leitfähigkeit sind niedrig. Die Gehalte an pedogenen, dithionitlöslichen Eisen- und Manganoxiden (Fe_d, Mn_d) bzw. oxalatlöslichen Eisenoxiden (Fe_o) sind teilweise sehr hoch, so etwa im oberen Teil von Profil P2 und im unteren Teil von P3. Auch die Gehalte an amorpher, laugenlöslicher Kieselsäure (Si_l) sind beträchtlich.

4 Deutung der Bröckeltonsteine als Paläoböden

4.1 Substrat-Eigenschaften

Substrat-Eigenschaften und Sedimentationsmilieu lassen sich aus der Körnung, dem Mineralbestand, einigen chemischen Eigenschaften und aus den mikromorphologischen Befunden ableiten.

Wo Sand eine Rolle spielt, reicht seine Durchmischung mit feinem Material von fast homogener Einarbeitung bis zur Erkennbarkeit von Resten ehemaliger dünner Sandschichten. Zwischen Feinmaterial und Sand tritt ein Korngrößensprung auf; insbesondere fehlt meist der Grobschluff. Das Feinmaterial enthält Mineraldetritus, manchmal noch viel hellen Glimmer, aber auch helle Tonlinsen, die sehr zahlreich sein können. Gelegentlich wurden auch zusammenhängende Tonbröckel sedimentiert (P2-y, P3-o, P1-m).

Alle festgestellten oder vermuteten organischen Reste müssen ihrer Lage nach zur Sedimentation oder/und Bodenbildung gehören, also jurassisch sein. Probe P3-m enthält stark inkohlte Reste, in den Proben P2-z, P2-o und P2-m werden im Zusammenhang mit Hämatit synsedimentäre, dünne Lamellen organischen Ursprungs vermutet. Proben mit deutlichen organischen Resten haben C_{org}-Gehalte >0,1%, soweit dies untersucht wurde (Tab.2 und Tab.4).

In Hinblick auf den Mineralbestand ist die Anwesenheit von hellem und teils auch noch dunklem Glimmer kennzeichnend für den Schluff. Dies zeigt, dass das Sediment keiner intensiven tropischen Silikatverwitterung un-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Tab. 3: Tonmineralgehalte
(auf der Basis der mineralspezifischen Wichtung der Röntgenreflex-Intensitäten)

Erläuterung:
>18 A: quellfähige, labile Tonminerale 18 A: Smectite
14 A Ver: Vermiculit, kontrahiert bei K-Zufuhr
14–12 A: Wechsellagerungsminerale; 2.Ordnung der labilen Minerale
10 A: Illit 7 A: Kaolinit
Primäre oder sekundäre Chlorite, aufgeweitete Illite und Wechsellagerungsminerale (12-10 A) fehlen

	Relative Intensitäten (in % der gewichteten Röntgenreflex-Intensitätssumme)					
Standort	>18 A	18 A	14 A (Ver)	14-12 A	10 A	7 A
P1 (Hollweg)						
P1-m	3	–	4	–	82	11
P2 (Büchter)						
P2-o	3	–	4	8	77	7
P2-m	4	2	6	11	71	7
P2-u	–	2	3	5	80	10
P3 (Barkhausen)						
P3-o	7	3	2	–	81	7
P3-m	5	2	–	–	80	13
P3-u	–	2	8	–	81	9

Tab. 4: Bodenchemische Daten

Erläuterung:
Fe_d, Mn_d: Dithionitlösliches Eisen und Mangan
Fe_o: Oxalatlösliches Eisen
Si_l: Laugelösliche Kieselsäure
Al_l: Laugelösliches Aluminium
C_{org}: Organisch gebundener Kohlenstoff

Standort	Karbonate	pH	C_{org}	Elektr. Leitf.	Fe_d	Fe_o	Mn_d	Si_l	Al_l
	(%)	($CaCL_2$)	(%)	(µS/cm)			(mg/g)		
P1 (Hollweg)									
P1-m	nn	4,91	0,16	14,80	8,45	0,23	0,12	4,55	4,55
P2 (Büchter)									
P2-o	4,40	7,14	0,07	81,20	6,20	0,32	0,45	2,75	2,75
P2-m	1,00	7,20	0,09	73,50	4,70	0,34	0,12	2,25	2,25
P2-u	0,00	7,18	0,23	60,80	1,17	0,25	0,08	2,78	2,78
P3 (Barkhausen)									
P3-o	1,40	7,30	0,05	79,50	5,85	0,22	0,06	3,10	3,10
P3-m	nn	6,66	0,11	15,70	12,65	0,20	0,06	4,05	4,05
P3-u	nn	6,99	0,08	48,80	26,87	0,50	0,26	4,58	4,58

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

terworfen war. Tonmineralogisch steht einem hohen Gehalt an Dreischicht-Tonmineralen (ca. 70–80%) wenig Kaolinit (nur 7–13%) gegenüber, wobei man unter pedogenetischen Gesichtspunkten innerhalb der Gruppe der Dreischicht-Tonminerale nicht weiter differenzieren kann, weil sie neben mehrphasigen pedogenen Veränderungen auch der Diagenese unterlegen waren.

Die tiefenabhängige Verteilung der pedogenen Eisenoxide (Fe_d und Fe_o) (Tab. 4) deutet im Profil P2 auf eine Stoffanreicherung im oberen Teil hin; die Fe_d-Abnahme mit der Tiefe lässt sich in Zusammenhang bringen mit deutlichen Farbmerkmalen rezenter Reduktion im Grundwasserbereich. – Im tiefsten Horizont des Profils P3 stehen die erhöhten Fe- und Mn-Gehalte in Beziehung zur Rotfärbung des Materials durch Hämatit. – Die relativ hohen Gehalte an laugenlöslicher, amorpher Kieselsäure (Si_l) können mit diagenetischen Umwandlungen und mit der Verfestigung der Bröckeltonsteine in Zusammenhang stehen.

Einige Proben besitzen geringe Gehalte an Kalk. Er durchsetzt die Matrix in zahlreichen kleinen Körnchen und man findet auch größere Kristalle und Kalkflecken (Tab. 2). Eine zeitliche Einordnung ist ebenso wenig möglich wie für die Bildung von „Kalkadern“, die allerdings eine vorherige Rissbildung unter terrestrischen Bedingungen voraussetzt. Ob generell zu Beginn der jurassischen terrestrischen Bodenbildung Kalk ein Bestandteil des Substrates war, ist nicht zu entscheiden (rezente Vertisole bilden sich jedenfalls häufig aus Mergeln). Im Falle des Standorts P2 deutet aber der Profilbefund auch darauf hin, dass die Karbonate aus der stratigraphisch höher gelegenen Bank stammen können, also nachträglich eingewaschen wurden.

Im Profil Büchter (P2-m, P2-u) findet man in Hohlräumen von Kalkknollen auch Gips, der entweder synsedimentär ist oder nach einer Transgression unter marinem Einfluss gebildet wurde. Die geringe elektrische Leitfähigkeit von 15-81 µS (entsprechend <0,01% Salz) gibt keinen Hinweis auf eine marine Beeinflussung des Materials.

