

Holozäne Erosion und Akkumulation der alten Spree im Gebiet um Cottbus

von Dieter Neubauer-Saurer, Riegel

1. Die geographische Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet befindet sich am Südrand des Baruther Urstromtales nordöstlich der Stadt Cottbus. Es umfaßt einen Teil des weiten Schwemmkegels der Spree, der sich von Süden kommend nördlich fast bis Peitz und im Westen bis in das Gebiet um Burg erstreckt (Nowel, Atanasow u. Erd 1972, 410). Nach Keilhack u. Tornow (1922) liegt das untersuchte Gebiet am Westrand des östlichen Armes des Mündungsdeltas der Urspre, der sich von Groß Lieskow über Schlichow bis Neuhausen im Süden verfolgen läßt, wo die Vereinigung der beiden Deltaarme zu suchen ist. Interessanterweise wurden die Felder östlich der Gemeinde Neuhausen noch bis in die jüngste Zeit als „altes Spreebett“ (Keilhack u. Tornow 1922, 7) bezeichnet.

2. Der Landschaftsraum in der Jüngsten Vergangenheit

Östlich der Stadt Cottbus, im Süden durch die Gemeinden Dissenchen und Schlichow, im Westen durch Merzdorf und Lakoma und im Norden durch die kleine Gemeinde Neuendorf begrenzt, schiebt sich der Braunkohletagebau Cottbus-Nord in einem ca. 40 m tiefen Spalt durch die Landschaft. Dabei wird ein Gebiet durchschnitten, das durch seichte Niederungen und kaum wahrnehmbare Erhebungen geprägt ist. Ausgedehnte, junge Kiefernwälder, die bis vor einigen Jahren noch durch Feuchtwiesen und Ackerflächen unterbrochen waren, kennzeichnen das Landschaftsbild. Die durchschnittliche Höhe des Geländes liegt bei etwa 70 m NN und fällt in einer Senke, die sich nordöstlich von Kleinlieskow erstreckt bis auf 64 m NN ab. In dieser Senke liegen das östlich von Groß Lieskow verlaufende Tranitzfließ und ein westlich verlaufendes unbenanntes Fließ. Über ein enges Drainagenetz wurden die anfallenden Wassermengen über die beiden erwähnten Fließe und einen von Schlichow bis an die Lakomaer Teiche reichenden Graben nach Norden hin entwässert.

Den markantesten Punkt dieser Landschaft bilden die sogenannten „Weißen Berge“ nördlich von Kleinlieskow. Bis zu einer Höhe von etwas mehr als 10 m aufgeweht, sind sie die östliche Begrenzung und zugleich höchste Erhebung eines ausgedehnten, von der Linie Dissenchen-Merzdorf bis kurz vor Groß Lieskow reichenden Binnendünenfeldes. Ein weiteres Dünenfeld mit ähnlich mächtiger Ausprägung erstreckt sich südlich von Tranitz nach Osten hin. Weitere kleine Dünengruppen liegen nördlich der ehemaligen Gemeinde Groß Lieskow.

Die heutige Spree umfließt das Gelände in einer Entfernung von ca. 3,5 km. Südlich von Spremberg durchschneidet sie einen hauptsächlich aus Plateausanden aufgebauten Höhenrücken. Dieses bereits in der Eiszeit entstandene Durchbruchstal verbindet das Breslauer-Magdeburger mit dem Glogau-Baruther Urstromtal (Keilhack u. Tornow 1922). Bis an den Südrand der Stadt Cottbus fließt die Spree in ausgeprägten Schlingen und stellenweise in verschiedene Arme aufgefächert. In immer schwächer werdenden Bögen durchfließt sie die Stadt, biegt unweit nördlich von ihr nach Westen hin ab und bewegt sich in einem relativ geraden Bett, dem Baruther Urstromtal folgend, auf den oberen Spreewald zu.

