

Spätweichselzeitliche und Holozäne Sedimente  
einer Talung auf der Teltower Platte

Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte  
eines Landschaftschutzgebietes

vorgelegt als  
Diplomarbeit am Fachbereich Geowissenschaften  
der Freien Universität Berlin

von Philipp Hoelzmann  
Dezember 1986

## Danksagung

Im Rahmen der Einrichtung eines Freilandlabors in Berlin-Zehlendorf ( Sachtlebenstr.30/32 ) wurde auf dem Untersuchungsgelände ein vom Bezirksamt Zehlendorf in Auftrag gegebenes Bohrprogramm durchgeführt.

Herrn Prof. Dr. Pachur möchte ich für die Überlassung dieses Auftrages und die intensive Betreuung der daran anknüpfenden Diplomarbeit insbesondere danken.

Herrn M. Boxberg von der Unteren Naturschutzbehörde Berlin-Zehlendorf bin ich für seine unkomplizierte und spontane Hilfe zu Dank verpflichtet.

Vom Institut für Physische Geographie der Freien Universität Berlin bedanke ich mich bei Frau Dr. M. Böse und Herrn Dr. G. Schulz für deren umfangreiche Literaturhinweise, die zahlreichen Diskussionsgespräche und Anregungen sowie bei den Kollegen der Arbeitsgruppe für ihre Unterstützung.

Herrn Dr. A. Brande ( Techn. Univ. Berlin ) danke ich für die Überlassung der Daten der Pollenanalyse sowie Herrn Dr. K. Meyer ( Degebo ) für Bohrprotokolle aus der Umgebung des Untersuchungsgebietes.

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	1
2. Lage des Untersuchungsgebietes im Berliner Raum	1
3. Sondierungsbohrungen	2
3.1. Sondierungsbohrverfahren und -raster	2
3.2. Darstellung der Sondierungen	3
3.2.1. Obergrenze der pleistozänen Sande	11
3.2.2. Verbreitung und Mächtigkeit der limnischen Akkumulationen	13
3.2.3. Verbreitung und Mächtigkeit der telmatischen Sedimente	16
3.2.4. Verbreitung und Mächtigkeit der anthropogenen Aufschüttungen	20
4. Livingstonbohrung	22
4.1. Livingstonbohrverfahren und Beprobung	22
4.2. Untersuchungsmethoden und deren Ergebnisse	23
4.2.1. Kernbeschreibung / Pollenanalyse	23
4.2.2. Petrographische Kiesanalyse	23
4.2.3. Siebanalyse	25
4.2.4. Röntgendiffraktometrie	27
4.2.4.1. Ergebnisse der Röntgendiffraktometrie	28
4.2.5. Bestimmung des Wassergehaltes und des Glühverlustes	29
4.2.5.1. Ergebnisse der Wassergehalts- und Glühverlustbestimmung	29
4.2.6. Gesamt-, Karbonat- und Nichtkarbonatkohlenstoffbestimmung	30
4.2.6.1. Organischer Kohlenstoffgehalt	31
4.2.6.2. Anorganischer Kohlenstoffgehalt, Karbonatgehalt und Karbonate	32
4.2.7. Atomabsorptionsspektroskopie	34
4.2.7.1. Quantifizierung der Eisen- und Calciumkonzentrationen	35
4.2.8. Phosphatbestimmung	37
4.2.8.1. Ergebnisse der Phosphatbestimmung	37

	Seite	
5.	Sedimente der Buschgrabentalung	38
5.1.	Glaziale, glazifluviale und fluviale Sedimente	39
5.2.	Limnische Sedimente	40
5.3.	Telmatische Sedimente	43
6.	Beckenentwicklungstheorien	43
6.1.	Exarationstheorie	43
6.2.	Subglazialtheorie	44
6.3.	Toteis	45
6.4.	Supraglaziale und eisrandnahe Sedimentationsbedingungen	46
6.5.	Beckenentwicklung nach NITZ ( 1981 )	47
7.	Beckengenese der Buschgrabentalung	49
7.1.	Morphographie des nördlichen Teltow	49
7.2.	Hydrographie des nördlichen Teltow	50
7.3.	Beckengenese und -entwicklung der Buschgrabentalung	54
7.3.1.	Anlagephase	54
7.3.2.	Konservierungs- und Tieftauphase	55
7.3.3.	Verlandungsphase	57
8.	Zusammenfassung	59
9.	Literatur- und Kartenverzeichnis	61
9.1.	Literaturverzeichnis	61
9.2.	Kartenverzeichnis	66

1. Einleitung

In Ergänzung zu der Einrichtung eines Freilandlabors Sachtlebenstr. 30/32 in Berlin - Zehlendorf soll der sedimentologisch-geomorphologische Aufbau des 32000 m<sup>2</sup> großen Feuchtgebietes und seiner näheren Umgebung geklärt werden.

Das Arbeitsgebiet umfaßt eine glazial angelegte Abflußrinne am Rande einer Grundmoränenplatte. Neben der horizontal- und vertikalräumlichen Abgrenzung der sedimentologischen Einheiten ( Geschiebemergel, glazifluviale und fluviale Sande, Limnite, telmatische Sedimente und anthropogene Aufschüttungen ) ist die Klärung einer möglicherweise präweichselglazialen Rinnenanlage und die Verzahnung der Rinnensedimente mit der benachbarten Grundmoränenfläche des Teltow zu lösen.

Die Untersuchung stützt sich neben einer Auswertung topographischer, geomorphologischer, geologischer Karten und einiger Baugrundanalysen aus der näheren Umgebung insbesondere auf ein dichtes Sondiergstraster ( 101 Bohrungen ) und eine Livingston Bohrung, sowie auf ergänzende Laboruntersuchungen.

2. Lage des Untersuchungsgebietes im Berliner Raum

Das Brandenburger Stadium bildet ca. 35 km südlich von Berlin die äußerste Randlage der weichselglazialen Maximalvereisung mit Erhebungen bis um 100 m NN.

Die sich anschließende sogenannte Platte des Teltow wird im Norden durch das Warschau-Berliner Urstromtal begrenzt.

Das Untersuchungsgebiet Sachtlebenstr. 30/32 liegt

auf der südwestlichen Teltowplatte im Bereich der Buschgrabentalung. Es liegt unterhalb der Mündung von Nebenrinnen in die Buschgrabentalung im südlichen Abschnitt, ca. 1 km vor der Mündung des Buschgrabens in die Bäreniederung ( heute vom Teltowkanal eingenommen) , den Vorfluter des Untersuchungsgebietes.

### 3. Sondierungsbohrungen

#### 3.1. Sondierungsbohrverfahren und -raster

Mit einem mechanisierten Eintriebsgerät wird eine Entnahmenut von 1 oder 2 m Länge und 15 mm Stärke in deren Schlitz die Probenentnahme möglich ist, bis zur erforderlichen Tiefe abgeteuft.

Dieses Bohrverfahren eignet sich zur Kartierung von Lockersedimenten, deren Mächtigkeit und Verbreitung auf engstem Raum wechseln kann. Durch Aufschüttungen stark verdichtetes Material, etwa von Bauschutt überlagerter Torf oder Mudde, kann nicht immer von der Sondierungsnut durchstoßen werden. Zudem können anthropogen bedingte Störungen einer Sedimentsequenz und deren Übergang zu ungestörten Sedimenten durch eine Sondierung nicht einwandfrei identifiziert werden.

Mittels eines engabständigen Bohrrasters von 92 Sondierungen direkt auf dem Untersuchungsgebiet und 13 Sondierungen in der näheren Umgebung wurde die horizontale und vertikale Verbreitung der abzugrenzenden sedimentologischen Einheiten kartiert. Dabei wurden in der Feldansprache folgende Einheiten unterschieden: Geschiebemergel, glazifluviale und fluviale Sande, Limnite, telmatische Sedimente, anthropogene Aufschüttungen.

Insgesamt wurden 626,4 m abgeteuft, was einer durch-

schnittlichen Teufe von 6,2 m pro Bohrung entspricht. Nach dem Erreichen der Obergrenze der pleistozänen Sande ist der Bohrpunkt markiert und mit Hilfe eines Infrarot-Tachymeters auf einem Wild T1 Theodolit eingemessen worden.

### 3.2. Darstellung der Sondierungen

Sechs West-Ost verlaufenden Profilen wurden für jede Bohrung teufengerechte Gefügebesehreibungen zugeordnet ( Abb. 1 - 7 ) .

Schichtmächtigkeitskarten der abgegrenzten sedimentologischen Einheiten sind im Maßstab 1:500 erstellt worden. Diese Karten werden ergänzt durch eine Karte des Bohrrasters und einem Blockdiagramm im Maßstab 1:500. Es liegen somit folgende Karten des Untersuchungsgebietes vor:

- Obergrenze der pleistozänen Sande
- Schichtmächtigkeit limnischer Sedimente ( Mudden )
- Schichtmächtigkeit telmatischer Sedimente ( Torfe )
- Schichtmächtigkeit anthropogener Aufschüttungen
- Bohrraster, Blockdiagramm

Dabei steht die Einheit der Obergrenze der pleistozänen Sande für die Verbreitung von allen fluvialen, glazifluvialen und glazigenen Sedimenten sowohl im Liegenden zu limnisch-telmatischen Sedimenten als auch an der Geländeoberkante.

Als Einheit der limnischen Sedimente wurden alle während einer Stillwasserphase gebildeten Sedimente bezeichnet. Telmatische Sedimente umfassen die gesamte Sedimentabfolge der terrestrisch gebildeten organogenen Sedimente. Als anthropogene Aufschüttungen wurden schließlich all jene Sedimente kartiert, die durch die menschliche Tätigkeit angeschüttet worden sind.