4.2 Humusbildung, Bioturbation und Durchwurzelung

Bioturbationsmerkmale (humose Flecken) werden makromorphologisch nur im Profil Barkhausen (P3) beobachtet. Im mikroskopischen Maßstab sind solche Merkmale häufig erhalten geblieben. Es muss aber betont werden, dass die Homogenisierung der ursprünglichen Sedimentschichtung nicht immer vollständig war, sondern in einigen Proben Reste von Sandlagen erhalten geblieben sind.

Wurden die erhaltenen organischen Reste synsedimentär oder während der jurassischen Bodenbildung eingebracht, so ist die Humusbildung ein anschließender Prozeß, der eindeutig zur jurassischen Bodenbildung gehört. Humus ist wenig stabil und lässt sich daher in vielen Paläoböden kaum mehr nachweisen. Auch bei den Bröckeltonsteinen sind die Gehalte an organischem Kohlenstoff gering (Tab. 4). Die in vielen Proben ausgeprägte Fleckung (Abb. 8), die komprimierte biogene Gefügekörper (ehemalige Kotaggregate und Röhrenfüllungen) darstellt, zeigt mit ihrer unterschiedlich dunklen Graufärbung eine Humosität an, die ursprünglich wesentlich stärker gewesen sein dürfte.

Spuren einer Durchwurzelung sind makroskopisch in den Bröckeltonsteinen nicht nachweisbar. Es wäre möglich, dass seinerzeit unter semiariden bis subhumiden Klimabedingungen in einer gelegentlich oder periodisch überfluteten, lakustrischen (evtl. lagunaren) Landschaft größere Pflanzen mit

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

entsprechend stark ausgeprägtem Wurzelwerk weniger häufig (oder gar nicht) vorhanden waren, sondern dass eher eine niedrige Vegetation mit schwächerem Wurzelwerk dominierte. Auch wäre denkbar, dass die auf Durchwurzelung zurückführbaren Hohlräume im anfänglich losen Sediment nicht genügend stabil waren, um bei späterer Kompaktierung in großem Umfang erhalten zu bleiben. So hat auch Wright (1986) argumentiert, der im Gegensatz zu anderen Autoren (z.B. Francis 1986; Ortlam 1980; Retallak 1988) Wurzeln als kein besonders gutes Merkmal ansieht, um Paläoböden zu diagnostizieren.

4.3 Verwitterung

Unter dem Mikroskop ist festzustellen, dass auch der empfindliche Biotit keineswegs immer vollständig verwittert ist. Manchmal sind seine Reste noch deutlich mit doppelbrechendem Ton verbunden. Nach stärkerer Pedoturbation ist eine solche Zuordnung nicht mehr erkennbar. Auch ist Feinsubstanz lichtmikroskopisch nicht immer gut sichtbar; sie kann insbesondere durch Eisenoxid oder Kalk maskiert sein. Die für das Verhalten des Bodens so wichtigen Tonminerale sind also nur teilweise ein ursprünglicher Bestandteil der Sedimente; zum anderen Teil sind sie Neubildungen. Im Einzelnen ist dies unterschiedlich (Tab. 2). Neugebildete Tonminerale können prinzipiell auch jünger sein, aber die (jurassischen) Stresskutane zeigen, dass die Ton-Neubildung weitgehend der jurassischen Bodenbildungsphase zuzuordnen ist.

In Tab. 2 können unter den „Tonlinsen“ auch solche sein, die durch spätere Aggregierung, z.B. bei der Umwandlung in Illit, entstanden sind. Da die Silicatverwitterung nicht abgeschlossen ist, können weiterhin K-Ionen freigesetzt werden, was eine Illitisierung ermöglicht. Es ist unwahrscheinlich, dass solcher frisch illitisierte Ton an der Kategorie „Verlaufender doppelbrechender Ton in der Matrix“ beteiligt ist, in der sich die Mobilität der Tonfraktion ausdrückt.

4.4 Rotfärbung und jurassische hydromorphe Merkmale

Die gelegentliche Rotfärbung der Bröckeltone wird meist als Hinweis auf allochthone (ferralitische) Verwitterung im Herkunftsgebiet der Sedimente aufgefasst werden müssen. Da sich die Rötung nicht nur in Form homogen verteilter Partikel zeigt, sondern gelegentlich an unterbrochene Lamellen gebunden ist, können diese nicht unberücksichtigt bleiben, obwohl ihre Genese und sogar ihr genauer Aufbau (eventuelle Anwesenheit von Pflanzenresten) unklar bleibt. Zunächst ist eine unmittelbare Hämatit-Einlagerung bei der Sedimentbildung in dieser Form möglich. Sodann ist eine Eisen-Sorption an sedimentierte Lamellen aus pflanzlichem Material mit anschließender terrestrischer Oxidation und Rubefizierung denkbar. Dagegen ist eine Zuordnung zu späteren Redoxprozessen eher unwahrscheinlich. Bei nachweislich jungen, durch Redoxprozesse entstandenen Eisenoxiden wurde jedenfalls keine Rubefizierung festgestellt.

Sichere mikroskopische Merkmale eines reduzierenden Sedimentationsmilieus (z.B. Framboide) wurden nicht gefunden; wohl könnte es sich bei den wenigen Eisenoxid-Konkretionen (sehr gering in Probe P2-z und deutlich in P2-y) um ehemalige Siderit-Konkretionen handeln, wie sie bereits von Klassen (1975) gefunden wurden. Selbst wenn sich eine Vorstufe der „roten Eisenlamellen“ durch Redoxprozesse mit engräumiger Eisenkonzentration gebildet hätte, blieben die

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

redoximorphen Merkmale aus der jurassischen Bodenbildungszeit im übrigen in dem für tonreiche terrestrische Böden, z.B. für Vertisole, üblichen Rahmen.

4.5 Strukturbildung

4.5.1 Primäre Strukturbildung

Im durchwurzelten Bereich junger, frisch sedimentierter Ablagerungen können sich im Laufe ihrer erstmaligen, ausreichend tiefgründigen Austrocknung deutliche Polyeder bilden. Dieser Vorgang, der auch mit chemischen Veränderungen einhergeht, wird als rijping (niederländisch) oder Reifung bezeichnet und wird meist im Zusammenhang mit Einpolderungen und dabei ablaufenden Initial-Bodenbildungen dargestellt (De Bakker & Locher 1965; Catt 1983).

Der Prozess des Reifens wird allerdings als so rasch ablaufend angesehen, daß es kaum möglich zu sein scheint, ihn in Paläoböden heute noch nachweisen zu können (Diskussions-Beitrag zu: Yaalon 1971). Eine Möglichkeit nachhaltiger Konservierung von Polyeder-Strukturen könnte freilich dann bestehen, wenn eine initiale Bodenentwicklung kontinuierlich durch neue, geringmächtige Sedimentation abgebrochen wird. Die initiale Struktur würde in zunehmend größere Substrat-Tiefen geraten, in denen ihre Weiterentwicklung und Veränderung nicht weiter ablaufen kann.