3. Die Untersuchungen

In den Jahren 1994/95 konnten an den kilometerlangen Aufschlüssen des Tagebaues Profile mit Ablagerungen aus der letzten weichselzeitlichen Kaltphase und dem Holozän untersucht werden. Ein Teil dieser Untersuchungen war dem spätglazialen bis holozänen Erosions- und Akkumulationsgeschehen gewidmet. Dabei konnten detaillierte Einblicke vor allem in die jüngere Landschaftsentwicklung im Bereich der früheren Spreeläufe gewonnen werden. Der Untergrund der heutigen Topographie ist geprägt durch glazifluviale, fluviale und limnische Erosions- und Sedimentationsvorgänge, deren reliefbildende Aktivitäten erst in der Neuzeit zum Stillstand kamen. In Folge des sehr hohen Grundwasserspiegels, der etwa 1 m unter Oberfläche liegt, haben sich organische Reste in einem ganz ausgezeichneten Zustand erhalten und bieten ein sehr gutes Grundgerüst zur Rekonstruktion der Genese dieses Landschaftsraumes vom ausgehenden Pleistozän bis in die heutige Zeit.

Auf einer Strecke von ca. 790 m wurden insgesamt 16 Profile aufgenommen. Alle Profile und der Verlauf der beiden markantesten Schichten wurden dreidimensional eingemessen. Soweit Hölzer in den Schichten erhalten waren wurden sie zur Holzartenbestimmung bzw. ^{14}C -Datierung verprobt. Zum Zweck pollenanalytischer Untersuchungen wurde aus verschiedenen Schichten Probenmaterial entnommen.

3.1. Die geologischen Befunde

Innerhalb der holozänen Sedimentationsfolge überwiegen klastische Sedimente. Die Korngrößen variieren zwischen Fein- und Grobsanden mit einem überwiegenden Fein- und Mittelsandanteil. Ihnen zwischengeschaltet finden sich limnisch sedentäre Bildungen, die vorwiegend ehemalige Gerinnebasen markieren und zwei anmoorige Bodenbildungen, die in etwa niveaugleich das gesamte untersuchte Gelände durchziehen. Der liegende Bodenhorizont, die Hangende Mudde (s. Beitrag Kühner, Hiller u. Junge in diesem Band) weist in seiner Mächtigkeit starke Schwankungen auf. Er ist von wenigen Zenti- bis zu mehreren Dezimetern stark. An einigen Stellen verschwindet er ganz, um an anderer Stelle wieder einzusetzen. Die Fehlstellen finden sich ausnahmslos in Bereichen ehemals starker Erosionstätigkeit. Entsprechend der stratigraphischen Position kann die Bodenbildung den Charakter einer Mudde bzw. eines Anmoores aufweisen. In der Regel weist sie eine homogene Schwarzfärbung auf. Der hangende Horizont, ein Anmoor von ebenfalls homogener schwarzer Farbe verläuft in leichten, weit geschwungenen Wellen. Seine größte Mächtigkeit erreicht er naturgemäß in den Senken, dort wird er bis zu über 30 cm stark. In Kuppenbereichen flacht er bis auf wenige Zentimeter ab, an einigen Stellen streicht er aus und setzt dann im Hangbereich wieder neu ein. Im Hangenden folgen zum einen fluviatile Sedimente, zum anderen ausgeprägte Flottsanddecken, denen ein dünner Oberboden aufliegt. Die morphologisch eindrucksvollste Form der Sedimentation und zugleich deren vorläufigen Schlußpunkt bilden jedoch die Binnendünenfelder, die im Untersuchungsbereich eine Mächtigkeit von bis zu 5 m erreichen.

Zur Datierung stehen insgesamt neun ^{14}C -Daten zur Verfügung. Die Bildung des unteren Horizontes, der Hangenden Mudde, wird mit dem vorliegenden ^{14}C -Datum von 10.042 ± 41 a BP in die ausgehende Jüngere Dryas-Zeit datiert. Die für den oberen Horizont gemessenen Daten weisen ^{14}C -Werte zwischen 2.866 ± 71 a BP und 1.365 ± 55 a BP auf.

3.2. Das holozäne Flußsystem

Die holozäne Schichtenfolge ist durch verschiedene Erosions- und Akkumulationsformen gekennzeichnet. Auf weiten Strecken bilden reine Überflutungssedimente den Schichtkörper, der die beiden Bodenbildungen voneinander trennt. An anderer Stelle finden sich ehemalige Flußbrinnen, die mitunter für Totarme