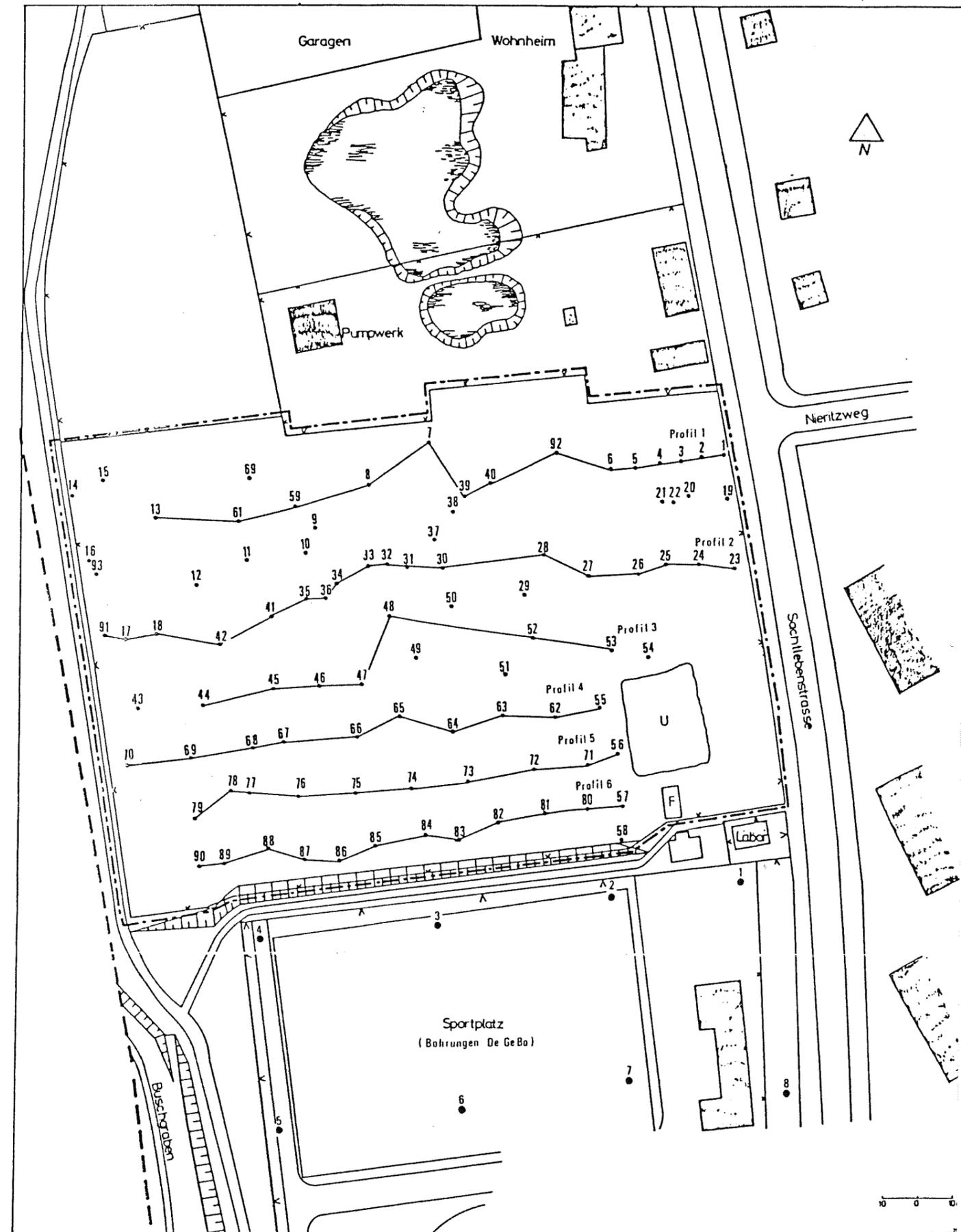


Abb. 1: Sondierungsbohr raster und Profile

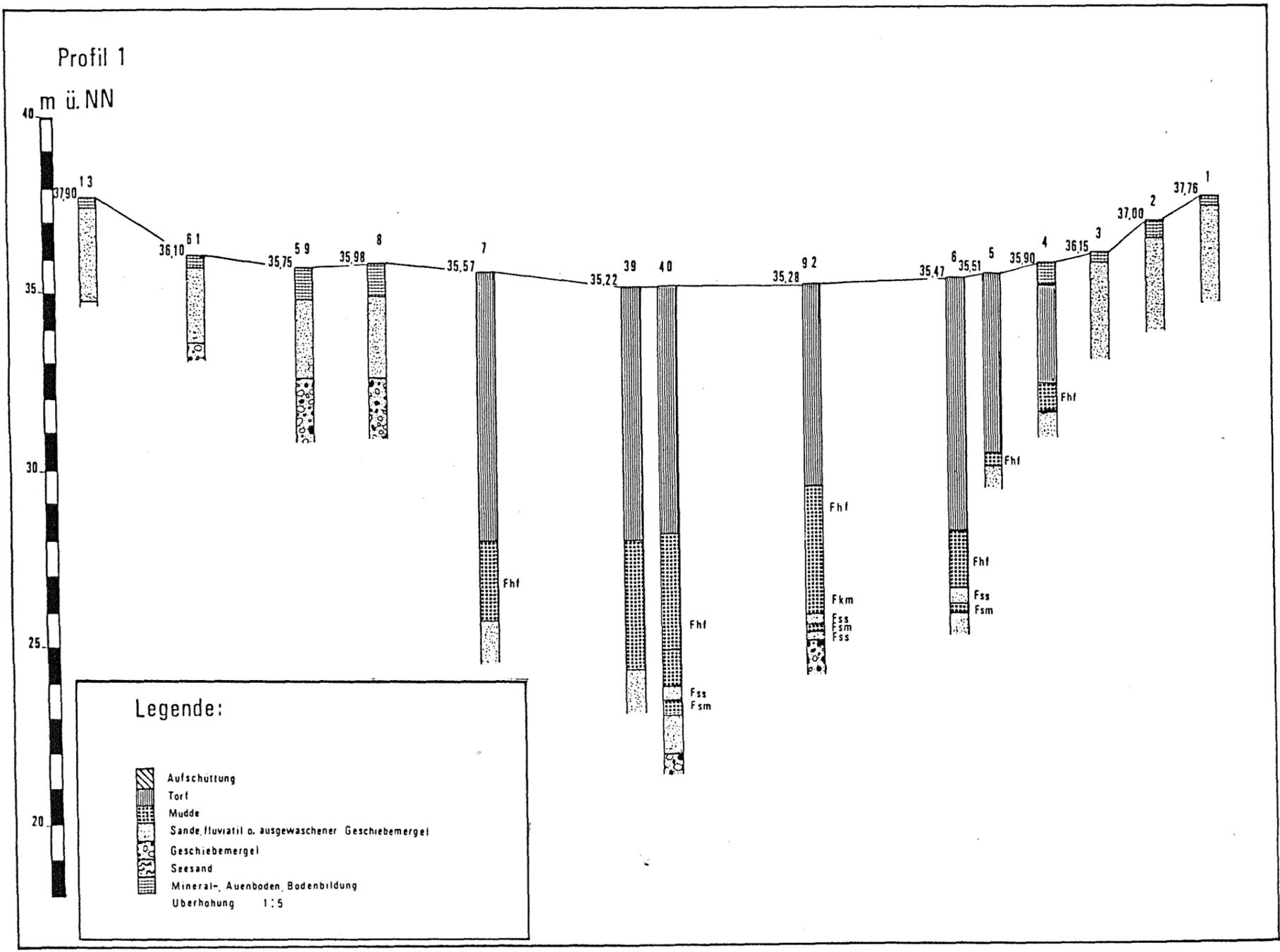


Abb. 2: Profil 1

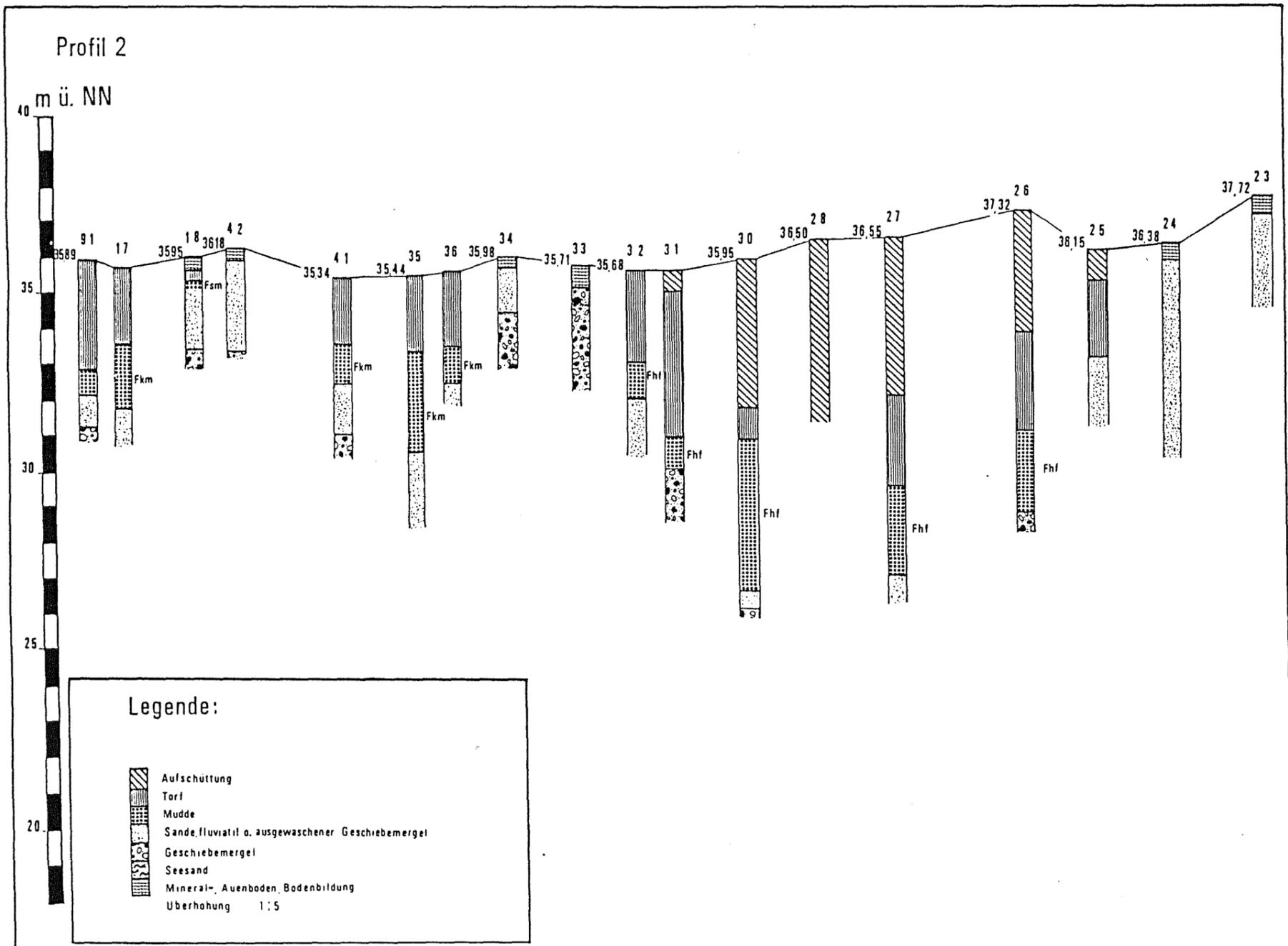


Abb. 3: Profil 2

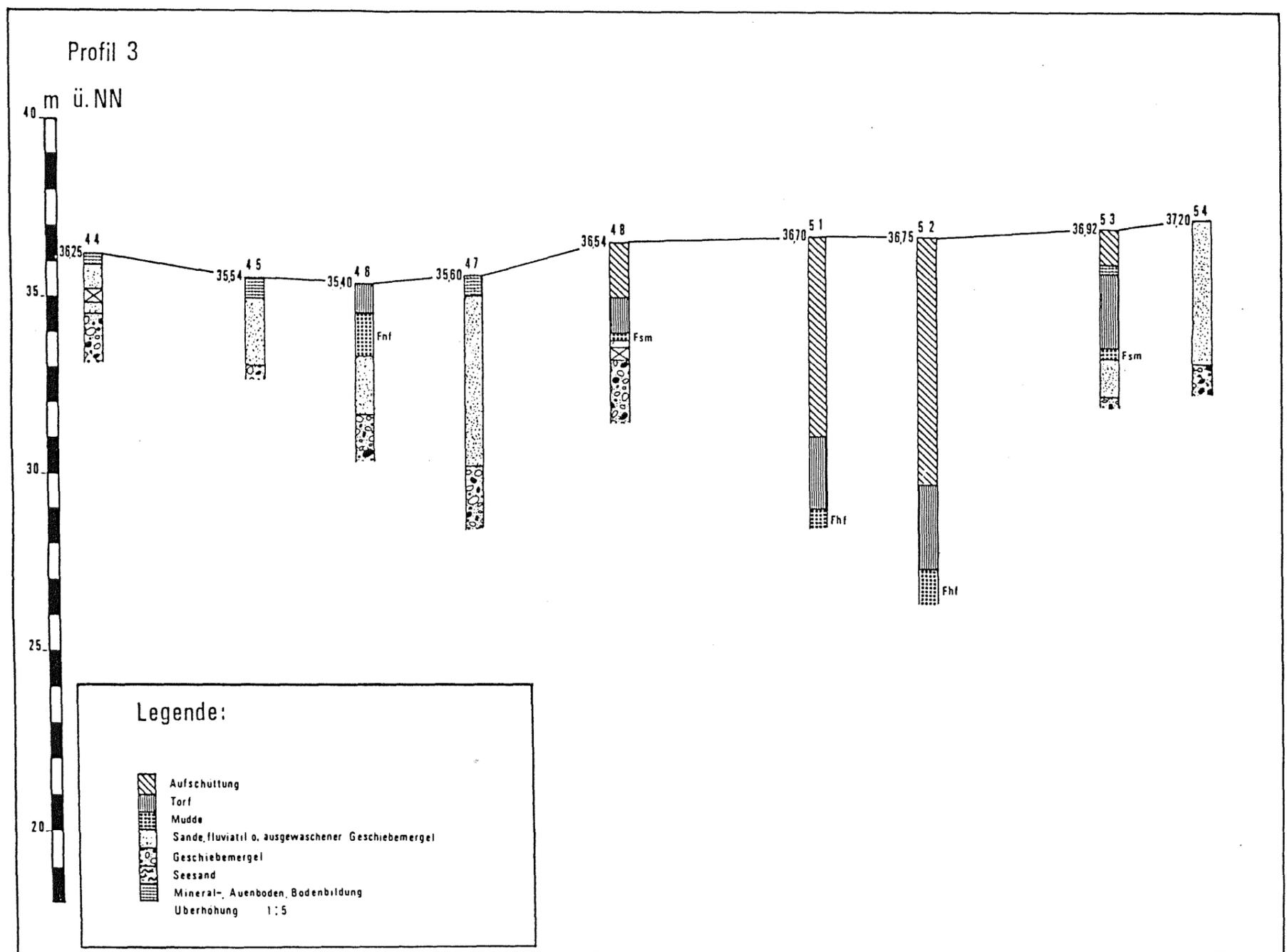
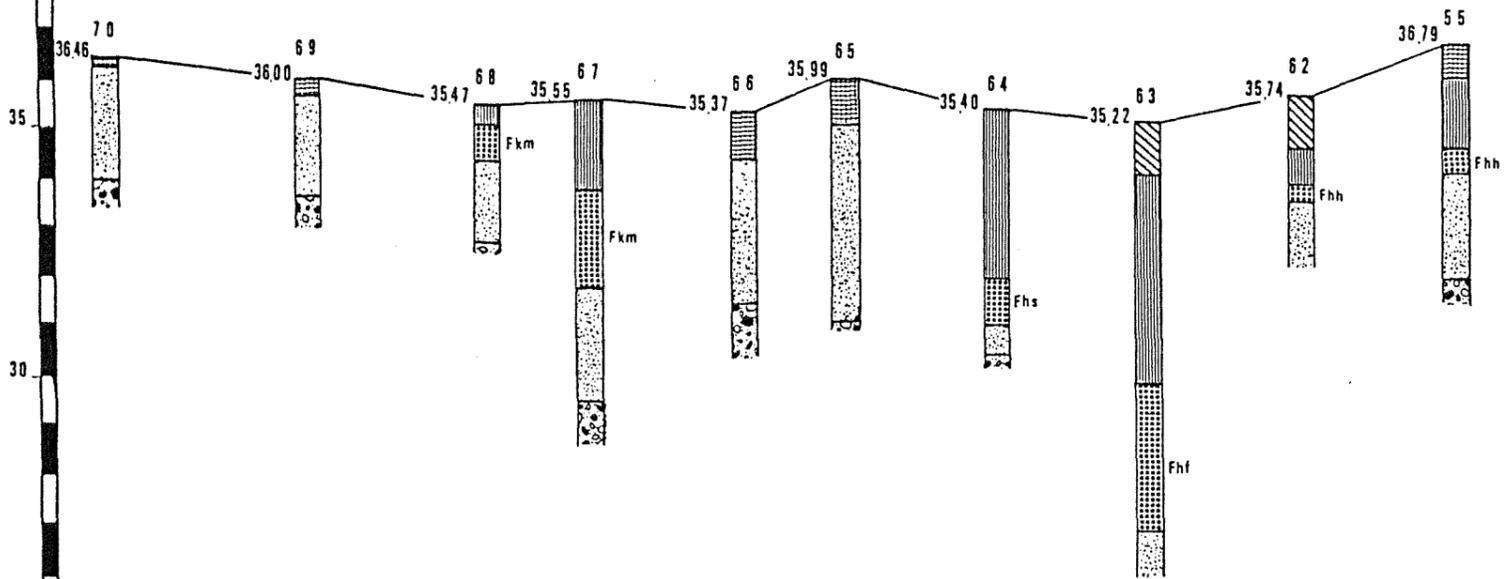