Visuell sind in allen Bröckeltonstein-Aufschlüssen zunächst die namengebenden, möglicherweise auch auf Reifung zurückführbaren Polyeder-Strukturen äusserst beherrschend („Bröckel“ im Sinne der Geologen umschreibt hier den optisch dominierenden mittel-polyedrischen Charakter). Die vertischen Aufwölbungsstrukturen hingegen sind zwar prägnant, aber erst unter günstigen Aufschlussbedingungen wirklich gut sichtbar. Dennoch erscheint es eher unwahrscheinlich, daraus die Vorstellung abzuleiten, dass Merkmale der Reifung gemeinsam mit vertischen Merkmale auftreten könnten, weil ja zu erwarten ist, dass Reifungsmerkmale leicht durch vertische Vorgänge (ebenso wie durch Bioturbation) überprägt werden. Eine Gleichzeitigkeit beider Phänomene wäre allenfalls denkbar, wenn man annimmt, dass sich die Reifungsmerkmale infolge rascher Überdeckung nicht weiterentwickeln konnten und zugleich auch die Peloturbation und die Bioturbation infolge der Kürze ihrer Wirksamkeit nicht voll wirksam werden konnten.

4.5.2 Peloturbation

Es gibt deutliche Hinweise darauf, dass an der jurassischen Pedogenese der Prozess der Peloturbation beteiligt war. Der festgestellte geringe Smektit-Anteil, die Dominanz illitischer Tone und der relativ hohe Schluffgehalt widersprechen nicht der Mitwirkung vertischer Prozesse bei der Bildung der Bröckeltonsteine, sofern man diagenetische Umwandlungen dieser ca. 140–150 Mill. Jahre alten Gesteine in Rechnung stellt. Eine Smektit-zu-Illit-Umwandlung, in Verbindung mit Sammelkristallisation, kann durch starke Aufheizung zusätzlich gefördert werden (ca 100 °C, Niederbudde 1996). Im Untersuchungsgebiet erfolgte während der hohen Unterkreide- und tiefen Oberkreide-Zeit eine starke Aufheizung durch einen als „Bramscher Massiv“ bekannten Pluton (Stadler & Teichmüller 1971), dessen Oberkante im Gehn in mindestens 5 km Tiefe liegt.

Peloturbation läuft als Folge von Quellung und Schrumpfung vorwiegend smektitischer Tone unter wechselfeuchten Bedingungen

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

ab. Rezente Vertisole müssen 30 % Ton und – als Maß für das Quellungs- und Schrumpfungs-Vermögen der beteiligten Tonminerale – einen ausreichend hohen, Feuchtigkeitsabhängigen Ausdehnungskoeffizienten besitzen (ISSS-ISRIC-FAO 1998). Aber auch bei geringeren Gehalten an Ton können vertische Merkmale schwächeren Ausprägungsgrades auftreten, sofern dies – neben dem Klima – die tonmineralogische Zusammensetzung ermöglicht.

Während der Trockenperioden füllt krümelig-bröckeliges Material des Oberbodens tiefreichende Schrumpfrisse aus. Dies verursacht im Unterboden während der folgenden Befeuchtungsphase Bewegungen, die auf Quellungsdruck zurückführbar sind. Dadurch ändern die Segregate ihre gegenseitige Lage und es kommt zu:

1. einer Orientierung doppelbrechenden Tons in der Matrix längs der entstehenden Scherflächen,
2. den entsprechenden Glanzflächen („Slikkensides“) auf den Gefügeflächen,
3. der Bildung eines welligen oder kuppigen Mikroreliefs an der Bodenoberfläche („Gilgai“),
4. Aufwölbungsstrukturen innerhalb des Profils, sowie
5. einer welligen unteren Begrenzung des Horizontes.

Die mikroskopisch dokumentierte (Tab. 2) Strukturbildung kann im wesentlichen einer ursprünglichen jurassischen Bodenbildung zugeordnet werden.

4.5.3 Abscherung

Die Gleitflächen („Slickensides“) in Paläoböden werden häufig auf Peloturbation, daneben aber auch auf andere Bewegungsvorgänge zurückgeführt, die im Zusammenhang mit tektonischen und diagenetischen Vorgängen bei der Einbettung und Kompaktierung tonreicher Sedimente und späterer Druckentlastung wirksam werden (Wright 1982; Retallak 1988). Auch aus dem Oberkarbon des Osnabrücker Raums wird über Paläoböden berichtet, die derartige Slickensides besitzen (Selter 1989). Selter führt die Bildung dieser Scherflächen auf Peloturbation zurück, während Roeschmann (1962) die Entstehung von Slickensides in karbonischen Wurzelböden als Ablösungsflächen (Rutschharnische) erklärt, die auf spätere Setzung des Materials und nicht auf Bodenstruktur-Bildung zurückzuführen seien.

Zumindest die im Inneren der Proben, also in der Bodenmatrix, mikroskopisch festgestellten Einregelungen von doppelbrechendem Ton auf Gleitflächen (Tab. 2) sind aber bereits während der jurassischen Pedogenese entstanden und können nur auf Peloturbation zurückgeführt werden.

4.5.4 Aufwölbung

Die in Bröckeltonsteinen beobachteten Aufwölbungen sind auf Materialbewegung zurückzuführen. Aufwölbungsstrukturen im Inneren von Bodenprofilen werden teilweise mit Verdrängungs-Bewegungen beim Wachstum von Calcit-Kristallen in Calcrete-Horizonten (Wright 1982) in Zusammenhang gebracht („pseudo-antiklinale“ Strukturen). Die durch „displacive growth“ hervorgerufenen Strukturen besitzen allerdings oft ein etwas anderes Aussehen. Im Falle der kalkarmen bis kalkfreien Bröckeltonsteine gibt es keine Hinweise, dass an diesen lakustrischen Überschwemmungs-Standorten langfristig Bedingungen geherrscht haben könnten, die eine Bildung von Calcrete-Anreicherungen hätten ermöglichen können. Auch die in einem Gebiet ständiger Verlandung zur

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Verfügung stehenden Zeiträume hätten wohl nicht zur Calcrete-Bildung ausgereicht.

Da in den Bröckeltonsteinen die Slickensides in enger Beziehung zu den domförmigen Aufwölbungs-Strukturen auftreten, ist eher die Peloturbation in einem tonreichen Boden als Ursache anzunehmen. Driessen & Dudal (1991) betonen, dass Oberflächen-Gilgai durch Vorgänge im Unterboden und Untergrund verursacht wird, wobei sich entlang parallel aufeinander folgender Scherungsflächen Bodenmaterial seitlich nach oben bewegt. Die domförmigen Aufwölbungsstrukturen im Inneren des Profils besitzen daher etwa die gleichen lateralen Dimensionen wie das Gilgai-Relief an der Bodenoberfläche oder wie die gewellte Untergrenze des Horizontes.

In den Bröckeltonsteinen sind die domförmigen Aufwölbungsstrukturen zu erkennen an den konzentrisch aufgewölbten, mit einigen 10 Winkelgraden schräggestellten, parallel zu einander angeordneten Flächen der Slickensides. Die in der Literatur genannten Zahlenwerte der lateralen Amplitude der Aufwölbungen [nach Driessen & Dudal (1991) häufig 4–16 m; Extremwerte nach Hallsworth et al. (1955) 1 m und 30 m] schliessen die hier beobachteten Größenordnungen von 2-3 m nicht aus. Nach Beinroth (1966) ist zu erwarten, dass Gilgai-Systeme (und damit auch innere Aufwölbungssysteme) mit kleineren lateralen Dimensionen zunächst in jüngeren Vertisolen auftreten und erst später von solchen größerer Dimensionen abgelöst werden. Dies spräche für die relativ geringe Entwicklungsdauer der Vertisol-Erscheinungen in den Bröckeltonsteinen.