charakteristische organogene Ablagerungen im Gerinnebett aufweisen (Abb. 3 u. 4). Sie sind dominierend rein klastisch, weisen aber auch limnisch-sedentäre Füllungen auf. Die erosiv eingeschnittenen Rinnen weisen in ihren Maßen erhebliche Schwankungen auf. Sie erreichen Breiten von nahezu 20 m (Abb. 2) können aber auch nur wenige Meter breit sein (Abb. 3). Ihre Tiefe schwankt zwischen etwas mehr als 1 m (Abb. 3) und etwa 3 m (Abb. 2). In der Regel erreichen die Bettsohlen der ältesten Flußläufe die spätweichselzeitliche Schichtenfolge (Abb. 2 u. 3), während in reinen Überflutungsbereichen dieser Abschnitt ungestört bleibt (Abb. 5). Typisch für alle angeschnittenen Flußläufe ist die Überlagerung mit Überflutungssedimenten. Ihre unterschiedliche sedimentpetrographische Ausbildung belegt eine kleinräumig wechselnde Genese.

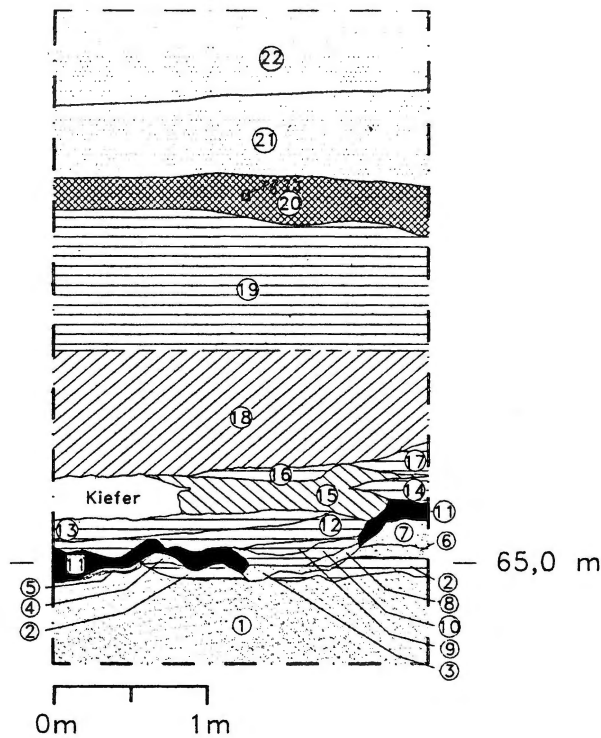


Abb. 1. Profil 1A.

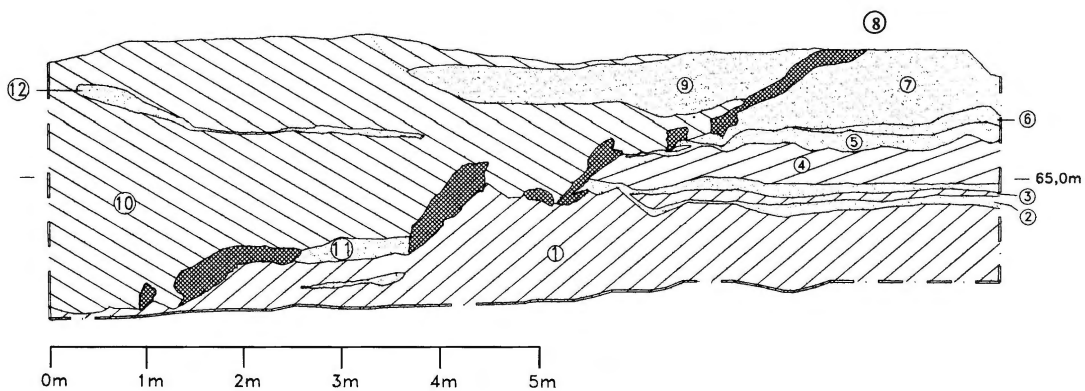


Abb. 2. Profil 1B.

Einzelne Rinnen wurden relativ zügig (Abb. 2) bzw. innerhalb eines Hochwasserereignisses sedimentiert (Abb. 3), während andere im Zuge mehrfach veränderter Wasserführung verfüllt wurden (Abb. 4). Zu den innerhalb kürzester Zeit akkumulierten Rinnen gehört der in Abb. 1 und 2 dokumentierte Flußlauf. An ihm lassen sich sowohl die erosive Entwicklung als auch die Lebensdauer der angeschnittenen Fließgewässer rekonstruieren. Die beiden Profile liegen an unterschiedlicher Stelle im Bereich einer Flußkrümmung. Das in Abb. 1 gezeichnete Profil schneidet die Flußsohle im Anfangsbereich einer von Ost nach Nord biegenden Kurve in Längsrichtung. Das in Abb. 2 dokumentierte Profil schneidet die Krümmung im Bereich der Übergangsstrecke etwa bis zur Flußmitte und umfaßt den Querschnitt von der Sohlenmitte bis zur Uferböschung. Es befindet sich ca. 6 m nördlich von dem in Abb. 1 und steht rechtwinklig zu diesem.