Abb. 4: Profil 3

Profil 4

40 m ü. NN



Legende:

-  Aufschüttung
  -  Torf
  -  Mudde
  -  Sande, fluvial o. ausgewaschener Geschiebemergel
  -  Geschiebemergel
  -  Seesand
  -  Mineral-, Auenboden, Bodenbildung
- Überhöhung 1:5

Abb. 5: Profil 4

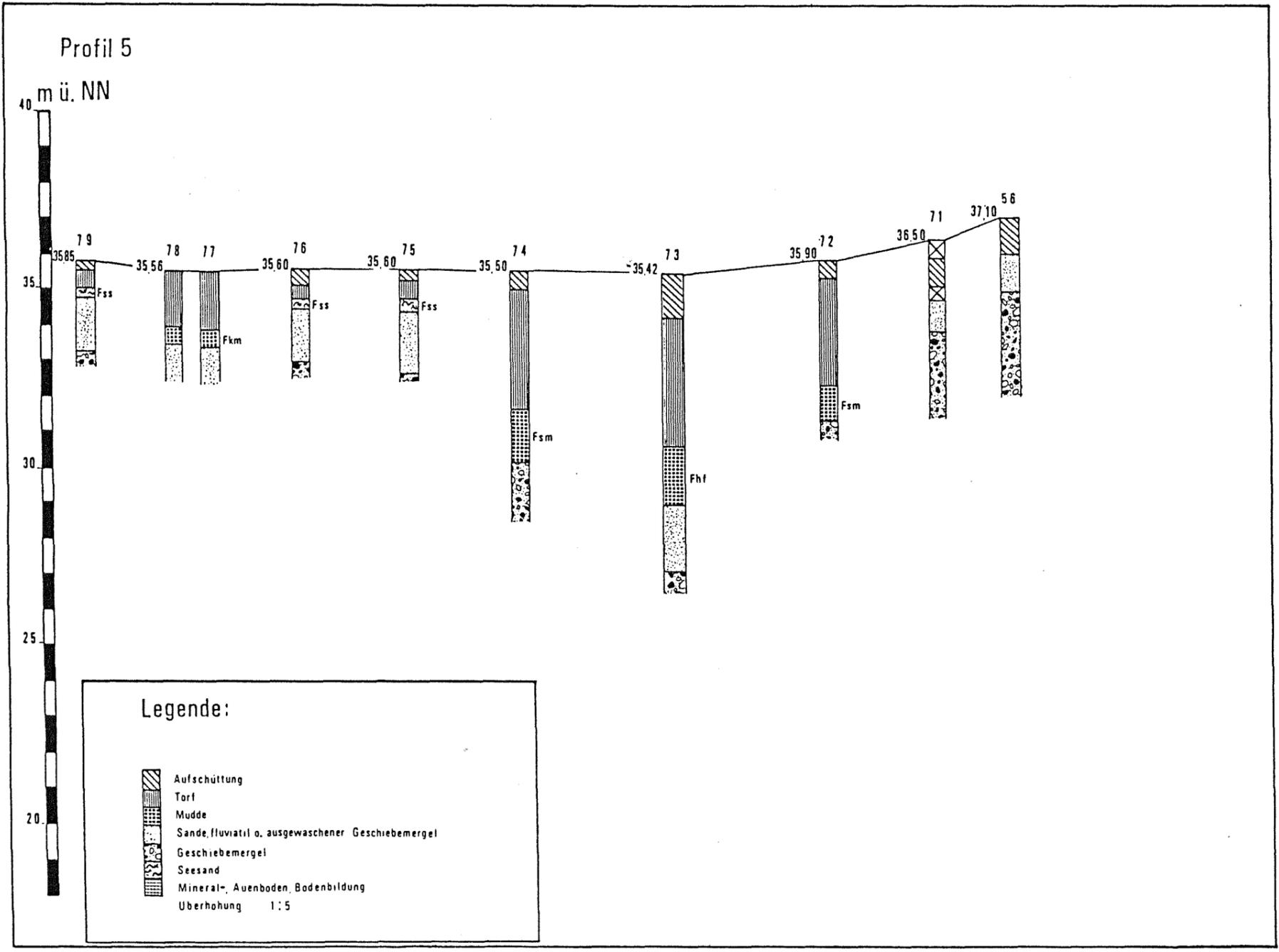


Abb. 6: Profil 5

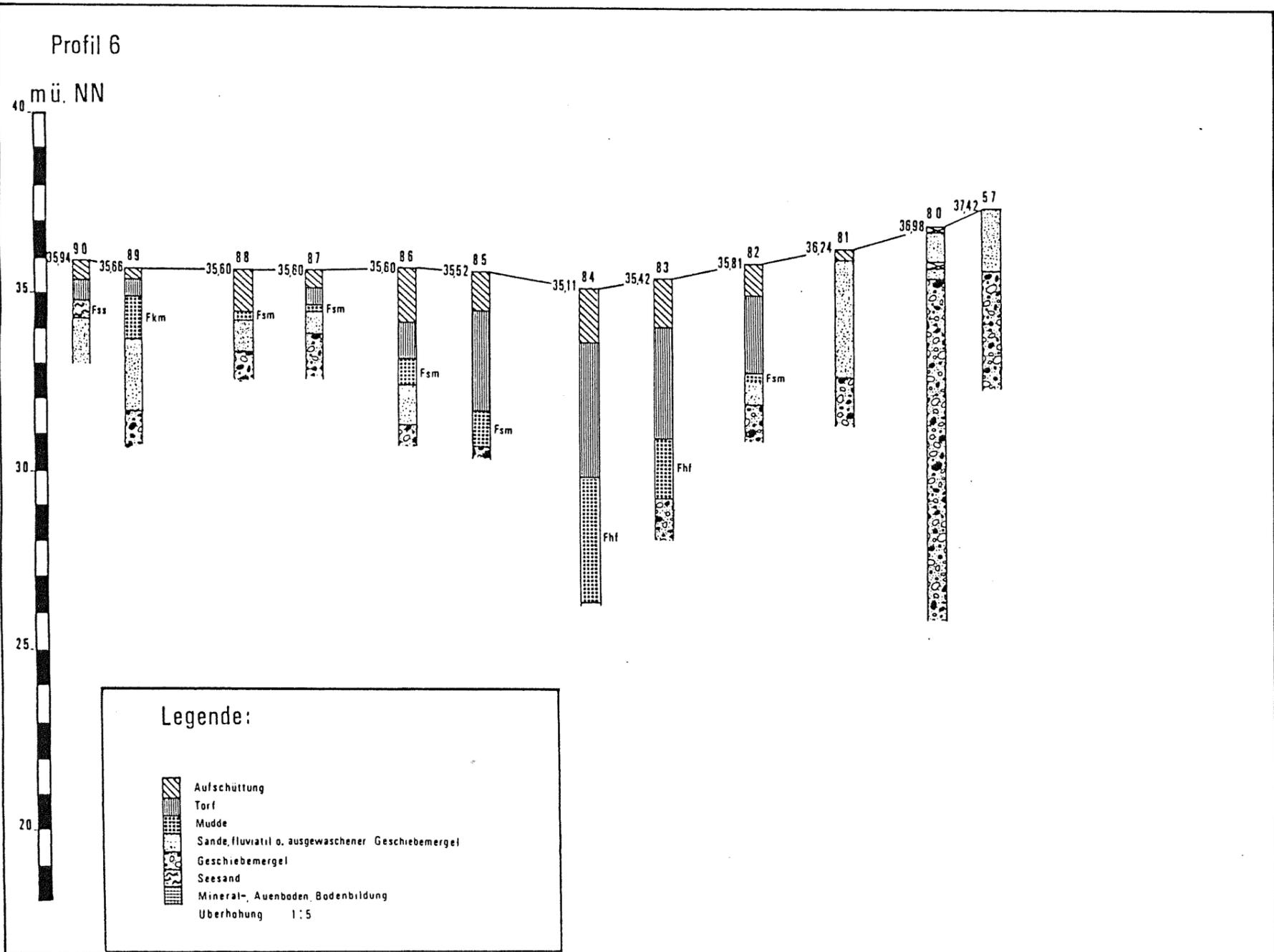


Abb. 7: Profil 6

### 3.2.1. Obergrenze der pleistozänen Sande

Auf dem Untersuchungsgebiet konnten drei voneinander durch Schwellen abgetrennte Becken ausgegliedert werden ( Abb.8 ) .

Die Hauptrinne durchzieht die östliche Hälfte des Untersuchungsgebietes in annähernd NNE-SSW verlaufender Richtung und steht noch auf dem südlichen Arbeitsgebiet mit einem fast parallel verlaufenden Becken westlich der Hauptrinne in Verbindung.

Die oberste pleistozäne Schicht wird hauptsächlich aus Sanden ( Fein- bis Grobsande, z.T. auch kiesig bis schluffig ) gebildet, vereinzelt auch aus Geschiebemergel.

Im Rinnentiefsten der Hauptrinne differiert die Pleistozänoberkante zwischen 22,6 und 26,5 m NN und ist damit in Becken und Schwellen untergliedert. Im westlich davon gelegenen Becken liegt die Obergrenze der pleistozänen Sande bei 29,9 m NN und steigt in Richtung Süden auf 34,0 m NN an; in dieser Höhe liegt auch die Verbindung zur Hauptrinne. Beide Rinnen sind voneinander durch einen Sandsporn mit Geschiebemergel-einschlüssen getrennt, der eine Höhe von 36,29 m NN erreicht. Daraus ergibt sich für den Westhang vor Verfüllung der Rinne im Holozän ein maximales Neigungsverhältnis von 1 : 2,6, was einer Steigung von etwa 40 % und einem Neigungswinkel von etwa 22° entspricht. Die Hauptrinne ist in die seitlich anstehende Teltower Hochfläche eingetieft, die in der Umgebung des Untersuchungsgebietes eine Höhe von ca. 37 bis 40 m NN aufweist.

Die Pleistozänoberkante wird aus glazifluvialen Sanden aufgebaut, kann aber auch aus Geschiebemergel aufgebaut werden, wie die Fortsetzung der Rinne in südlicher Richtung zeigt ( Abb. 9 ) . Die Obergrenze des Geschiebemergels liegt hier in einer Höhe von 30,91 m NN und damit deutlich unterhalb der Teltowerfläche. Im Gegensatz zu der westlichen Nebenrinne zeigt die

Abb. 8: Obergrenze der pleistozänen Sande



Hauptrinne eine Fortsetzung über das Untersuchungsgebiet hinaus: Bohrungen auf dem Grundstück Sachtlebenstr. 18 ergaben im Rinnentiefsten der Fortsetzung die Obergrenze der Sande bei 23,57 m NN. Somit stellt sich auf dem Untersuchungsgebiet eine Hauptrinne dar, die ein tiefes Becken ( 22,6 m NN ) durchläuft und - sich in südlicher Richtung ansteigend ( Beckensohle bei 30,91 m NN ) in den als Vorfluter anzusehenden Buschgraben fortsetzt.

### 3.2.2. Verbreitung und Mächtigkeit der limnischen Akkumulationen

Die Verbreitung der limnischen Sedimente folgt dem Verlauf der Tiefenlinien: in den drei Becken sind jeweils limnische Akkumulationen unterschiedlicher Mächtigkeit und Ausprägung erbohrt worden.

Die größte Muddemächtigkeit liegt im nördlichen Tiefenbereich der Hauptrinne und beträgt 5,50 m; die Obergrenze der Mudde liegt hier bei 28,13 m NN und damit 7,10 m unterhalb der Geländeoberkante. In südlicher Richtung nimmt die Muddenmächtigkeit in der Hauptrinne bis auf 2,95 m ab, um dann südlich dieser Schwelle, die sich auch in der Oberkante der pleistozänen Sedimente dokumentiert, im nachfolgenden Becken wieder 3,40 m zu erreichen, was einer Oberkantenhöhe von 29,81 m NN entspricht.

Bohrungen der Deutschen Forschungsgesellschaft für Bodenmechanik ( Degebo ) auf dem südlichen Anschlußgelände Sachtlebenstr. 26-30 bestätigen diese Becken- und Schwellengliederung der sich nach Süden fortsetzenden Hauptrinne. Trotzdem keine limnischen Sedimente erbohrt worden sind, läßt sich die Rinne weiterverfolgen; die Torfoberkante liegt zwischen 34,82 m NN ( Bohrung 3 Degebo ) und 30,91 m NN ( Bohrung 6 Degebo ) ( Abb. 9 ) .