In den Bröckeltonsteinen sind neben den internen Aufwölbungsstrukturen gelegentlich auch die dazu passenden welligen Untergrenzen (Kontakt zum C-Horizont) zu erkennen (Abb. 11), während die Erhaltung und somit auch die eindeutige Identifizierung ehemaliger Gilgai-Oberflächen auch infolge der zu erwartenden Abtragung beim nächsten Sedimenteintrag eher unwahrscheinlich ist.

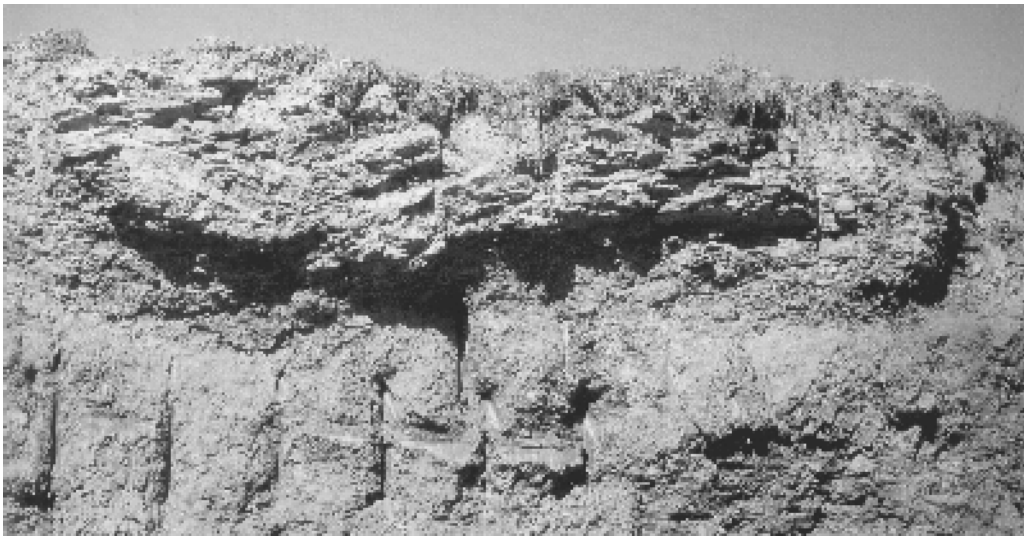


Abb. 11: Wellige Unterbegrenzung vertisch geprägter Bröckeltonsteine (im Hangenden über einer Schicht aus unverfestigtem schluffigen Ton)
(Aufschluß P2, Aufschlusshöhe ca. 2 m)

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

4.5.5 Senkrechte Rissbildung

In Vertisolen treten, bevorzugt in den Senken von Gilgai-Flächen, während der Trockenzeiten polygonartig angeordnete, tiefreichende Trockenrisse auf, die die Aussenflächen prismatischer Strukturen bilden und tief in den Boden hinab reichen. Horizontal erreichen die Riss-Polygone eine Grösse von einigen dm, meist aber weniger als etwa 5–7 dm. Demgegenüber sind die Ausmaße der Aufwölbungs-Strukturen (Gilgai, bzw. innere domförmige Aufwölbungen, s.o.) deutlich größer als die der senkrechten Riss-Systeme. Insofern werden also die senkrechten Risssysteme „überlagert“ von den Aufwölbungsstrukturen.

In den Bröckeltonsteinen sind derartige senkrechte Riss-Systeme allerdings nicht nachweisbar. Dies könnte einfach dadurch erklärt werden, dass weniger und zudem schwächer quellendes Material in die Risse gefallen ist und daher der Quellungsdruck für die Einregelung von Ton an deren Wänden nicht stark genug gewesen war. Die starke Polyederbildung ist eine Folge des wiederholten Sedimentauftrags, da die Polyeder oberflächennah entstanden sind und das Material dann erst in eine relativ tiefe Lage gelangte.

4.6 Wiederholte Sedimentation und Bodenbildung

In der paläopedologischen Literatur werden Vertisole und vertische Erscheinungen häufig beschrieben, so etwa auch im Falle stockwerkartig angeordneter Paläo-Vertisole aus kalkhaltigen, unterjurassischen Gesteinen im Süden Israels (Goldbery 1982). Diese Paläo-Vertisole waren ebenso wie rezente Vertisole oberflächennahe Bildungen, und ihre maximale Mächtigkeit betrug meist nur etwa 1 m; zur Tiefe hin folgte in den Profilen ein wenig oder nicht verändertes Sediment-Material ohne vertische Veränderungen.

Bröckeltonsteine sind hingegen als Horizonte einer synsedimentären Bodenbildung im Einflussbereich sich ständig wiederholender Überflutungen zu deuten. Durch eine relativ regelmäßige Zufuhr jeweils geringmächtiger Sedimente (mm- bis cm-, seltener dm-Bereich) konnte die Bodenoberfläche allmählich überdeckt werden, wobei das in relativ kurzen Abständen zugeführte Material vollständig in die Bodenbildung einbezogen wurde, sodass es zu der unerwartet hohen Mächtigkeit (bis > 10 m) der vertisch geprägten Schichtpakete mit den domförmigen Aufwölbungsstrukturen kommen konnte.

Bei einem stärkeren Sedimenteintrag wurden nur die oberen Teile der neuen Schüttung von der Bodenbildung erfasst. Dementsprechend werden dann die Bröckeltonstein-Lagen durch Schluff- oder Feinsandstein-Bänke, teilweise auch durch tonige Sedimente unterbrochen. Die in manchen Aufschlüssen zu beobachtende Andeutung einer Bankung in den Bröckeltonsteinen ist möglicherweise ebenfalls auf eine ungenügende Einbindung in den Bodenbildungsprozess (Peloturbation) infolge zu großer Sedimentmächtigkeiten zurückzuführen; allerdings kann dieses Phänomen auch ein Hinweis auf eine zu kurze Bildungszeit sein. Gleiche Ursachen dürften die teilweise häufig auftretenden Sandsteingerölle im mm- bis cm-Bereich haben.

Derartige kumulativ entstandenen Horizonte („cumulative soil profiles“ nach Nikiforoff 1949, Birkeland 1984) besitzen gleichzeitig sedimentologische und pedogenetische Merkmale; sie treten beispielsweise auch bei der Ablagerung von Löß oder als Kolluvien an Hangfüßen auf. Die durch Bioturbation her-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

vorgerufenen Veränderungen sind in ihnen einerseits stärker als in den reinen Sediment-Schichten, andererseits geringer als in nicht-kumulativen Paläoböden (Retallak 1988).

Auf Flächen mit sich ständig wiederholenden Überflutungen konnte im Laufe einer derartigen synsedimentären Bodenbildung die möglicherweise vorhandene Vegetation weiter hindurch wachsen und die Auflandung sogar begünstigen. Gelegentlich werden daher auch Wurzelreste, Bestandesabfall und teilzersetzte Blätter eingebettet (Retallak 1986). Das weitgehende Fehlen pflanzlicher Reste in den Bröckeltonsteinen könnte darauf zurückführbar sein, dass die Trockenphasen ausreichend „terrestrisch" waren, um eine weitgehende Oxidation abgelagerter organischer Substanz zu ermöglichen (sofern die Flächen überhaupt eine nennenswerte höhere Vegetation trugen).