Das Gerinnebett schneidet verhältnismäßig tief in die Sedimente des spätweichselzeitlichen Abschnittes ein. Die markanten schwarzen Anmoorschollen (Abb. 2, Schicht 8) bezeichnen den Verlauf des ehemaligen Flußbettes und können aufgrund der stratigraphischen Position mit der „Hangenden Mudde“ (s. Beitrag Kühner, Hiller u. Junge in diesem Band) gleichgesetzt werden. Sie gehören mit den fein- bis mittelsandigen Schichten 1–7 zum spätweichselzeitlichen Abschnitt. Die Tiefe des Flußlaufes betrug ca. 3 m, die ursprüngliche Breite dürfte knapp 20 m betragen haben. Das geologische Substrat des füllenden Sediments (Abb. 2, Schicht 10) bilden kleine Gerölle und Feinkiese an der Basis und stark grobsandige Mittel- und Feinsande im oberen Bereich. Der gesamte Sedimentkörper dieser Schicht ist ausgesprochen homogen aufgebaut und weist eine schwachbogige Schrägschichtung auf. Lediglich eine mittelsandige Einlagerung (Abb. 2, Schicht 12), die jedoch keine Schichtenfuge bildet, stört den gleichförmigen Aufbau. Sie enthält Wurzelreste und andere organische Einlagerungen. Möglicherweise handelt es sich um Reste einer Bodenscholle, die im Verlauf der Akkumulation abgelagert wurde. Aufgrund der größten Fraktion des Sedimentes an der Basis läßt sich für die Zeit vor Beginn der Akkumulation eine Fließgeschwindigkeit von mindestens 1,0 m/s annehmen.

Am Beginn seiner Entstehung dürfte ein zunächst noch schwach ausgebildetes, möglicherweise durch Überlauf eines benachbarten Flußarmes gebildetes, kleines Gerinne gestanden haben. Mit dem Fortschreiten der horizontal und vertikal gerichteten Erosion kam es zu Unterschneidungen der Uferböschung. Diese führten bei ständiger Verbreiterung des Flußquerschnittes zu einem allmählichen Absinken der Uferböschung bis in den unmittelbaren Flußsohlenbereich. Dabei lösten sich Teile der Uferböschung und flossen langsam nach unten ab. Belegt wird diese langsamfließende Bewegung durch eine etwa auf halber Höhe der Gerinnewand liegenden Scholle aus Schicht 8 (Abb. 2). Ihr der Flußmitte zugewandtes Ende weist einen nach innen gerichteten Bogen auf, dessen Kontur weder Bruch- noch Fehlstellen aufgewiesen hat. Eine derartige Verformung kann nur bei langsam fließender Bewegung entstehen. Hierfür sprechen auch die im Planum gemachten Beobachtungen. Die abgeflossenen Uferbereiche folgten in ihrem Verlauf exakt dem Grundriß des Fließgewässers und waren noch als ungestörte, zusammenhängende Streifen erhalten. Bruch- oder Fehlstellen fanden sich nur in Zentimetergröße, durchdrangen jedoch nie die komplette Scholle, die in der Regel eine Stärke von 20 cm aufwies. Dieser auf der gesamten untersuchten Flußstrecke gleichförmig wirkende Erosionsvorgang umfaßte einen Zeitraum von ca. 120 Jahren.