Die sich auch in nördlicher Richtung fortsetzende Rinne bildet hier limnische Sedimente aus, deren

Abb. 9: Bohrprofil der Degebo auf dem südlichen Anschlussgelände (siehe auch Abb. 1)

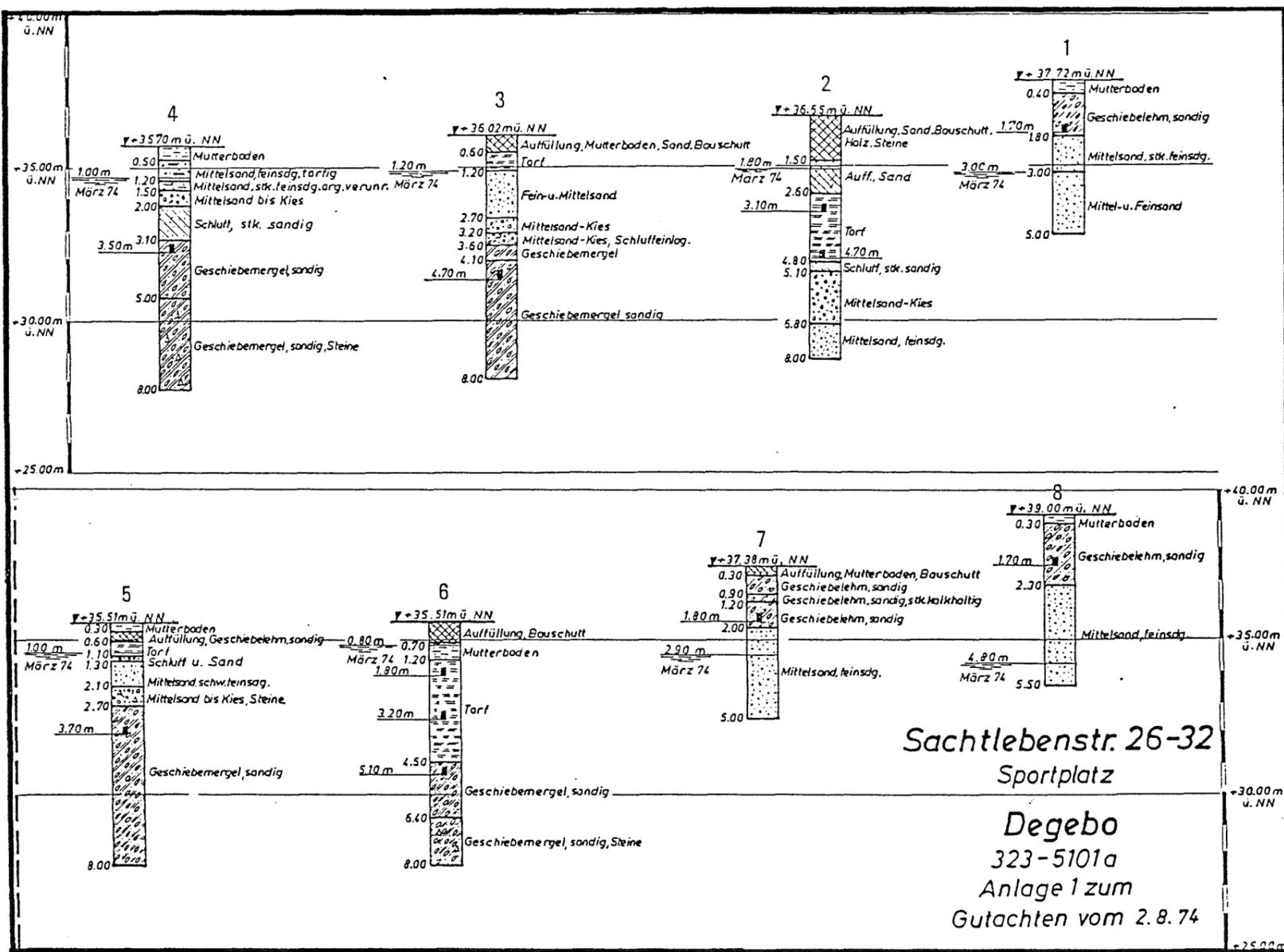


Abb. 10: Schichtmächtigkeit der limnischen Sedimente



Oberkante bei 27,67 m NN liegt. Die Mächtigkeit der Mudden beträgt 4,10 m. Bohrungen der Degebo zeigen die nördliche " Grenze der eiszeitlichen Rinne " ( Degebo Bohrung 323-843 ) , die anhand der Verbreitung von Mudden und Torfen gezogen wurde.

In dem fast parallel zur Hauptrinne verlaufenden westlichem Becken sind ebenfalls limnische Sedimente ausgebildet, deren Mächtigkeit von 3,25 m im Beckentiefsten bis auf 0,21 m im südlichen Mündungsbereich zur Hauptrinne abnimmt. Die Oberkante der limnischen Sedimente steigt demnach in südlicher Richtung von 32,19 m NN ( Bohrung 35 ) im Beckentiefsten auf 35,39 m NN ( Bohrung 87 ) im Mündungsbereich an

Das auf dem Untersuchungsgebiet am Westrand gelegene Becken weist Muddevorkommen von mindestens 1,70 m Mächtigkeit auf, die Oberkante der limnischen Sedimente liegt bei 31,88 m NN.

### 3.2.3. Verbreitung und Mächtigkeit der Telmatischen Sedimente

Die telmatischen Sedimente ( Torfe ) auf dem Untersuchungsgebiet folgen, ähnlich wie die limnischen Akkumulationen, dem Beckenverlauf.

Die Verbreitung und damit auch die Schichtobergrenzen können anthropogen durch Torfabbau und Aufschüttungen beeinflusst worden sein, die sich durch Sondierungen nicht einwandfrei belegen lassen, so daß an Stellen anthropogener Überprägung mit einer nicht mehr vollständig erhaltenen telmatischen Sedimentsequenz zu rechnen ist.

Die größten Torfmächtigkeiten auf dem Gelände der Sachtlebenstr. 30/32 finden sich in den Bereichen der größten Muddemächtigkeiten, so im nördlichen Abschnitt der Hauptrinne. Die maximale Mächtigkeit liegt bei 7,46 m und wird im Liegenden bei 28,08 m NN von Mudden unterlagert. Die Torfe bilden hier die Geländeoberkante bei 35,54 m NN, was einer Eintiefung zur umliegenden Geschiebemergelfläche von ca. 2,5 m ent-

spricht. In südlicher Richtung nimmt die Torfmächtigkeit ab, am Südrand des Geländes beträgt sie zwischen 3,31 und 1,0 m, die Torfoberkante liegt bei 33,20 m NN ( Bohrung 84 ) bis 34,37 m NN ( Bohrung 85 ). In diesem Bereich liegen Aufschüttungen über den Torfen, so daß mit differierenden Werten zu rechnen ist.

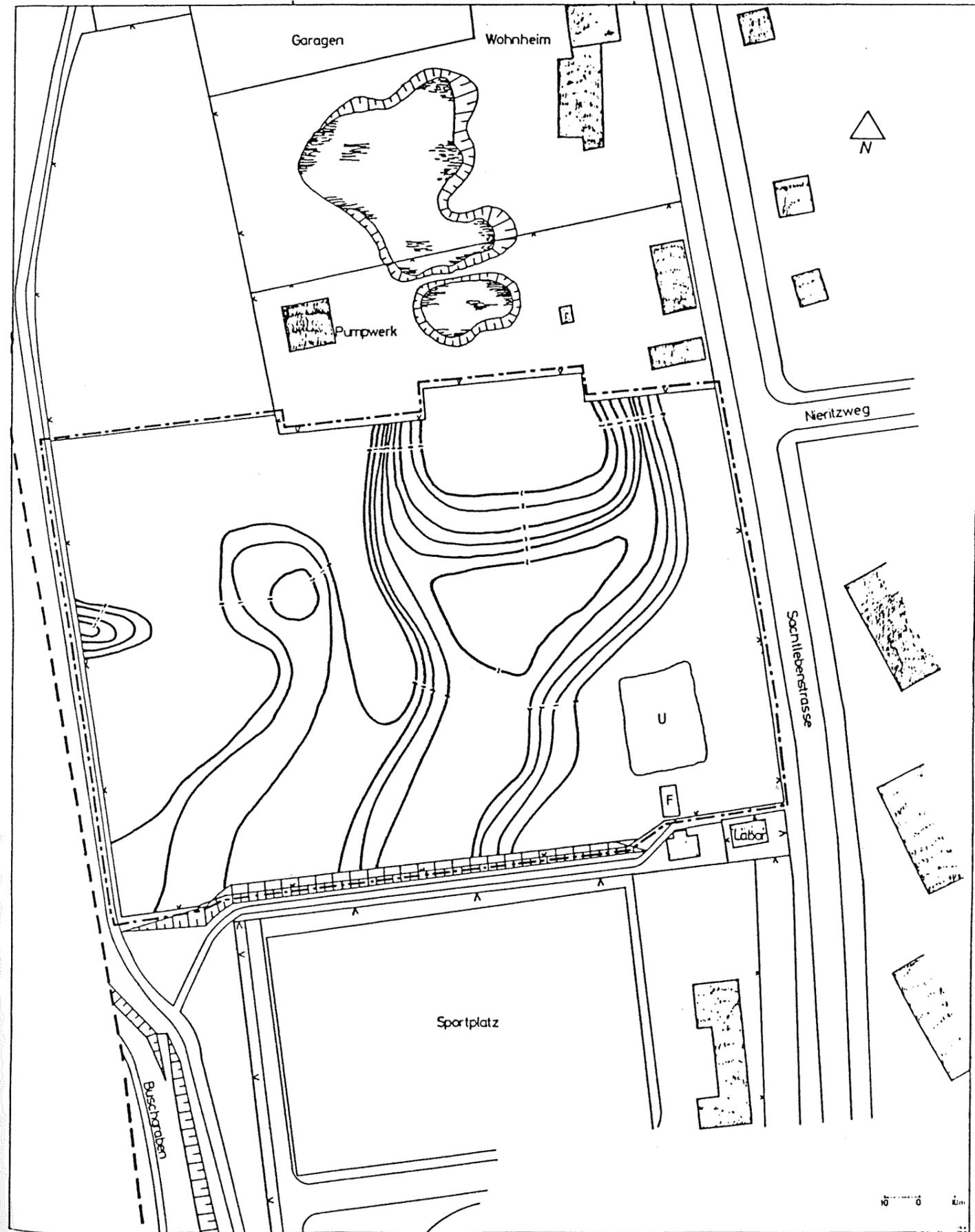
Im westlich parallel verlaufenden Becken erreicht die Torfmächtigkeit 2,25 m ( Bohrung 35 ) und 2,0 m ( Bohrung 36 ). Die Torfe bilden die Geländeoberkante bei 35,44 und 35,52 m NN. In Richtung der Mündung der Hauptrinne nimmt die Mächtigkeit von etwa 1,0 m ab und bildet bei Bohrung 88 eine 0,24 m mächtige Schicht von Torf aus, die mit den hangenden Aufschüttungen vermischt ist.

Die auf dem benachbarten Grundstück niedergebrachten Bohrungen der Degebo weisen in südlicher Verlängerung der Hauptrinne Torfmächtigkeiten von bis zu 3,40 m ( Bohrung 6 Degebo ) auf, die jeweils von Aufschüttungen und Bauschutt überlagert werden. Die Torfoberkante liegt zwischen 35,42 m NN am Rinnenrand und 30,91 m NN im Rinnentiefsten.

Die mächtigsten erbohrten Torfvorkommen liegen im nördlichen Anschluß der Hauptrinne auf dem Gelände der Sachtlebenstr. 18 ( Wohnheim ). Die Torfmächtigkeit liegt hier in einem Pfuhl bei 8,00 m, die Geländeoberkante bei 35,67 m NN ( Abb. 12 ). Die Hauptrinne weist somit eine von Norden nach Süden abnehmende Torfmächtigkeit auf, was durch die ansteigende Höhe der Basissande plus limnischer Sedimente von 27,67 m NN auf 30,91 m NN und gleichzeitig absteigender Torfoberkante von 35,67 m NN auf 34,31 m NN in südlicher Richtung dokumentiert ist.

Diese Tendenz wird durch die Becken- und Schwellengliederung und die anthropogene Überformung dieser Talung an einigen Stellen unterbrochen. So ist die Torfmächtigkeit im Bereich der Hauptaufschüttungen herabgesetzt, was auf vorangegangenen Torfabbau und auf die durch erhöhte Auflast verstärkte Kompaktion

Abb. 11: Schichtmächtigkeit der telmatischen Sedimente



zurückzuführen ist.

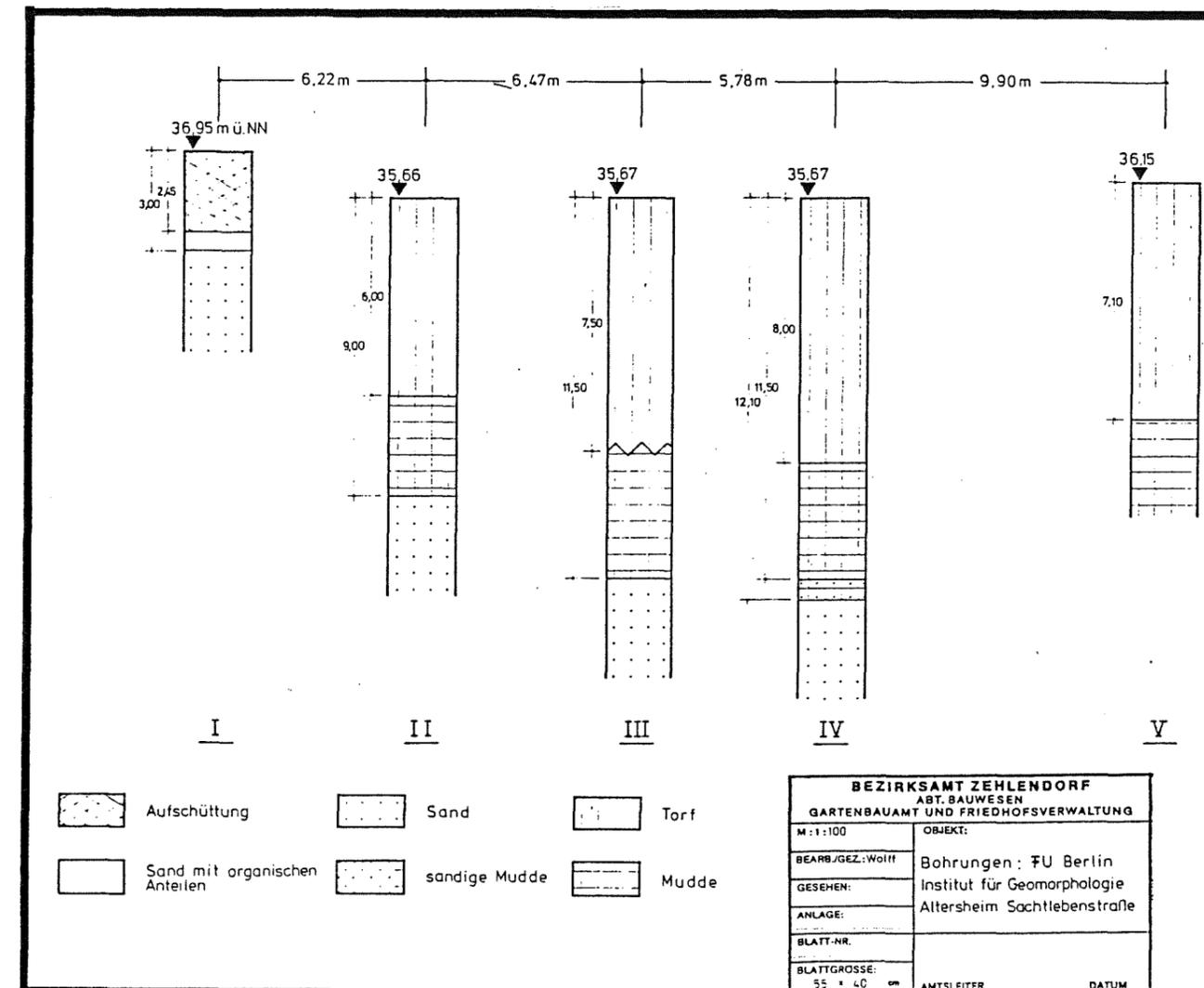


Abb. 12: Bohrprofil durch den Pfuhl auf dem Gelände des Wohnheimes

Das am Westrand des Geländes gelegene Becken weist Torfmächtigkeiten von bis zu 3,50 m auf; die Torfoberkante liegt hier unter einer geringen Schuttdecke von 50 cm bei 35,38 m NN.