Auch die von Roeschmann (1962) beschriebenen karbonischen Wurzelböden, die unter Sumpfwald in einem ständig sinkenden, flachen und breiten Küstensaum mit hohen Grundwasserständen entstanden, können zusätzlich als kumulative Horizonte gedeutet werden. Bei diesen bis zu 4 m mächtigen, tonig-schluffigen Paläoböden, deren ursprüngliche Feinschichtung durch Lepidophyten-Stigmarien und Appendices völlig verändert wurde, erfolgte fortgesetzt weitere Sedimention durch Überschwemmungen, so dass schließlich die tieferen Teile fossil wurden, während im oberen Teil Sedimentation und Durchwurzelung noch weiter liefen.

Bröckeltonsteine wären demnach kumulative Boden-Horizonte, die aber nicht unter Sumpfwäldern entstanden, und bei denen die zwischengeschalteten Trockenphasen lange genug angedauert haben und tief genug wirksam waren, um immer wieder sowohl beginnende Homogenisierung durch Bioturbation als auch die Entstehung vertischer Strukturen durch Peloturbation zu ermöglichen.

Die Frage bleibt offen, ob auch Merkmale der initialen Polyeder-Bildung durch „Reifung" auf diese Weise konserviert werden konnten, oder ob diese Merkmale nicht durch Bioturbation wieder vernichtet wurden. Roeschmann (1962) beobachtete in karbonischen Wurzelböden, die er zunächst als nasse bis subhydrische Sumpfböden mit Einzelkorngefüge anspricht, in einigen Fällen auch Böden mit schichtungslosem Polyedergefüge. Deren Entstehung führt er darauf zurück, dass es ausnahmsweise zu etwas längeren Austrocknungsperioden gekommen war. Dies könnten Perioden initialer Reifung (mit späterer Konservierung) gewesen sein. Schliesslich stellt auch Allen (1986) in den zahlreichen Calcrete-Böden des Old-Red-Sandstein-Komplexes (Oberes Silur bis Unteres Karbon) in Süd-England fest, dass in ihnen eine synsedimentäre Entschichtung abgelaufen ist, hervorgerufen durch Bioturbation in Verbindung mit Polyederbildung und der Bildung ausgeprägter Aufwölbungs-Strukturen („pseudoanticlines").

4.7 Diagenetische Verfestigung

Neben der Verdichtung des Materials durch Austrocknung und Teilcheneinregelung ist es im Laufe der Zeit zu einer diagenetischen Verfestigung, d.h. zur Versteinerung der vertischen Böden gekommen. Die Bodenanalysen zeigen sehr hohe Gehalte an laugelöslichem Silicium als Indikator für amorphe Kieselsäure, während laugelösliches Aluminium nur untergeordnet vorhanden ist. Daraus ist zu schließen, dass vor allem die Auskristallisation von amorpher Kieselsäure zur Verfestigung beigetragen hat. Die Freisetzung von Kieselsäure ist ein Teilprozess der chemischen Verwitterung von primären Silicaten;

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

bei gehemmter Auswaschung verbleibt sie im Boden, führt allerdings zusammen mit Aluminium und anderen Kationen zur Neubildung sekundärer Tonminerale. Nur überschüssige Kieselsäure würde für eine Verhärtung zur Verfügung stehen und somit einen Alterungsprozess im Zuge der späteren Austrocknung darstellen. Allerdings sprechen die sehr weiten laugelöslichen Si/Al-Verhältnisse (Tab. 4) gegen eine ausschließliche Herkunft der Kieselsäure aus der Verwitterung von Silicaten; eine Freisetzung überschüssiger Kieselsäure bei der diagenetischen Umbildung der Tonfraktion von Smektit nach Illit unter der Temperatureinwirkung des Bramscher Plutons kann nicht ausgeschlossen werden.

4.8 Paläoökologie

Das Klima in der Oberjura-Zeit dürfte subtropisch-tropischen Charakter gehabt haben. Die stärker humiden Einflüsse in der Oxford-Zeit werden schon in der Kimmeridge-Zeit durch zunehmende Aridität abgelöst (Schultka 1991). Es ist davon auszugehen, daß das Untersuchungsgebiet während der Malm-Zeit bei etwa 30° nördlicher Breite (entsprechend heute Nordafrika) lag (Frakes 1979).

Eine ziemlich genaue Klima- und Vegetations-Rekonstruktion liegt aus dem obersten Oberjura Südenglands vor (Francis 1986). Als dort die „Great“, „Lower“ und „Basal Dirt Bed“-Paläosole entstanden, herrschte semiarides, ausgeprägt saisonales (eventuell mediterranes) Klima. Die Paläo-Rendzinen wurden – mit zahlreichen pflanzlichen Resten – durch plötzliche Überflutung konserviert. Die Vegetation bestand während der Bildung der „Great-Dirt-Bed“-Böden aus Koniferen-Bennettidinen-Wäldern, in denen wohl auch Farne und Lycopodiaceen auftraten; in den Phasen, die den terrestrischen Bodenbildungs-Perioden vorangingen oder ihnen folgten, herrschten hingegen tide-abhängige, salinare Bedingungen mit Bildung von Algen-Sedimenten (stromatolithische Kalke).

Ein ähnlicher Wechsel zwischen terrestrischen und semiterrestrischen Bodenbildungs-Bedingungen dürfte sich während der Bildung der Bröckeltonsteine im Jura des Wiehengebirgsraumes und des gesamten westlichen Niedersächsischen Beckens ebenfalls abgespielt haben, allerdings nicht in einem salinaren Küstengebiet, sondern in den zeitweise trocken gefallenen umfangreichen Randgebieten des Beckens, in denen Bedingungen binnenländischer, lakustrischer Überflutungslandschaften herrschten. Schultka (1991) stellte bei Untersuchungen im Wiehengebirge zur Flora des „Wiehengebirgsquarzits“ (Zeit der Heersumer Schichten) im Bereich einer fluviatil dominierten Delta-Ebene eine koniferenreiche Vegetation fest, die ein subtropisch-tropisches Klima (mit „Tendenzen zu einer gewissen Aridität“) kennzeichnet und in Vergesellschaftung mit Equisetiten-„Röhrichten“ entlang von ehemaligen freien Wasserflächen stand.

Während der semiterrestrischen Phasen, in denen die Bröckeltonsteine entstanden, könnte die Vegetation ebenfalls aus Koniferen- und Bennetidinen-Wäldern bestanden haben, doch waren sie infolge häufiger Überflutungen und eines stärker ariden Klimas möglicherweise lichter, oder – worauf das Fehlen von Wurzeln hindeutet – die Flächen waren weitgehend frei von hoher Vegetation. Auch auf aktuellen Vertisol-Flächen, etwa im Bereich rezenter Savannenwald-Landschaften, ist oft aus edaphischen Gründen nur ein geringer Baumbewuchs festzustellen.