Im Gerinnebett (Abb. 2, Schicht 10) konnten Stammteile einer in den Flußlauf gestürzten und relativ sohlennah sedimentierten Kiefer geborgen werden. Der zugehörige Wurzelstock stand ebenfalls noch am Rande des ehemaligen Uferbereiches. Wurzelstock und Stamm wiesen Brandspuren auf, die vermuten lassen, daß ein Blitzschlag zum Sturz der Kiefer in den Flußlauf führte. Dabei spaltete sich der Baum in mindestens drei Teile, den Wurzelstock und zwei Stammstücke. Während der Wurzelstock an seinem Standort verblieb, lagerten sich die beiden Stammstücke in unterschiedlichen Tiefen des Gerinnebettes unmittelbar am Beginn der Flußkurve auf verschiedenen Terrassen ab. Die dadurch veränderten Strömungsverhältnisse im Bereich der Kurve dürften die Initialphase zur Akkumulation gebildet haben. Mit in diesem Zusammenhang zu berücksichtigen ist, daß sich nicht der vollständige Baum an dieser Stelle abge-

lagert hat, sondern Teile, wie zum Beispiel das Astwerk der Krone, nicht mehr angetroffen und vermutlich mit dem fließenden Wasser weiter transportiert wurden, um sich an anderer Stelle abzulagern. Einen eindeutigen Zusammenhang zwischen der ständigen Uferbewegung und dem Wachstum des Baumes ergaben die dendrologischen Untersuchungen: bei einem Stammdurchmesser von nur insgesamt 22 cm konnten 120 Jahrringe inklusive Waldkante gezählt werden. Am auffallendsten jedoch war die an jedem Jahrring sichtbare einseitige Ausbildung von Druckholz am Stamm. Sie ist zurückzuführen auf das Bestreben des Baumes während seiner gesamten Wachstumsphase eine senkrechte Position einzunehmen. Durch die sukzessive vertikale und insbesondere horizontale Erosion und der damit verbundenen Uferbewegung kam es jedoch in den 120 Lebensjahren der Kiefer nie zu einer Phase der Ruhe. Selbst an dem *in situ* vorgefundenen Wurzelstock konnten keinerlei Anzeichen beginnender Verwitterung festgestellt werden. Sogar die Borke war noch fast vollständig erhalten. Die Akkumulation des Gerinnes muß also zügig erfolgt sein und auch Teile der Vorlande miteinbezogen haben. Entsprechend der ¹⁴C-Daten sind diese Ereignisse der Erosion und Akkumulation in die Zeit des frühen Präboreals zu stellen. Die für den Kiefernstamm gemessenen ¹⁴C-Werte liegen bei 9.920 ± 80 a BP (LZ-1244) und dürften relativ exakt mit dem Beginn der Akkumulation zusammenfallen.

Eine ebenfalls noch in die Zeit des Präboreals zu datierende erneute Erosionsphase wird durch eine nur noch in Resten erhaltene Rinne (Abb. 2, Schicht 9) dokumentiert. Ihre vollständigen Maße sind leider nicht rekonstruierbar. Das die Rinne füllende, homogene Sediment trug alle Anzeichen einer Sandmudde, in die zahlreiche Ast- und Zweigbruchstücke eingelagert waren. Der Sedimentkörper selbst wies zahlreiche Wurzelreste auf. Die im Hangenden folgenden parallel geschichteten Sanden (Abb. 1: Schicht 19) stellen das Ergebnis reiner Akkumulation durch verschiedene Hochwasserereignisse dar, die zu einer flächendeckenden Ablagerung aus Fein- und Mittelsanden führten. Mit ihnen endet die fluviatile Sedimentation in diesem Geländeabschnitt. In der folgenden, bis in das Frühe Mittelalter reichenden Ruhepause konnte sich ein anmooriger Boden von ca. 30 cm Mächtigkeit bilden (Abb. 1, Schicht 20). Auf ihm lagerte sich in einer letzten Phase der Akkumulation eine mehrere Meter mächtige Düne ab (Abb. 1, Schicht 21 u. 22).

Die kleinräumig stark variierende Komplexität der Erosions- und Akkumulationsvorgänge kommt deutlich in Abb. 3 zum Ausdruck. Aus technischen Gründen konnte das Profil nicht vollständig erfaßt werden. Insbesondere die Diskordanz der sandig-feinkiesigen Schicht 1, der mit dunklen Gytjtjebändern versehenen Schicht 2 zur sandigen Schicht 7 und die flachauslaufende limnisch-sedentäre Bildung am rechten Profilrand (Schicht 3) legen die Vermutung nahe, daß die ursprünglich erosiv in die spätweichselzeitliche Schichtenfolge eingeschnittene Rinne größer war als der auf der Zeichnung dargestellte Ausschnitt. Die durch das Gerinne geschnittenen Schichten (Schicht 7–9) gehören zu der bereits erwähnten spätweichselzeitlichen Schichtenfolge die mit der Hangenden Mudde (Schicht 9) abschließt. Ihre Datie-