#### 3.2.4. Verbreitung und Mächtigkeit der anthropogenen Aufschüttungen

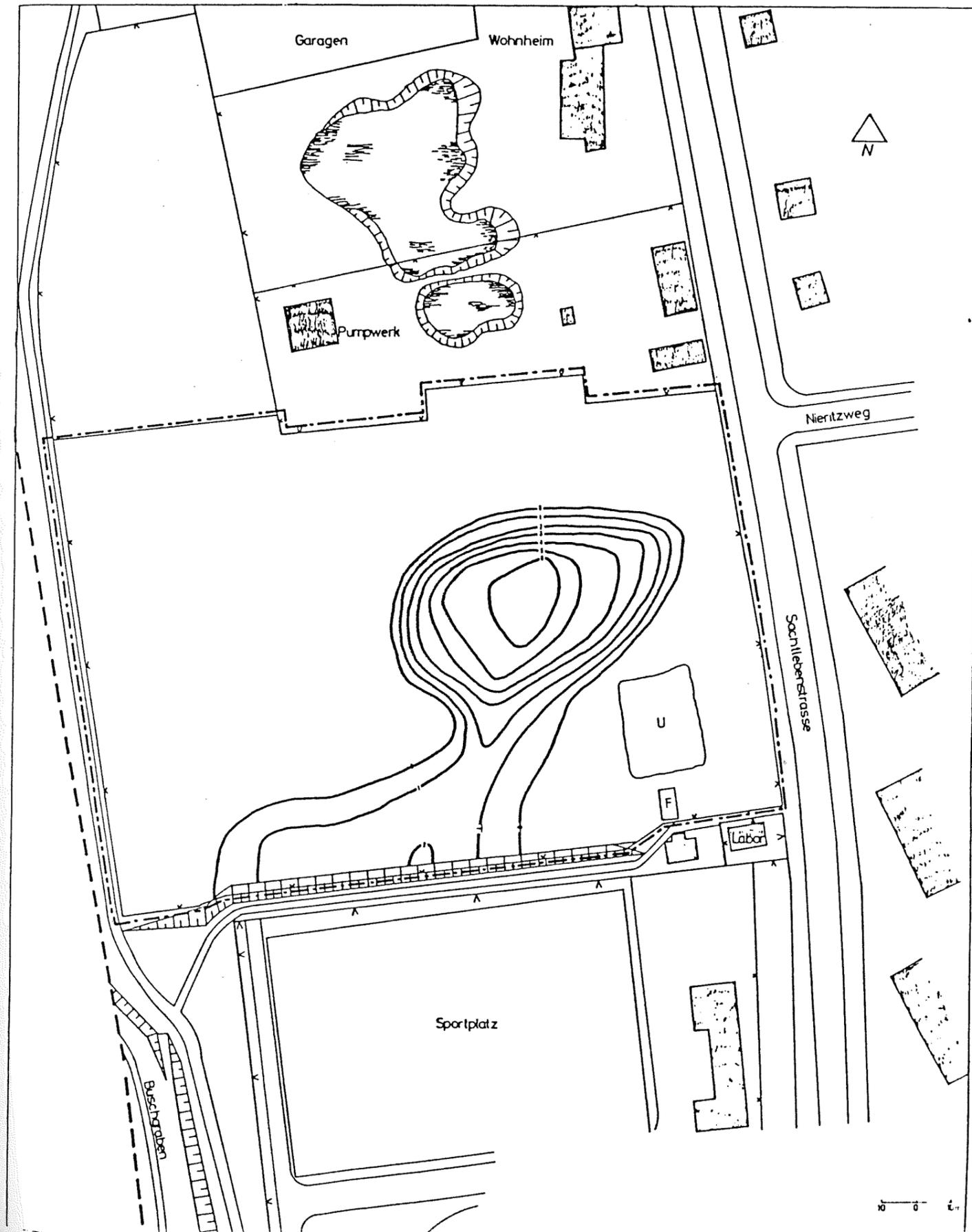
Weite Bereiche des Untersuchungsgebietes sind von anthropogenen Aufschüttungen unterschiedlicher Art und Ausprägung betroffen ( Abb. 13 ) .

Die Aufschüttungen liegen in den Tiefenlinien, den auf Geschiebelehm aufgeschütteten ca. 5 m hohen Uferschwalbenwall ausgenommen.

Die größte Mächtigkeit von anthropogenen Aufschüttungen liegt im mittleren Bereich der Hauptrinne und beträgt mehr als 6 m, liegt jedoch nicht im tiefsten Punkt der Rinne ( Oberkante der Basissande bei 27,49 m NN, Bohrung 50 ) . Diese Aussage kann sich nur auf ein einzelnes Bohrerergebnis stützen, da durch die starke Kompaktion ein erhöhter Eindringwiderstand besteht und die Sedimentsequenzen nur einmal vollständig bis zur Oberkante der pleistozänen Sande durchteuft werden konnten.

Südlich an diese Aufschüttungen schließt sich ein zweiter Bereich mit Auffüllungen von 1,0 bis 2,0 m Mächtigkeit an, der der Trockenlegung der Torfflächen während der Nutzung als Gärtnerei diente.

Abb. 13: Schichtmächtigkeit der anthropogenen Aufschüttungen



4. Livingstonbohrung

4.1. Livingstonbohrverfahren und Beprobung

Als Ergänzung zu den Sondierungen wurde ein weitgehend ungestörter Sedimentkern von 9,32 m Länge und 50 mm Durchmesser mit Hilfe des Livingstonverfahrens gezogen.

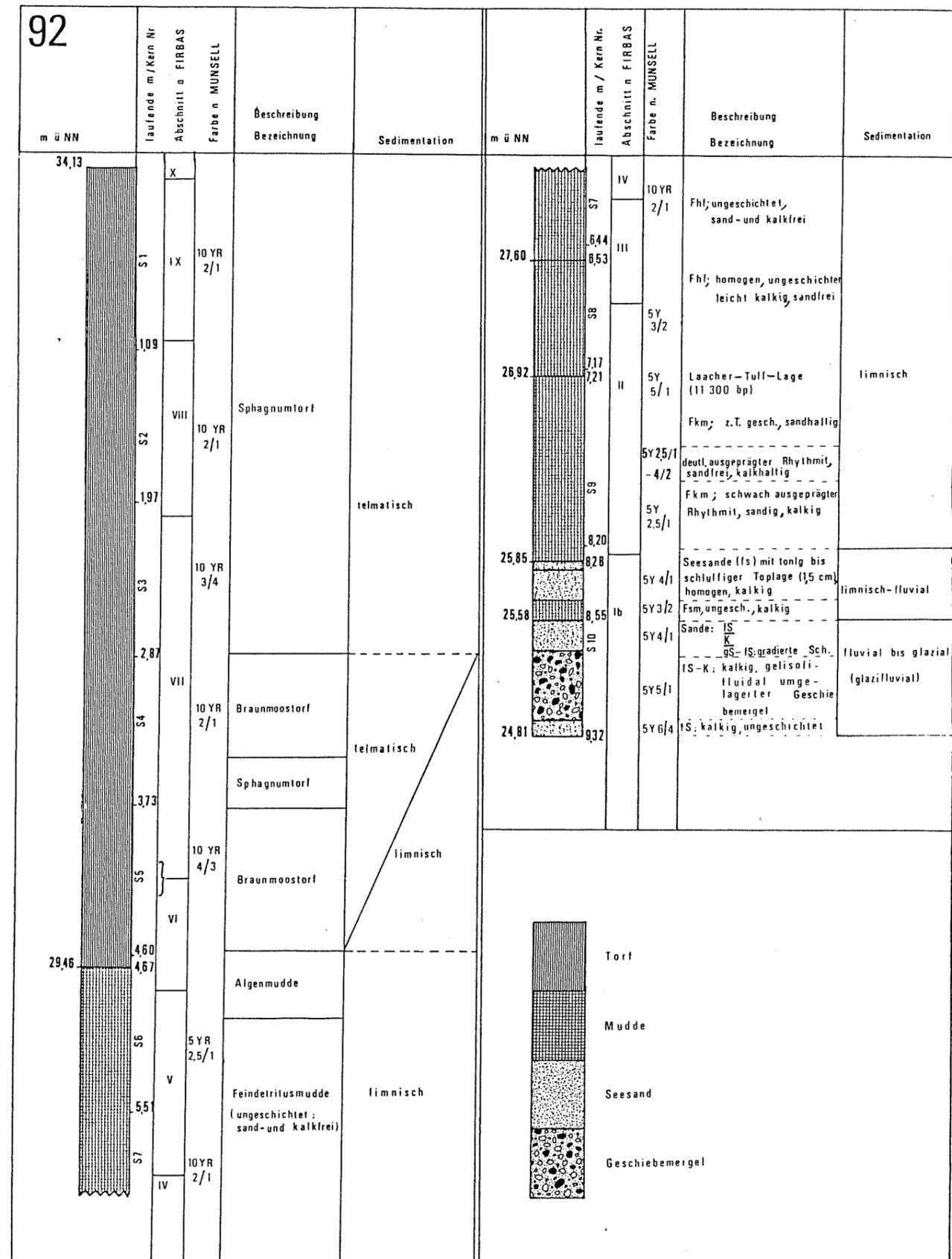
Bei diesem Bohrverfahren können limnisch-telmatische Sedimentsequenzen und bedingt Sande erbohrt werden. Ein 1 m langes Metallrohr mit einem Durchmesser von 50 mm wird durch einen Kugelklemmkolben verschlossen und mittels eines Gestänges in das Sediment bis in die gewünschte Tiefe abgeteuft. Ist diese erreicht, so wird der Verschlussklemmkolben über ein Drahtseil ausgelöst und das Rohr an dem Kolben vorbei weiter in das Sediment gepreßt. Durch ein im Rohr gebildetes Vakuum verbleibt der beprobte Sedimentausschnitt im Rohr und kann nach dem Entfernen des Verschlusskolbens ausgepreßt werden.

Die Livingstonbohrung liegt in der Hauptrinne und erreicht eine Gesamtlänge von 9,32 m. Die Basis liegt bei 24,81 m NN und durchteuft die Obergrenze der pleistozänen Sande bei 25,48 m NN. Damit liegt die Obergrenze der beprobten Sedimentsäule bei 34,13 m NN, etwa 1 m unterhalb der Geländeoberfläche. Die Bohrung ist unterteilt in zehn unterschiedlich lange Kerne, die von I bis X durchgehend bezeichnet sind und aneinander anschließen.

Parallel zur Kernbeschreibung wurden die Proben genommen. Dazu sind ca 1 cm starke Sedimentteile dem Kern mittig entnommen worden. Die Proben wurden wie folgt bezeichnet: die Kernnummer steht vor der Tiefenangabe in cm des jeweiligen Kernes.

Die Ergebnisse der Untersuchungen sind teufengerecht in Abb. 14 wiedergegeben.

Abb. 14: Livingstonbohrkernbeschreibung und Interpretation



#### 4.2. Untersuchungsmethoden und deren Ergebnisse

##### 4.2.1. Kernbeschreibung - Pollenanalyse

Den Sedimentuntersuchungen wurde eine detaillierte Kernbeschreibung vorangeschaltet, die, auf visuell erkennbaren Unterschieden basierend, erste Hinweise auf Art und Umfang der Sedimente des erbohrten Kernes liefert.

So wurde das Material auf unterschiedliche Färbung ( nach MUNSELL 1983 ), Materialzusammensetzung, etwaige Schichtungen etc. untersucht, um eine erste Klassifizierung der Sedimente vornehmen zu können. Parallel zur Kernbeschreibung wurden die Kerne durchgängig pollenanalytisch untersucht ( determ. BRANDE ). Somit konnten die jeweiligen Kernabschnitte und Proben stratigraphisch gesichert gegliedert werden. Die Ergebnisse der Kernbeschreibung und Pollenanalyse sind vom Top zur Basis in einem Säulenprofil dargestellt ( Abb. 14 ).