Eine ausführliche Standort-Beschreibung für den Zeitraum Kimmeridge-Tithon liegt

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

auch für das > 1 Mill. km² umfassende Gebiet der in zahlreichen Aufschlüssen gut dokumentierten Morrison-Formation in den USA (Wyoming, Colorada, Utah) vor, in der eine der reichsten Dinosaurier-Faunen der Welt erhalten blieb. Dodson et al. (1980a) deuten die Landschaft (ehedem ebenfalls in etwa 30° nördlicher Breite gelegen) als ein dem heutigen Gran-Chaco in Südamerika ähnliches Gebiet mit weiten Verebnungen unter terrestrischen Bedingungen, in denen lokal Seen und Sümpfe auftreten konnten und (perennierende) Flüsse starke Ablagerungen und Umgestaltungen hervorriefen. Ein deutlicher Temperatur- und Niederschlags-Wechsel scheint saisonale Veränderungen der Futterquellen bewirkt und die Groß-Saurier zu sehr starker Migration veranlasst zu haben. Es werden vier verschiedene Sediment-Typen beschrieben, unter denen „Lithofacies B“ (variegated mudstone facies) als schluffig-tonige Hochflutablagerung mit vorwiegend „oxidativen“ (terrestrischen) Bodenbildungs-Bedingungen und polyedrisch-körniger („granular“) Struktur-Bildung und nur sehr geringen Anteilen an pflanzlichen Resten den Bröckeltonsteinen am ähnlichsten sind.

Man kann jedenfalls feststellen, dass die Bröckeltonsteine im Laufe ihrer Bildung (vermutlich als kumulative Horizonte) bereits eine weitgehende Kompaktierung durchlaufen hatten. Am Standort Barkhausen (P3) hinterliessen die Dinosaurier ihre Fussabdrücke in einem dünnbankigen tonigen Feinstsandstein (Abb. 4), wobei die Abdrücke eine Tiefe von maximal 5 cm und randliche Aufwulstungen von ebenfalls etwa 5 cm besitzen (Abb. 12). Nirgends ist zu erkennen, dass diese Bank durch die ungewöhnliche Belastung in die Unterlage eingedrückt ist oder dass es zu einer tiefreichenden Vernichtung des Sedimentaufbaus durch Zertrampeln (Dinoturbation nach Dodson et al. 1980b) gekommen ist. Dies beweist, dass nicht diese damals unverfestigten, dünnschichtigen Sedimente, sondern das darunter liegende, bereits kompaktierte und in trockeneren Jahreszeiten verhärtete Bröckeltonstein-Material die tonnenschweren Tiere getragen hat.

Auch Beinroth (1966) berichtet über Vertisole im mittleren Sudan, die sich früher einmal im Bereich sehr häufig trocken fallender Senken unter Zufuhr eines allochthon verwitterten, kolluvialen Materials gebildet haben. Ebenso sind die ausgedehnten Vertisol-Gebiete zwischen Rio Paraná und Rio Uruguay in Argentinien aus lakustrinen Sedimenten entstanden. Als rezente Analoga derartiger Bodenlandschaften können auch einige Teile



Abb. 12: Saurierfährten auf der Oberfläche einer Tonkieselbank (im Hangenden einer 3,7 m mächtigen Bröckelton-Schicht)
Steinbruch südlich Barkhausen a.d.Hunte (Aufschluss P3, Wandhöhe: ca. 5 m)

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

des Sudd im Süd-Sudan (Beinroth 1966) oder einige der zentralafrikanischen „flood plains“ (z.B. Kafue Flats in Zambia) angesehen werden.

4.9 Spätere pedogene Überprägungen

Die Böden, die sich heute als Bröckeltonsteine repräsentieren, sind von weiteren jurassischen Schichten überdeckt und somit fossilisiert worden. Sie unterlagen zweifellos einer gewissen Diagenese und pedogenen Überprägung in späteren Epochen.

4.9.1 Hydromorphe Merkmale

Zusätzlich zu den schwach hydromorphen Merkmalen aus der jurassischen terrestrischen Pedogenese (s. Kap. 4.4) zeigt sich starke und weiträumige Eisen- und Mangan-Umverteilung, die auf spätere semiterrestrische Phasen hinweist. An der Profilwand fallen in vielen Schichten Eisenoxid-Beläge auf den Gefügeflächen auf. Mikroskopisch zeigen sich diese Eisen-(Mangan)-Oxide als Auflagen und Imprägnierungen der entsprechenden Gefügeflächen (Abb. 7). Eisen-(Mangan)-Adern bzw. -Flächen im Aggregatinneren wurden sogar bei allen 11 Dünnschliffen festgestellt. Diese Oxide wurden sicher in einer späteren Entwicklungsphase gebildet, denn sie haben das terrestrische Bodengefüge fixiert, und danach waren keine Turbationen mehr möglich. Es handelt sich um eine Vergleyung, die sich – im Profil P2 – auch aus den bodenchemischen Daten nachweisen lässt und die nicht mehr zur terrestrischen Pedogenese gehört, sondern zu einer späteren semiterrestrischen Phase.

Es gibt Hinweise darauf, dass es sich nicht nur um eine einzige derartige Gley-Phase handelt. Die im Profil P2 heute an der Profilwand am Erscheinen oder Fehlen von Eisenoxid erkennbaren Gley-Horizonte scheinen rezent zu sein, d.h. dem Grundwasserstand vor der Öffnung der Tongrube zu entsprechen.

4.9.2 Ton-Infiltration

Die makroskopisch so auffälligen Glanzflächen korrespondieren mit den „Tonbelägen auf Segregaten“. Mikroskopisch zeigen sich auf den jurassischen Gefügeoberflächen doppelbrechende, meist reine Tonbeläge. Sie erscheinen nicht nur auf den mit Eisenoxid bedeckten Gefügekörpern (Abb.7) des Go-Horizontes, sondern auch auf eisenfreien Oberflächen im Gr-Horizont. Diese Tonbeläge haben unmittelbar weder etwas mit der jurassischen Bodenbildung zu tun, noch gehören sie zur Gley-Bildung, obwohl sie in Verbindung mit der jurassischen Gefügebildung und gegebenenfalls mit dem ausgefällten Eisenoxid auftreten. Im Material findet sich kein solcher Ton, der als Quelle dienen konnte. Die Tonwanderung ist ein typisches Phänomen der terrestrischen Bodenbildung. Naheliegend ist die Vermutung, daß aus dem im Pleistozän aufgelagerten Material, z.B. Geschiebemergel oder Fließerde, nach dessen Entkalkung Fließton bis in die Klüfte der liegenden Bröckelsteine gelangt ist. Dies sind die Substrate, für die eine interglaziäre oder holozäne Tonwanderung (Lessivierung) typisch ist, so dass die Deutung plausibel erscheint.

4.9.3 Freilegung der Polyeder

Unverwitterter Bröckeltonstein ist äußerst fest. Er tritt im Steinbruch-Betrieb im allgemeinen erst in Tiefen unterhalb 10-20 m auf

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

und wird auch in Tiefbohrungen angetroffen. In ihm sind unter dem Mikroskop und mit bloßem Auge die Merkmale sowohl der vertischen Strukturen als auch die der polyedrischen Strukturen bereits nachweisbar. Dies ergab die Untersuchung von unverwittertem Gestein im Aufschluss Wehrendorf, südlich des Keramikwerkes „Argelith“ (siehe Kap. 2.1).