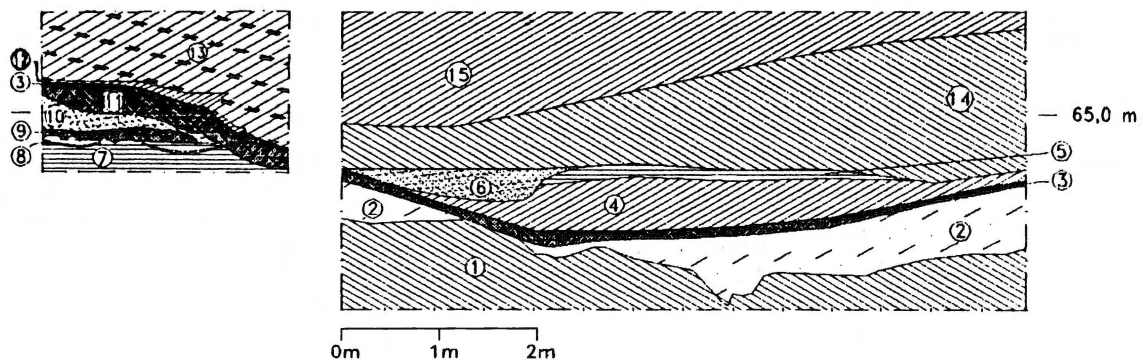


Abb. 3. Profil 2.

rung kann aufgrund der stratigraphischen Position und der Datierung der Gerinnesohle als gesichert gelten. Schicht 2, vor allem aber Schicht 3 kennzeichnen den Zeitpunkt zu dem der im Profil erfaßte Geländeabschnitt vom aktiven Flußsystem getrennt und zu einem Totarm wurde. Das an Holzproben aus Schicht 2 gemessene ^{14}C -Datum belegt mit Werten von 10.000 ± 80 a BP (LZ-1245) auch hier eine aktive Phase im Übergang vom Spätglazial zum Holozän. Aufgrund hoher Grundwasserstände verblieb noch lange Zeit Restwasser in dem vom eigentlichen Spreelauf abgeschnittenen Arm, so daß sich eine organogene Ablagerung bilden (Schicht 3) konnte. Schicht 10 und 11 gehören noch zur aktiven Phase des Gerinnes. Schicht 10 ist vermutlich Teil eines ehemaligen Uferdammes, der das Ausgangssubstrat für die hangende Bodenbildung (Schicht 11) lieferte. Die vorhandene Durchwurzelung von Schicht 10 und der hohe organische Anteil in Schicht 11 sprechen für einen durchgängig hohen Wasserstand im Flußlauf. Wie in den anderen Profilen ebenfalls erkennbar, folgt der erosiven Phase eine Zeit in der die Sedimentation in der Regel durch Hochwässer erfolgte. Bei allen die Rinnenfüllungen überlagernden Sedimenten handelt es sich um großflächig abgelagerte, ungestörte Fein- und Mittelsande bzw. Schluffe (Schichten 4, 5, 12, 14 u. 15). Mit den Schichten 6 und 13 liegen wiederum Belege erneuter Erosion vor. Stellt die mit Schicht 6 dokumentierte Erosion noch ein relativ bescheidenes Ereignis dar, so war für den erosiven Einschnitt des mit Schicht 13 verfüllten Wasserlaufes doch ein erheblicher und kontinuierlicher Durchfluß über längere Zeit hinweg notwendig. Der Nachweis von *Carpinus*- und *Fagus*-Pollen im oberen Bereich von Schicht 3 stellt diese Ereignisse in einen zeitlich relativ jungen Rahmen. Durch ihre Anwesenheit im Pollenspektrum läßt sich als frühester Zeitpunkt dieser sekundären Erosionsphase das Atlantikum annehmen. Dementsprechend wären die vorangegangenen Sedimentbildungen, zumindest jene, die zur Ablagerung der Schichten 14 und 15 führten, frühestens im Atlantikum anzusiedeln.