##### 4.2.2. Petrographische Kiesanalyse

Für die Beschreibung der Ablagerungsbedingungen wurden sedimentpetrographische Analysen an Geschiebemergelstraten durchgeführt ( determ. BÖSE ). Dabei wurden in der Fraktion > 1 mm folgende Komponenten unterschieden: K = Kristallin, S = Sandstein und Quarzit, TU = Ton- und Schluffstein, F = Feuerstein, KK = Kreidekalk, PK = paläozoischer Kalkstein, D = Dolomit, L = Lydit, Q = Restquarz, WQ = weißer Quarz ( nach STAHR/BÖSE et al 1983 ).

Die petrographische Analyse der Kiese ergab für die das Untersuchungsgebiet umgebende Hochfläche eine typische Zusammensetzung eines weichselglazialen Geschiebemergels ( Abb. 15 ).

Eine Probe von der Basis der Hauptrinne ( Bohrung 92, Livingstonbohrung ) nimmt eine Stellung zwischen reinen glazifluvialen Kiesen und einem weichselglazialen Geschiebemergel ein. In reinen Schmelzwasserkiesen kann der Anteil der bei Umlagerung leicht zerstörbaren Ton- und Schluffsteine völlig fehlen, wie die Probe KrF G-49 aus Kiesen des Krummen Fenn zeigt.

% Verteilung:	K	S	TU	F	KK	PK	D	L	Q	WQ
Sa 1,5 - 3,4 m	47,43	20,95	16,21	5,53	0,00	6,32	0,00	0,00	3,56	0,00
Sa 14 - 14,5 m	46,54	14,47	1,26	8,49	2,83	23,27	0,00	0,00	3,14	0,00
Sa 14,5 - 15 m	49,32	14,52	1,10	9,32	2,47	21,37	0,00	0,00	1,92	0,00
KrF G1	63,48	16,67	1,42	4,61	0,00	0,00	0,00	0,00	13,83	0,00
KrF G-49	64,56	15,82	0,00	7,59	0,00	4,43	0,00	0,00	6,96	0,63
Bugr.	37,86	12,62	3,40	1,46	1,94	38,35	0,00	0,00	4,37	0,00

(ohne KK,PK):

Sa 1,5 - 3,4 m	50,63	22,36	17,30	5,91	0,00	0,00	0,00	0,00	3,80	0,00
Sa 14 - 14,5 m	62,98	19,57	1,70	11,49	0,00	0,00	0,00	0,00	4,26	0,00
Sa 14,5 - 15 m	64,75	19,06	1,44	12,23	0,00	0,00	0,00	0,00	2,52	0,00
KrF G1	63,48	16,67	1,42	4,61	0,00	0,00	0,00	0,00	13,83	0,00
KrF G-49	67,55	16,56	0,00	7,95	0,00	0,00	0,00	0,00	7,28	0,66
Bugr.	63,41	21,14	5,69	2,44	0,00	0,00	0,00	0,00	7,32	0,60

(K=Kristallin,S=Sandstein,u. Quarzit,TU=Ton-und Schluffstein,F= Feuerstein,KK=Kreidekalk,PK=Paläozoischer Kalkstein,D=Dolomit,L=Lydit,Q=Restquarz,WQ=Weißer Quarz)

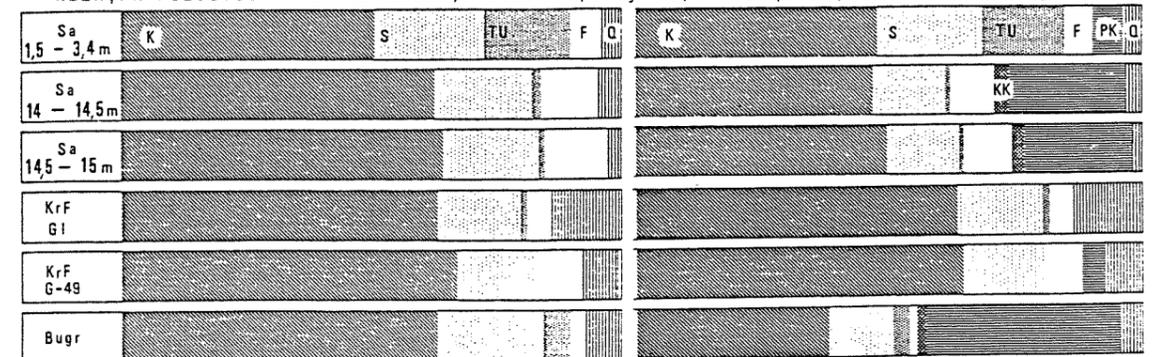


Abb. 15: Petrographische Kiesanalyse ausgewählter Proben vom Buschgraben und Umgebung ( determ. BÖSE )  
 ( Sa = umliegende Geschiebemergelhochfläche  
 KrF G1 = Geschiebemergel am Krummen Fenn  
 KrF G-49 = glazifluviale Kiese am Krummen Fenn  
 Bugr = Geschiebemergel aus Livingston Bohrung, Pkt. 92 )

#### 4.2.3. Siebanalyse

Um detailliertere Aussagen hinsichtlich des Transportweges ( fluviatil, gelisolifluidal, glazifluvial etc. ) machen zu können, wurden die basalen Sandlagen gesiebt. Fünf Proben wurden naß mittels eines Siebsatzes ( 0,02 bis 2,0 mm ) untersucht.

Für die basalen Sande ist die Hauptsandfraktion Feinsand mit einem Gewichtsanteil von 71 % und Mittelsand mit 16 Gewichtsprozent, wodurch aufgrund des geringen Schluff- und Tonanteils auf eine fluviale Sedimentation geschlossen wird.

Zwei Proben aus der Geschiebemergelschicht ergaben einen erhöhten Ton- und Schluffanteil von 32 - 36 Gew.%, sowie Fein- und Mittelsandanteile von 57 - 60 Gew.%. Die für Geschiebemergel typischen größeren Anteile (> 2,0 mm) sind aufgrund des kleinen Bohrdurchmessers von 50 mm unterrepräsentiert. Der Geschiebemergel zeigt damit eine ähnliche Zusammensetzung wie Geschiebemergelproben aus der Umgebung (freundl. pers. Mitt. BÖSE), und ist daher eher gelisolifliudal als fluvial umgelagert worden.

Die über dem Geschiebemergel liegenden Sande zeigen eine Zusammensetzung von fluvialen Sanden mit geringen Ton- und Schluffanteilen von 3,15 Gew.% und hohem Kiesgehalt von 24,7 Gew.%.

Die auf die Sedimentation der sandigen Mudde folgenden Sande zeigen einen erhöhten Ton- und Schluffanteil und weisen auf abnehmende Fließgeschwindigkeiten und damit auf ruhigere Sedimentationsbedingungen hin, die in der Sedimentation einer sandigen Kalkmudde mündet.

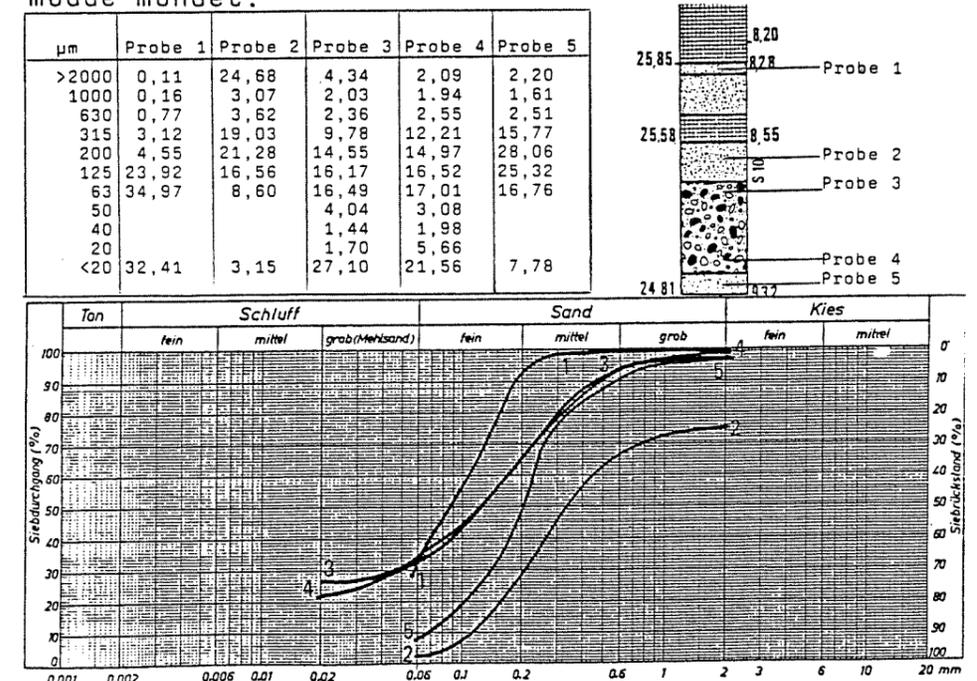


Abb. 16: Tabelle und Kornverteilungskurven der Siebanalyse

#### 4.2.4. Röntgendiffraktometrie

Um die am Aufbau der Sedimentproben beteiligten mineralischen Stoffgruppen zu bestimmen, wurden an getrockneten und gemahlten Proben eine Röntgenbestimmung am PHILIPPS RÖNTGEN DIFFRAKTOMETER ( MÜLLER MIKRO 111 ) durchgeführt.

Da jede kristalline Substanz ihre eigene charakteristische Atomstruktur besitzt, werden die auf sie auftreffenden Röntgenstrahlen in ebenso charakteristischer Weise gebeugt ( MÜLLER et al. 1964, 194 ).

"In den Kristallgittern werden die Elektronen der Atome des Kristalls durch die Röntgenstrahlen zu Schwingungen im Rhythmus der Röntgenstrahlenfrequenz angeregt. An den Netzebenen der Kristallgitter, d.h. denjenigen Ebenen, die mit Atomen besetzt sind, gelangen die Röntgenstrahlen zur Reflexion und die reflektierten Strahlen in bestimmten, von den Abständen der Gitterebenen ( d ) abhängigen Einfallswinkeln ( Glanzwinkel  $\theta$  ) zur Interferenz." ( PACHUR et al. 1983, 4 )

"Nach der BRAGG'schen Gleichung

$$n \cdot \lambda = 2 d \cdot \sin \nu$$

d = Gitterabstand

$\nu$  = Glanzwinkel der Reflexion

$\lambda$  = Wellenlänge der Röntgenstrahlung

n = Ordnung der Reflexion

tritt nur dann Reflexion an einer gegebenen Netzebenenschar auf, wenn bei einer festgelegten Wellenlänge ein bestimmter Glanzwinkel  $\nu$  auftritt." ( MÜLLER et al. 1964, 194 )

Die Lage und die Intensität der auftretenden Reflexe wird durch einen Scintillationszähler registriert und mit Hilfe eines Schreibers auf einen Papierstreifen übertragen.

Die pulverisierten Proben wurden in einen Aluminiumträger gepreßt und bei folgender Grundeinstellung des Röntgengerätes untersucht:

Strahlungsquelle	= Kupfer $K_{\alpha}$
Stromstärke	= 24 mA
Spannung	= 36 kV
Goniometergeschwindigkeit	= 0,5° pro min
Meßbereich	= 3° bis 45°
Papierlaufgeschwindigkeit	= 1 cm pro min

Durch Berechnung der  $2\theta$  - Werte wurden die d - Werte ermittelt und mit Hilfe der ASTM- Kartei ( AMERICAN SOCIETY FOR TESTING MATERIALS ) den entsprechenden Mineralien zugeordnet.

#### 4.2.4.1. Ergebnisse der Röntgendiffraktometrie

In den Sanden und Geschiebemergelstraten resultieren die röntgenographisch nachgewiesenen Mineralien ( Quarz, Calcit, Mischkarbonat und Feldspäte ) aus dem exarativen Transport von nordischem Material während der letzten Vereisung, sie entsprechen damit einer allochthonen Zufuhr.

Röntgenographisch konnten in den Mudden als authochthone Karbonate, die aus allochthonem Material stammen, Calcit und Siderit sowie geringe Mengen eines Mischkarbonats nachgewiesen werden. Die das Untersuchungsgebiet umgebende Hochfläche des Teltow setzt sich aus Geschiebemergelbänken zusammen, deren hoher Geschiebe- und Kalkgehalt für die Bereitstellung von Calcium und anderer Elemente ( z.B. Eisen ) verantwortlich ist.

Calcit in den Mudden ist aus einer allochthonen Bildung herzuleiten. Infolge der fehlenden Oxidation des Calciums im See erfolgt durch die Verschiebung des Kohlensäuregleichgewichts eine präzipitative Fällung des Calciums im Hypolimnion.

Als weiteres Karbonat tritt in den untersuchten Mudden Siderit auf, der röntgenographisch durchgängig - die basalen sandhaltigen Mudden ausgenommen - in den karbonathaltigen Mudden nachgewiesen werden konnte. Dabei handelt es sich um ein fast reines Eisenkarbonat ( 96 mol%  $\text{FeCO}_3$ , 4 mol%  $\text{CaCO}_3$  ), was durch eine nur sehr geringfügige d- Wertverschiebung in Richtung des Calcitpeaks belegt ist. Im anoxischen Hypolimnion steht dem im Grundwasser angelieferten Eisen das Calcit als Hauptbindungspartner gegenüber, wodurch es unter reduzierenden Bedingungen zur Bildung des Siderits kommt.

Das in den Mudden z.T. enthaltene Mischkarbonat wurde nicht weiter identifiziert.