In oberflächennahen Aufschlüssen tritt hingegen physikalisch verwittertes, „bröckelig“ zerfallendes Gestein in Mächtigkeiten von mindestens 10 bis 15 m auf. Diese erhebliche Mächtigkeit legt nahe, dass die Freilegung der polyedrischen Struktur in einer periglaziären Zerrüttungszone erfolgte, also im oberen, anisotropen Teil des Permafrostes (Weise 1983). Auch Felix-Henningsen (1990) berichtet bei exponierten Saprolithen über tiefreichende, periglaziäre Auflösungserscheinungen, die bei diesem Material allerdings schließlich zu einem strukturlosen, plastischen Material führen.

Der ausgeprägte polyedrische Zerfall scheint also auf der quartären Freilegung von bereits in der Jura-Zeit angelegten Strukturen zu beruhen. In den Aufschlüssen lässt sich im übrigen auch leicht beobachten, dass im Zeitraum weniger Jahre die rezente Frosteinwirkung zur Entwicklung weiterer, immer kleinerer Polyeder führt.

5 Zusammenfassung

Paläoböden des Quartär wie auch Paläoböden und Saprolithe auf alten Rumpfflächen sind in Mitteleuropa häufig beschrieben worden. Hingegen sind die Kenntnisse über mesozoische oder paläozoische Böden eher lückenhaft.

Im westlichen Wiehengebirge (nördlich und nordöstlich von Osnabrück) treten im Schichtverband des Oberjura (Malm) als abschließende Glieder regressiver Sedimentationsphasen sogenannte „Bröckeltonsteine“ von gelegentlich über 10 m Mächtigkeit auf, die sich auszeichnen durch auffallend homogene schluffig-tonige Textur, sehr deutliche grobpolyedrische Struktur mit schwacher horizontaler Ausrichtung, Dominanz gelblicher Farben, glänzende Gleitflächen („Slikkensides“) mit Neigungen von etwa 20°–40° Grad sowie domartige, einander randlich durchschneidende Aufwölbungs-Strukturen von 1–2 m horizontaler Ausdehnung, die sich vertikal über große Abstände (teilweise bis über 10 m) erstrecken. Sie werden als Sedimentations-Material häufig überfluteter Landschaften gedeutet, das unter semiariden bis subhumiden Bedingungen durch Peloturbation beeinflusst wurde. Die im Gegensatz zu rezenten Vertisolen teilweise extrem großen Mächtigkeiten in den Bröckeltonsteinen können auf gelegentliche, aber stetige Zufuhr geringmächtiger Sedimente (cm, seltener dm) zurückzuführen sein, wodurch die vertischen Merkmale in zunehmend größere Tiefen gerieten und als „kumulative“ Horizonte synsedimentär fossilisiert wurden.

Mikromorphologisch zeigt das Material deutlich ausgeprägte Bioturbations-Merkmale sowie Stresskutane. Erhöhte Temperaturen durch die Aktivität eines Plutons in der Kreide-Zeit scheinen eine Smektit-zu-Illit-Umwandlung und eine diagenetische Kornvergrößerung bewirkt zu haben. Ob das auffallend polyedrische Erscheinungsbild, das zur Bezeichnung „Bröckeltonstein“ führte, auf primäre Merkmale der Bodenbildung im Sinne einer als „Reifung“ bekannten Strukturbildung im Durchwurzelungs-Bereich frisch sedimentierter Polderböden hindeutet, ist unsicher, da derartige initiale Merkmale durch die Bioturbation und Peloturbation überprägt worden sein müssten. Bereits im Verlauf der synsedimentären Vertisol-Bildung scheint es im übrigen zu einer deutli-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

chen Kompaktierung durch Austrocknung und Teilcheneinregelung gekommen zu sein, sodass Groß-Dinosaurier über die Flächen hinweg schreiten konnten, ohne tiefer als etwa 5 cm einzusinken.

Im weiteren Verlauf erfolgte eine diagenetische Verfestigung durch Freisetzung und Kristallisation von amorpher Kieselsäure als Folge der Silicatverwitterung und wahrscheinlich auch der Mineralumbildung von Smectit nach Illit, die durch die Erwärmung des Gesteinspakets durch den Bramscher Pluton gefördert wurde. Im Quartär scheint es zu einer teilweise intensiven Eisen-Umverteilung und zum Eindringen von Ton in die Spalten sowie innerhalb einer mächtigen periglaziären Zerrüttungszone zur Freilegung der bereits präformierten Polyeder („Bröckel“) gekommen sein.

Ob die für die Entstehung der Bröckeltonsteine des Malm beschriebenen Ursachen ebenfalls maßgeblich an der Herausbildung ähnlicher Gesteine im Buntsandstein, vor allem aber im Keuper sowie im Oberkarbon (Selter 1989) beteiligt waren, bleibt ungeklärt.

Literatur

Allen, J.R.L. (1986): Pedogenic calcretes in the Old Red Sandstone facies (late Silurian – early Carboniferous) of the Anglo-Welsh area, Southern Britain. – In: Wright, V.P. (ed.), Paleosols, their recognition and interpretation. Princeton University Press: New York, 58-86.

Beinroth, F.H. (1966): Über drei Vorkommen von Vertisols im Mittleren Sudan. – Arbeiten. Geol.-Paläont. Inst. T.H.Stuttgart, NF 49: 1-115.

Birkeland, P.W. (1984): Soils and Geomorphology. 572 S. – Oxford Univ. Press: Oxford.

Catt, J.A. (1983): Cenozoic pedogenesis and landform development in south-east England. – In: Wilson, R.C.L. (ed.) (1983): Residual deposits: Surface related weathering processes and materials. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 251-258.

De Bakker, H. & Locher, W.P. (1990): Bodemkunde van Nederland. Deel 1. 439 S. – Malmberg; Den Bosch.

Dodson, P., Behrensmeier, A.K., Bakker, R.T. & McIntosh, J.S. (1980a): Taphonomy and paleoecology of the dinosaur beds of the Jurassic Morrison formation. – Paleobiology 6/2: 108-232.

Dodson, P., Behrensmeier, A.K. & Bakker, R.T. (1980b): Taphonomy of the Morrison formation (Kimmeridgian-Portlandian) and Cloverly formation (Aptian-Albian) of the western United States. – Mém. Soc. géol. Fr., N.S.: 87-93.

Driessen, F.M. & Dudal, R. (1991): The major soils of the world. 310 S. – Agricultural University: Wageningen, Katholieke Universiteit: Leuven.

Felix-Henningsen, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. – Relief, Boden, Klima 6. 192 S. Bornträger: Berlin, Stuttgart.

Frakes, L.A. (1979): Climates throughout geologic time. 310 S. – Elsevier: Amsterdam, Oxford, New York.

Francis, J.E. (1986): The calcareous paleosols of the basal Purbeck formation (Upper Jurassic), Southern England. – In: Wright, V.P. (ed.) (1986): Paleosols, their recognition and interpretation. Princeton University Press: New York, 112-138.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Goldbery, R. (1982): Palaeosols of the lower Jurassic Mishhor and Ardon formation (laterite derivative facies), Makhtesch Ramon, Israel. – Sedimentology 29: 669-690.