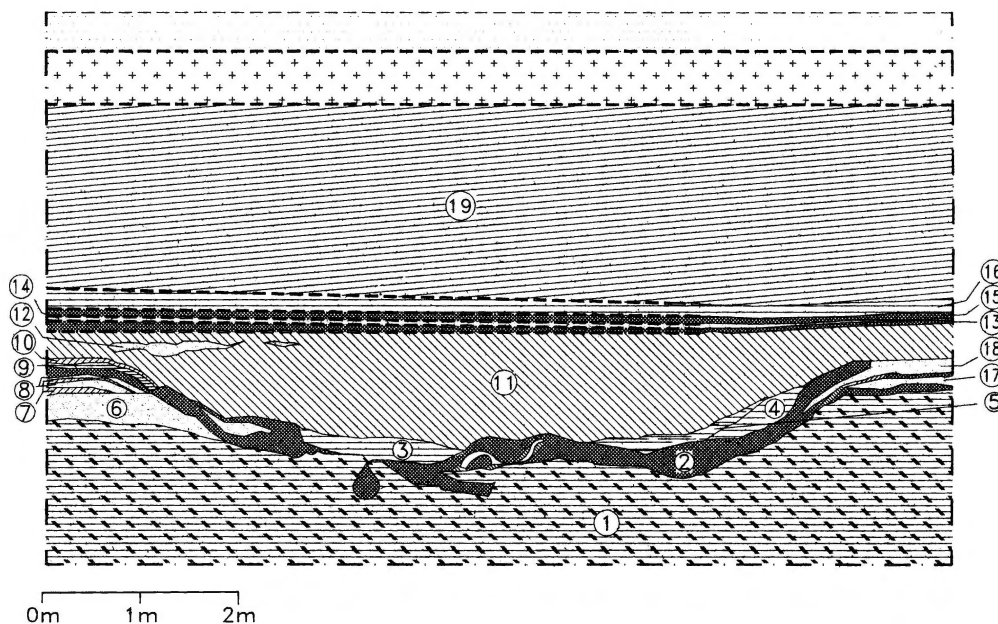


Abb. 4. Profil 3.

Eine ähnliche Entwicklung zeichnet sich bei dem in Abb. 4 dokumentierten Geländeabschnitt ab. Nach Abschluß der aktiven Phase des Wasserlaufes bildete sich ein schwarzer, muddeartiger Horizont (Schicht 2), dessen Genese mehrfach durch Ablagerung klastischer Sedimente unterbrochen wurde (Schicht 17 u.

18). Das Gerinnebett selbst weist ebenfalls Spuren mehrfacher Sedimentation und Erosion auf (Schicht 3, 4, 5 u. 11). Diese Ereignisse müssen aufgrund der stratigraphischen Position zeitlich früher angesetzt werden als die für Abb. 3 beschriebenen Vorgänge. Übereinstimmung findet sich jedoch weitgehend in der Genese und Ausbildung der hangenden Schichten. Nach oben schließt die Sedimentfolge mit einem etwa 60 cm mächtigen Podsol ab (Schicht 13–16), dem eine Flugsanddecke (Schicht 19) aufliegt.

Die Profile in Abb. 5 zeigen die für den Untersuchungsraum typische Ausprägung von Überflutungssedimenten. Der liegende Bodenhorizont (Schicht 4) entspricht der sogenannten Hangenden Mude. Der obere Bodenhorizont (Schicht 8) kann mit dem mittelalterlichen Horizont, wie er bereits für Abb. 1 u. 4 beschrieben wurde, gleichgesetzt werden. Zwischen beiden Horizonten befindet sich ein verhältnismäßig geringmächtiger Sedimentkörper, der aus zwei klastischen Schichten (Schicht 5 u. 7) besteht, die durch eine limnische Bildung (Schicht 6) getrennt werden. Die klastischen Ablagerungen stellen das Resultat unterschiedlicher Überflutungsereignisse dar, während Schicht 6, eine grauolivene Mude, ein über einen längeren Zeitraum vorhandenes stehendes Gewässer belegt. Den rezenten Abschluß nach oben bildet ein podsolierter Humus auf einer dünnen Flugsanddecke (Schicht 9).