#### 4.2.5. Bestimmung des Wassergehaltes und des Glühverlustes

Um den Wassergehalt der Sedimentproben bestimmen zu können, werden etwa 20 bis 30 g Frischsediment eingewogen und bei 105°C ca. 14 Stunden im Trockenschrank getrocknet und anschließend nochmals gewogen. Der Wassergehalt wird als Prozentsatz der feuchten Probe angegeben.

Durch die Bestimmung des Glühverlustes kann der organische Gehalt einer Sedimentprobe abgeschätzt werden. Bei einer Temperatur von ca. 825 K ( 550° ) und einer Versuchsdauer von 12 Stunden werden die organischen Substanzen der Probe im Muffelofen oxidiert und als Kohlendioxid abgeführt. Die Bestimmung beruht auf einer Berechnung des Gewichtsverlustes der Probe und wird als Prozentangabe der ungeglühten, getrockneten Probe angegeben.

##### 4.2.5.1. Ergebnisse der Wassergehalts- und Glühverlustbestimmung

Der Wassergehalt der Sedimente der Livingstonbohrung variiert je nach Sedimentzusammensetzung und -art von 94,2 % bis 8,3 %. Der Abschnitt von Meter 0 bis 6,44 setzt sich zusammen aus Torfen ( 0 bis 4,67 m ) und ungeschichteten Mudden ( 4,67 bis 6,44 m ), der Wassergehalt beträgt hier im Mittel 91,3 %.

Unterhalb dieses Abschnittes geht das Mittel des Wassergehaltes auf 75 % ( 6,44 - 8,28 m ) zurück, die Sedimente werden aufgebaut aus kalkhaltiger Mudde, die abschnittsweise geschichtet ist. Die Abnahme der Mittelwerte von 91,3 % auf 75 % kann auf die zunehmende Kompaktion und die unterschiedliche Stoffzusammensetzung des Sedimentmaterials zurückgeführt werden. Zudem kommt eine starke Abnahme des Glühverlustes und damit der organischen Substanz hinzu, der im ersten Abschnitt im Mittel von 94 % auf 27 % im zweiten Abschnitt zurückgeht, womit eine Abnahme des Wassergehaltes aufgrund zunehmender Sandkomponente verbunden ist.

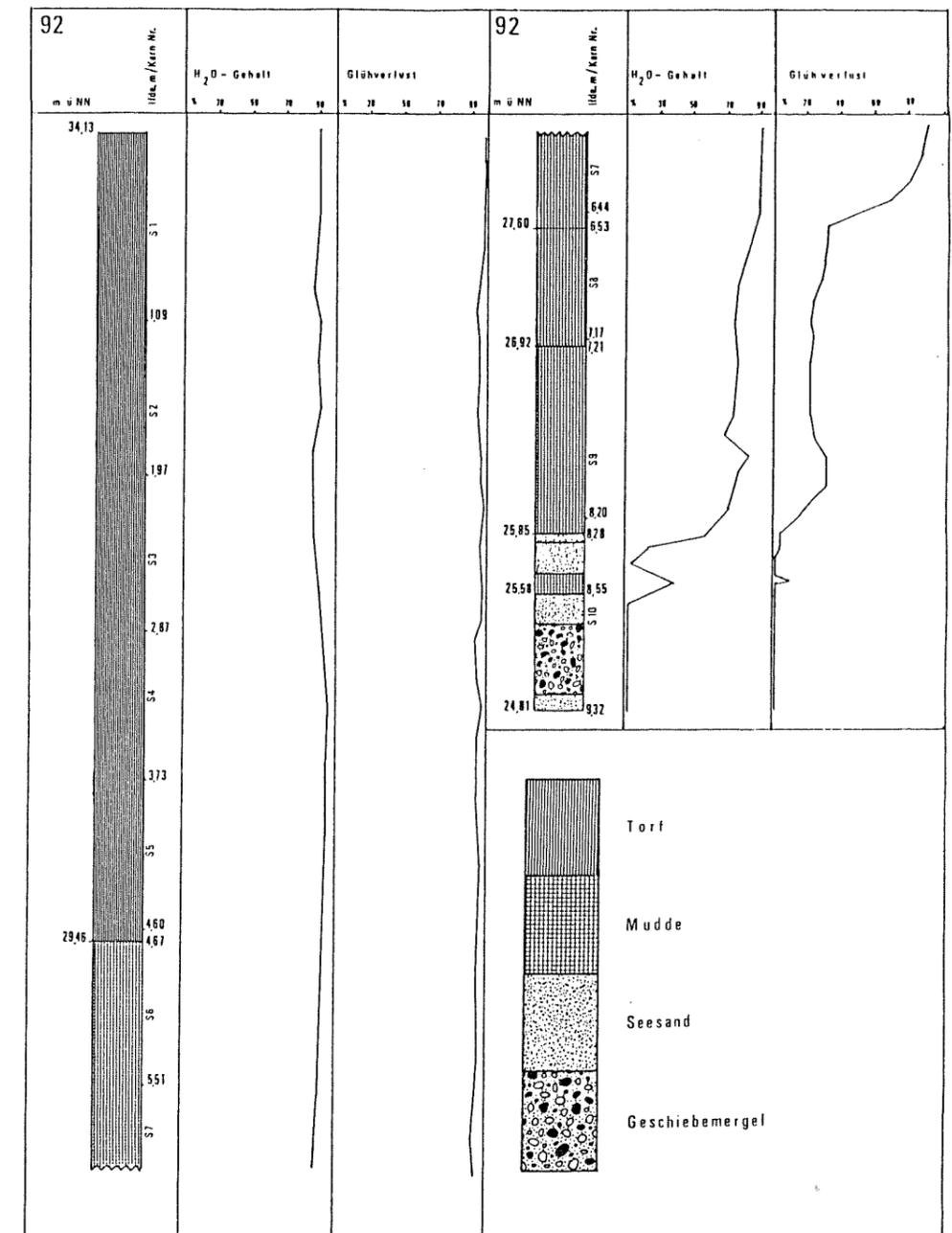


Abb. 17: Wassergehalt und Glühverlust des Sedimentkernes

4.2.6. Gesamt-, Karbonat- und Nichtkarbonatkohlenstoffbestimmung

Die Bestimmung des Gesamt- und Karbonatkohlenstoffgehaltes erfolgte am Wösthoffgerät CARMOGRAPH 6. Der Nichtkarbonatkohlenstoffgehalt ergibt sich aus der Differenz von Gesamt- und Karbonatkohlenstoffgehalt. Zur Bestimmung des Gesamtkohlenstoffgehaltes wird eine getrocknete und gemahlene Sedimentprobe bei 1270 K

( 1000°C ) im Sauerstoffstrom erhitzt, wobei aus den Proben organisch und anorganisch gebundener Kohlenstoff zu Kohlendioxid oxidiert und freigesetzt wird. Zur Bestimmung des Karbonatkohlenstoffgehaltes wird die Oxidation des Kohlenstoffes zu Kohlendioxid durch das Versetzen einer getrockneten und gemahlten Probe mit 10 ml halbkonzentrierter Phosphorsäure und Erhitzen auf 350 K ( 80°C ) erreicht.

Das sowohl bei der Gesamtkohlenstoffbestimmung als auch bei der Karbonatkohlenstoffbestimmung anfallende Kohlendioxid wird mittels eines Sauerstoffstromes von 2 mb aus der Lösung ausgetrieben und über Vorlagen in eine Meßzelle geleitet, wo das Kohlendioxid mit einer genau definierten Menge Natronlauge unter Bildung von Natriumkarbonat reagiert. Der Verbrauch von Hydroxidionen führt zu einer pH-Wert-Erniedrigung. Durch eine Leitfähigkeitsmessung wird diese Änderung festgestellt, die proportional zu der umgesetzten Menge ist.

Mittels einer Eichgeraden ( Einwaage von 50 mg, 100 mg und 150 mg  $\text{CaCO}_3$  pA ) wird die Berechnung des Gesamt- und Karbonatkohlenstoffes durchgeführt. Die Angabe erfolgt in Prozent der getrockneten Sedimentprobe.

#### 4.2.6.1. Organischer Kohlenstoffgehalt

Die organische Substanz kann aus dem organischen Kohlenstoffgehalt ermittelt werden. Unter der Annahme eines mittleren Kohlenstoffgehaltes der Humusstoffe von 58 % beträgt der Umrechnungsfaktor 1,724 ( SCHEFFER/SCHACHT-SCHABEL 1982, 47 ). In weiterer Literatur liegt der Faktor dagegen größer als 2. Die Unterschiede dürften sich aus der unterschiedlichen Zusammensetzung der organischen Substanzen in den Humusstoffen ergeben. Ein direkter Vergleich, bzw. eine Umrechnung zwischen Glühverlust und dem organischen Kohlenstoffgehalt kann hier nicht durchgeführt werden, da bei der Bestimmung des Glühverlustes auch mineralische Komponenten ( z.B. Siderit ) in ihre oxidische Form übergehen können, womit

ebenfalls Kohlendioxid freigesetzt und das Ergebnis verfälscht wird. Zudem kann aus Mineralien das Kristallwasser entfernt werden. Somit wird im nachfolgenden Text auf die Mengenangabe der organischen Substanz verzichtet und stattdessen der aus der Differenz von Gesamt- und Karbonatkohlenstoffgehalt ermittelte Wert des organischen Kohlenstoffgehaltes angegeben.

Dieser variiert von 0,1 % an der Basis des Kernes ( Geschiebemergel ) bis zu 11,3 % bei 6,63 m ( schwach kalkige, ungeschichtete Mudde ). Die organischen Kohlenstoffgehalte der im Hangenden folgenden Feindetritusmudde ( 4,67 bis 6,53 m ) dürften aufgrund des erhöhten Glühverlustes wesentlich höher liegen, wurden jedoch nicht bestimmt.

Im Bereich des kalkhaltigen Faulschlammes ( 6,53 bis 8,20 m ) schwankt der organische Kohlenstoffgehalt von 4,2 % bis 11,3 % und weist damit ähnlich niedrige Werte auf, wie die zeitgleich ( Pollenzone II ) gebildeten Mudden des Tegeler Sees, was

"...in erster Linie auf die im Alleröd einsetzende Karbonatfällung zurückzuführen ist." ( PACHUR/RÖPER 1982, 76 )

In den Basissanden sinkt der Gehalt von 0,64 % bis auf 0,1 % ab, in der stark sandhaltigen Muddenlage des Teufenbereiches 8,44 bis 8,55 m steigt der Gehalt auf 1,85 %, der niedrige Wert ist auf die erhöhte Sandkomponente zurückzuführen.

#### 4.2.6.2. Anorganischer Kohlenstoffgehalt, Karbonatgehalt und Karbonate

Der anorganische Kohlenstoffgehalt ist für den Bereich 5,51 m bis zur Basis bestimmt worden, was den Bereich der ungeschichteten Feindetritusmudde bis zur Sandbasis umfaßt.

Die anorganischen Kohlenstoffgehalte bewegen sich zwischen 0,08 und 5,03 %. Im Bereich der ungeschichteten Feindetritusmudde, der Sandlage und der basalen See-

sande treten anorganische Kohlenstoffgehalte von unter 1 % auf ( 0,08 % bis 0,99 % ).

Im Profilabschnitt der Kalkmudden nimmt der Gehalt dann deutlich zu ( 1,54 % auf 3,52 % ) und weist im Bereich des Rhythmits unterhalb des Laacher Tuffs das Maximum mit 5,03 % auf. Mit zunehmender Sandkomponente geht der anorganische Kohlenstoffgehalt auch in den basalen Kalkmudden zurück.

Aus dem anorganischen Kohlenstoffgehalt läßt sich der Karbonatgehalt wie folgt berechnen:

$$\% \text{ anorg. C} \cdot 5 = \% \text{ CO}_3$$

Aufgrund der Analysendaten aus der Atomabsorptionsspektroskopie ( AAS ) ( quantitative Bestimmung von Calcium und Eisen ) und der Woesthoff-Apparatur ( quantitative Bestimmung des Karbonatgehaltes ) sowie der röntgenographischen Untersuchung ( qualitative Analyse der beteiligten Stoffe ) können für den Bereich der karbonathaltigen Mudden ( 27,60 m NN bis 25,85 m NN ) quantitative und qualitative Aussagen über die Karbonate gemacht werden.

Der Calcitgehalt weist Schwankungen von 2,85 % im Bereich der ungeschichteten Feindetritusmudde bei 27,42 m NN bis maximal 41,9 % im Abschnitt der geschichteten Kalkmudden bei 26,62 m NN auf. Die höchsten Calcitgehalte treten im Bereich maximaler Karbonatgehalte auf, bei gleichzeitiger Abwesenheit vom Eisenkarbonat Siderit. Im sich daran anschließenden Abschnitt der rhythmischen, kalkhaltigen Feindetritusmudde geht der Calcitgehalt bei etwa gleichem Karbonatgehalt auf 12,6 % bis 10,43 % zurück, was auf das erhöhte Vorkommen von Siderit ( 26,05 % ) zurückzuführen ist. Demnach sind die Schwankungen des Calcitgehaltes wesentlich höher als die der Karbonatkurve ( vgl. Abb. 18 ). Mit zunehmender minerogener Komponente steigt der Karbonatgehalt von 8,55 % ( ungeschichtete Feindetritusmudde ) auf 25,15 % im Bereich der geschichteten Kalkmudde an. Im Abschnitt des nicht so deutlich ausgebildeten Rhythmits geht der Karbonatgehalt auf bis zu 7,65 % zurück

( 26,12 m NN ), um dann mit zunehmendem vermutlich äolischen Eintrag in den basalen, sandhaltigen Mud- den auf bis zu 14,7 % ( 25,60 m NN ) bzw. 20,25 % ( 25,80 m NN ) anzusteigen.