Gramann, F., Heunisch, C., Klassen, H., Kockel, F., Dulce, G., Harms, F.-J., Katschorek, T., Mönnig, E., Schudack, M., Schudack, U., Thies, D. & Weiss, M.: Das Niedersächsische Oberjura-Becken – Ergebnisse interdisziplinärer Zusammenarbeit. – Z. dt. geol. Ges. 148/2: 165-236.

Haack, W. (1930): Erläuterungen zur geologischen Karte Nr. 3714 Osnabrück. – Preuss. Geol. Landesanstalt: Berlin.

Haack, W. (1935): Erläuterungen zur geologischen Karte Nr. 3715 Hasbergen. – Preuss. Geol. Landesanstalt: Berlin.

Haubold, H. (1990): Die Dinosaurier; System, Evolution, Paläobiologie. 248 S. – Neue Brehm-Bücherei, Ziemsen-Verlag: Wittenberg.

Hallsworth, E.G., Robertson, G.K. &. Gibbons, F.R. (1955): Studies in Pedogenesis in New South Wales, VII, The „Gilgai" Soils. – J. Soil Sci. 6: 1-31.

Imeyer, F. (1926): Vergleichend-stratigraphische Untersuchungen der Faziesverhältnisse des oberen Jura von den Heersumer Schichten bis zu den Gigas-Schichten im Wiehengebirge und Teutoburger Wald. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück 19: 7-75.

ISSS-ISRIC-FAO (1998): World Reference Base for Soil Resources. 88 S. – FAO, World Soil Resources Report No. 84: Rome.

Klassen, H. (1966): Der tiefere Malm im westlichen Niedersächsischen Becken (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläogeographie). – Diss. Univ. Hamburg (unveröffentlicht), 278 S. + Anhang.

Klassen, H. (1968): Stratigraphie und Fazies des tieferen Malm im Wiehengebirge und Teutoburger Wald. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück 32: 39-96.

Klassen, H. (1970): Mikrofaunistische Gliederung des Unteren und Mittleren Kimmeridge im westlichen niedersächsischen Becken. – Veröff. Naturwiss. Ver. Osnabrück 33: 122-138.

Klassen, H. (1975): Aufbau, Genese und stratigraphische Bedeutung der Siderit-Sphärolde im Grenzbereich Dogger-Malm. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 44: 411-416.

Klassen, H. (1984): Malm. – In: Klassen, H. (Hrsg.): Geologie des Osnabrücker Berglandes. Naturwiss. Museum: Osnabrück, 387-425.

Klassen, H. (1991): Der obere Dogger und tiefe Malm im westlichen niedersächsischen Bekken. – In: Der tiefere Untergrund des nordwestdeutschen Beckens: Sedimentologie-Tektonik-Kohlenwasserstoffe. – Beiträge der DGG-DGMK-Gemeinschaftstagung Braunschweig 1989. DGMK-Bericht 468: 259-295.

Klüpfel, W. (1931): Stratigraphie der Weserkette (Oberer Dogger und Malm unter besonderer Berücksichtigung des Ober-Oxford). – Abh. Preuß.-geol. L.-Anst. N.F. 129: 13-423.

Lohmann, W. (1909): Exkursion in das westliche Wiehengebirge und die ihm bei Venne und Engter nördlich vorgelagerten Höhen. – Jber. Nieders. Geol. Ver. 2: XIX-XXV.

Lorenz, W. (1975): Zur Lithostratigraphie und Sedimentologie des Korallenoolith (Malm) im Wiehengebirge (NW-Deutschland). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 44: 423-447.

Nauke, M. (1975): Zur Sedimentologie des Unterkimmeridge im westlichen Weser- und Wiehengebirge. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 44: 469-494.

Nikiforoff, C.C. (1949): Weathering and soil evolution. – Soil Sci. 76: 219-223.

Ortlam, D. (1980): Erkennung und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Locker- und Festgesteinen. – Geol. Rundschau 69: 581-593.

Pons, L.J. & u. Zonneveld, I.S. (1965): Soil ripening and soil classification. – Inst. Land Recl. Improv. Publ. 13.

Retallak, G.J. (1986): The fossil record of soils. – In: Wright, V.P. (ed.): Paleosols, their recognition and interpretation. Princeton University Press: New York, 1-57.

Retallak, G.J. (1988): Field recognition of paleosols. – Geol. Soc. America, Special Paper 216: 1-20.

Roeschmann, G. (1962): Die Entstehung der Wurzelböden und kaolinitischen Kohlentonsteine des Ruhrkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinland u. Westfalen 3/2: 497-524.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Rumohr, J. (1965): Stratigraphie und Fazies des Malms im westlichen Wiehengebirge. – Dipl.-Arb., Univ. Göttingen (unveröffentlicht). 72 S.

Rumohr, J. 1973. Deltaisch-fluviatile Sedimentation des tiefen Malm (Wiehengebirgsquarzit) am Gehn (Wiehengebirge, Niedersachsen). – N. Jb. f. Geol. Paläont. Abh. 143: 345-383.

Schott, W. (1930): Paläogeographische Untersuchungen über den oberen Braunen und unteren Weißen Jura NW-Deutschlands. – Abh. Preuß. Geol. L.-Anst. NF. 133.

Schultka, S. (1991): Beiträge zur oberjurassischen Flora des Wiehengebirges. – Geol. Paläont. Westf., 19: 55-93.

Selter, V. (1989): Paläoböden im obersten Westfal bis Stefan des nordwestdeutschen Oberkarbon-Beckens. – Z. dt. geol. Ges., 140: 249-258.

Stephan, S. (1979): Mikromorphologische Eigenheiten rheinhessischer Smonica-Profile. – Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges. 29: 751-758.

Tributh, H. & Lagaly, G. (1991): Identifizierung und Charakterisierung von Tonmineralen. – Ber. dt. Ton- u. Tonmineralgruppe, 1 – 162.

US Dept. Agric. (1975): Soil Taxonomy. 377 S. – Agriculture Handbook No. 436, U.S. Dep. Of Agriculture: Washington D.C.

Weise, O.R. (1983): Das Periglazial. 199 S. – Bornträger: Stuttgart.

Wright, V.P. (1986): Paleosols, their recognition and interpretation. 307 S. – Introduction, X-XVI. Princeton University Press: New York.

Wright, V.P. (1982): Calcrete Palaeosols from the lower carboniferous Llanelly formation, South Wales. – Sedimentary Geology, 33: 1-33.

Yaalon, D.H. (1971): Soil-Forming processes in time and space. – In: Yaalon, D.H., Paleopedology. International Society of Soil Science, Israel University Press, 29-39.

Ergänzende Abbildungen im Internet:
Additional illustrations in the internet:

http:
//home.t-online.de/home/f.bailly/broeckel.htm

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Osnabrücker Naturwissenschaftliche Mitteilungen

Jahr/Year: 2000

Band/Volume: 26

Autor(en)/Author(s): diverse

Artikel/Article: Synsedimentäre Paläo-Vertisole im Oberjura des westlichen Wiehengebirges 15-46