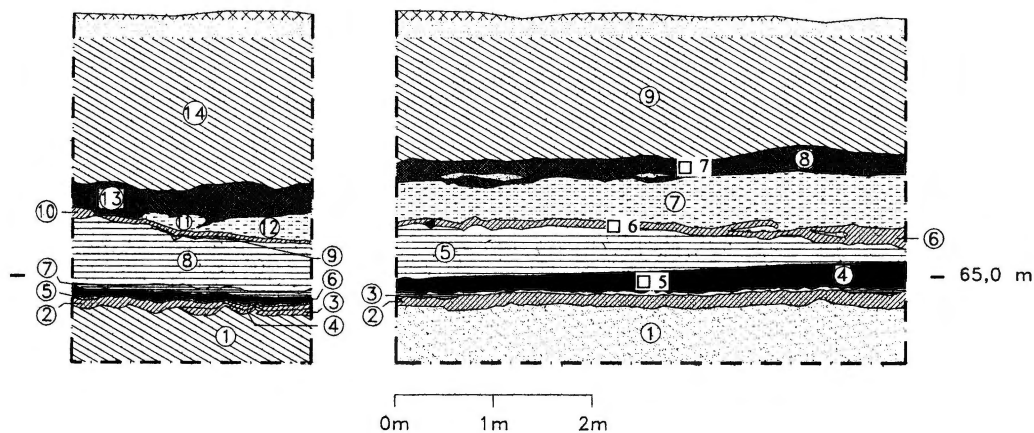


Abb. 5. Profil 4 (Rechteck mit Zahl: Bodenprobe).

4. Die Genese der Landschaft im Überblick

Die Entwicklung des Flußsystemes steht in engem Zusammenhang mit dem Klimawechsel am Übergang vom Pleistozän zum Holozän. Alle gemessenen ^{14}C -Proben aus den Sohlen der Gerinnequerschnitte erbrachten Alter um 10.000 a BP. Dies belegt ihre Entstehung in der Zeit des Wechsels von der Jüngeren Dryas-Zeit zum Präboreal. Saisonal frei werdende Wassermengen (frühsommerliche Schneeschmelze) führten zum Einschnitt von Gewässerrinnen unterschiedlicher Größe und Lebensdauer. Dieser erosiven Phase folgte eine Phase relativer Ruhe, in der sich die Spree vermutlich zu einem langsam fließenden, mäandrierenden Flußlauf entwickelte, der durch geringe Abflußmenge und Schuttfracht gekennzeichnet war. Die gleichzeitige Verlagerung des Flußlaufes führte zur Entstehung zahlreicher Totarme, die aufgrund des hohen Grundwasserstandes noch lange Zeit wassergefüllt waren. In ihnen bildeten sich limnisch-sedentäre Ablagerungen, die entsprechend der vorliegenden ^{14}C -Daten vom Atlantikum bis in das 6. Jhdt. n. Chr. zu datieren sind. Ihre Entwicklung wurde verschiedentlich durch temporäre Hochwasserereignisse unterbrochen um an manchen Stellen erneut einzusetzen. Dabei zeigt sich ein kleinräumig differenzierter Verlauf, der jedoch insgesamt zu einer Nivellierung der Landschaft und zur Ablagerung klastischer Sedimente

mit einer Mächtigkeit von mehreren Metern führte. Einige Gerinne wurden im Zuge eines Hochwasserereignisses verfüllt, während sich an anderer Stelle eine mehrphasige Entwicklung belegen läßt, in der sich auch ein kurzzeitiges Aufleben erosiver Tätigkeit widerspiegelt. Die im gesamten Untersuchungsgebiet anzutreffenden Überflutungssedimente sind durch Fein- bis Mittelsande gekennzeichnet, denen vereinzelt geringmächtige Schluffbänder zwischengelagert sind. Auf ihnen kam es zur Ausbildung eines weitverbreiteten podsolierten Bodenhorizontes, der vereinzelt noch von Schwemmsanden mit einer Mächtigkeit bis zu einem Meter überlagert wird. Die jüngsten ^{14}C Daten aus den obersten Schichten der mit limnisch-sedentären Ablagerungen verfüllten Rinnen (HD 17.380: 1.426 ± 24 a BP und LZ-1243: 1.365 ± 55 a BP) belegen ein Andauern der fluvialen Tätigkeit bis in das Subatlantikum. Ihr Ende dürfte mit dem Einsetzen menschlicher Einwirkung in das Landschaftsgefüge zusammenfallen.

Literatur

- KEILHACK, K., u. TORNOW, M., 1922: Geologische Spezialkarte 1:25.000, Blatt Cottbus-Ost mit Erläuterungen. – Preuß. Geol. Landesanst. Berlin.
- NOWEL, W., ATANASOW, O., u. ERD, K., 1972: Neue Ergebnisse zur Dünenbewegung im Baruther Urstromtal. – Zeitschr. angew. Geol. 18 (9) 410–417.