In der in die Mudde eingeschalteten Sandlage und den basalen Sanden konnte neben größeren Mengen Calcit auch ein Mischkarbonat nachgewiesen werden. Beide Karbonate sind auch im Geschiebemergel an der Basis der Livingstonbohrung vertreten.

#### 4.2.7. Atomabsorptionsspektroskopie

Die Atomabsorptionsspektroskopie ( AAS ) ist ein Untersuchungsverfahren zur quantitativen Bestimmung von Metallen in wäßrigen Lösungen ( Aufschlußverfahren in 4.2.8. erläutert ). In dieser Arbeit sind nur neun Proben mit dem Verfahren der AAS untersucht worden. Dabei handelt es sich ausschließlich um Muddeproben, in denen röntgenographisch neben Calcit auch Siderit nachgewiesen wurde. Zur Quantifizierung dieser Karbonate wurden die Aufschlußlösungen der Bodenproben auf den Gehalt an Eisen und Calcium gemessen und anschließend dieser auf % der getrockneten Bodenprobe umgerechnet.

Das Prinzip der AAS ist es, Metalle unter Zufuhr thermischer Energie ( Flamme ca. 2600 K ) zu atomisieren und dann ihre Fähigkeit des differenzierten spektralen Absorptionsverhaltens zur Quantifizierung heranzuziehen. Dabei handelt es sich um ein relatives Verfahren, bei dem durch Vergleichsmessungen mit bekannten Konzentrationen auf die Konzentration der Probenlösung rückgeschlossen wird. Hierbei werden gleichkonzentrierten Probenlösungen abgestufte Eichlösungen zugegeben und mittels einer Ausgleichsgeraden durch die Meßpunkte in Beziehung gesetzt ( Additionsverfahren ) ( vgl. WELZ 1983, 122 ).

#### 4.2.7.1. Quantifizierung der Eisen- und Calciumkonzentrationen

Die im Teufenbereich 25,93 bis 27,60 m NN ( Abfolge von geschichteten Kalkmudden, Rhythmit, ungeschichtete kalkhaltige Feindetritusmudde ) durchgeführten quantitativen Calcium- und Eisenmessungen sind in Abb. 17 dargestellt.

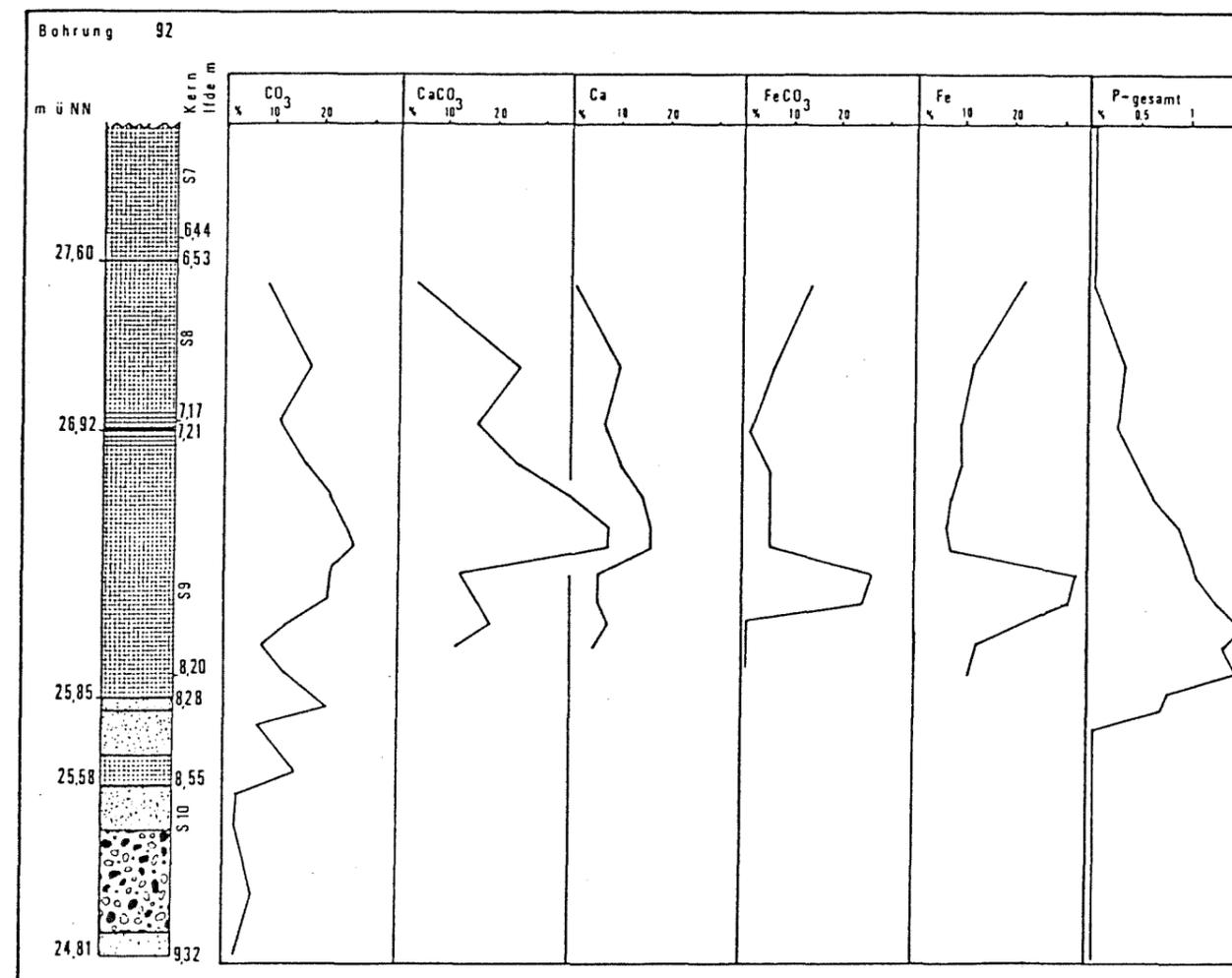
Das analysierte Calcium ( Gesamt-Ca ) wird vollständig den Karbonaten zugeordnet; daraus ergibt sich ein maximaler Calciumkarbonatgehalt von 41,9 % für die Rhythmite und für die ungeschichtete Feindetritusmudde ein minimaler Calciumkarbonatwert von 2,85 %. Der verbleibende Karbonatgehalt wird vollständig auf das röntgenographisch nachgewiesene  $\text{FeCO}_3$  umgerechnet. Nach dieser Umrechnung bleiben zwischen 6,33 % und 19,49 % noch unabgesättigt. Diese Eisenmengen können als an organischer Substanz komplexiertes, amorphes Eisen ( vgl. PACHUR/RÖPER 1982, 82 ), als Eisenphosphat ( Vivianit ) aufgrund ermittelter, hoher Phosphatgehalte ( 4.2.8. ) oder als Eisenoxide und -hydroxide vorliegen.

Bei der Umrechnung der Calciumgehalte auf Calciumkarbonate ergibt sich, daß der durch die Woesthoffapparatur ermittelte Karbonatgehalt bei zwei Proben nicht ausreicht, um die mittels der AAS analysierten Calciumwerte mit Karbonat abzusättigen. Hier muß beachtet werden, daß durch das Aufschlußverfahren Calcium von Tonmineralien angelöst worden sein könnte.

Abb. 17 zeigt die mit zunehmenden Karbonatgehalt entsprechend steigenden Calcit- und Sideritgehalte. Dabei weist die Calcitkurve eine enge Korrelation mit dem Karbonatgehalt bis zum auftreten größerer Mengen Eisenkarbonats auf. Die Calcit- und Sideritkurven zeigen dagegen eine deutlich negative Korrelation. Maximalen Eisenkarbonatwerten von 24,6 % und 26,1 % stehen geringe Calcitgehalte von 10,4 % und 12,6 % gegenüber.

Die höchsten Sideritvorkommen liegen im Bereich der deutlich geschichteten Mudde ( Rhythmit ). Im anoxi-

schen Hypolimnion steht dem im Grundwasser angeliefer-  
tem Eisen das Karbonation als Bindungspartner gegen-  
über, wodurch es unter reduzierenden Bedingungen zur  
Bildung des Siderits kommt.



Probe	% CO <sub>3</sub>	% Ca	% CaCO <sub>3</sub>	% Fe	% FeCO <sub>3</sub>	% Feamorph	% P-gesamt	Röntgendiffr
VIII-8	8,55	1,14	2,85	20,18	13,11	13,85	n. b.	>>
-48	17,60	9,50	23,75	10,26	6,42	7,16	0,32	>###
-68	10,85	6,21	15,53	8,97	2,94	7,55	0,26	>###
IX-10	16,45	9,55	23,88	8,26	4,06	6,33	0,63	>###
-20	21,25	14,31	35,78	8,34	<3,0	>5,0	0,83	>####
-30	24,05	16,70	41,75	7,68	<3,0	>4,0	0,82	>####
-40	25,15	16,76	41,90	n. b.			n. b.	(>)####
-50	21,15	5,04	12,60	32,06	26,05	19,49	1,00	>>>##
-60	19,10	4,17	10,43	30,06	24,61	18,18	1,27	>>>#
-70	11,80	7,29	18,23	16,57	1,65	15,77	1,42	>>#
-80	7,65	4,82	12,05	11,10	0,81	10,71	1,36	>##

(Röntgendiffr.: >=Siderit;#=Calcit;(#)=5Einheiten,#=5-14,##=15-29,###=30-59,####=60-95,#####>95)

Abb. 17: Ausgewählte Analysenergebnisse der karbonati-  
schen Mudden

#### 4.2.8. Phosphatbestimmung

Mittels eines Aufschlußverfahrens werden die Phosphate aus ihren Verbindungen gelöst und anschließend quantitativ bestimmt.

Die getrockneten ( 105°C ) und in einer Schwingmühle gemahlene Sedimentproben werden nach einem modifizierten Aufschlußverfahren nach JACKSON ( 1958 ) aufgeschlossen. Dabei werden 500 bis 1000 mg der Sedimentproben mit 6 ml 65 %iger Salpetersäure versetzt und auf dem Sandbad bei ca. 120°C bis zur Trockne eingedampft. Anschließend erfolgt eine Umsetzung mit 9 ml 70 %iger Perchlorsäure, bei leichtem Sieden etwa vier bis sechs Stunden. Mit bidestilliertem Wasser wird die Lösung auf ein Endvolumen von 100 ml aufgefüllt.

Je nach zu erwartender Phosphatkonzentration werden ein bis zwei Milliliter dieser Aufschlußlösung mit 5 ml einer Molybdat-Schwefelsäure-Reagenz versetzt und mit 1 ml 10 %iger Ascorbinsäure zum Molybdänblaukomplex reduziert. Die Messung der Färbung erfolgt nach 10 Minuten mit einem Spektralphotometer bei 578 nm gegen einen Blindwert. Die Errechnung der Werte erfolgte über die Erstellung einer Eichgeraden. Die Angabe erfolgt für das Gesamtphosphat in Prozent der getrockneten Sedimentproben.

##### 4.2.8.1. Ergebnisse der Phosphatbestimmung

Die Phosphatanalyse ergibt für die Mudden einen relativ hohen Phosphorgehalt von im Mittel 0,63 % vom Trockengewicht, wobei die Werte je nach Sedimentart von 0,04 % ( Feindetritusmudde ) bis 1,42 % ( geschichtete Kalkmudde ) streuen.

Im Bereich der basalen Sande und des Geschiebemergels sowie in der ungeschichteten Feindetritusmudde treten Phosphatgesamtwerte von unter 0,05 % auf. Die höchsten Phosphatgehalte liegen in den geschichteten Kalkmudden vor ( Kern IX, 26,92 - 26,02 m NN ). Aufgrund der hohen Eisengehalte ist damit zu rechnen, daß das Phosphat in den analysierten Mudden nicht ausschließlich in or-

ganischer Bindung und adsorptiv gebunden -

"...organische Substanz mit an der Oberfläche komplexiertem Eisen und Aluminium ist bei der  $\text{PO}_4$ -Sorption von Einfluß..."  
( PACHUR/RÖPER 1982, 61 ) -

vorliegt, sondern in Form weiterer Phosphate. So konnte während der Präparation des Kernes IX Vivianit ( $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ) identifiziert werden, der durch die Oxidation des Eisens bei Anwesenheit von Sauerstoff eine typische blaue Farbe zeigt. Vivianit wird vorwiegend in reduzierendem Milieu durch Reaktion von  $\text{PO}_4$ - Ionen mit Eisensulfiden gebildet ( vgl. TRÖGER 1963, 263 ). Außerdem ist mit Calciumphosphaten in den stärker karbonathaltigen Mudden zu rechnen, die in vergleichbaren Mudden des Tegeler Sees nachgewiesen wurden ( vgl. PACHUR/RÖPER 1982, 80 ). Die höchsten Phosphorgehalte der Festsubstanz treten in dem Abschnitt II (Allerödzeit ) auf und belegen damit ein hohes Nährstoffangebot mit zumindest zeitweiligen Phasen anaerober Verhältnisse am Seeboden bereits vor mehr als 12 000 Jahren.

#### 5. Sedimente der Buschgrabentalung

Eine durchgängige, lückenlose Darstellung der genetischen Ausprägung der weichselglazialen Sedimentsequenzen konnte trotz des engabständigen Bohrrasters aufgrund der Varianz der Ablagerungen nicht erreicht werden. Stellvertretend soll an dieser Stelle das Sedimentationsmilieu und die daraus entstandenen Sedimente in der Hauptrinne anhand der Livingstonbohrung ( Bohrung 92 ) diskutiert werden. Diese Bohrung beinhaltet unterhalb der limnischen Fazies all jene Sedimente, die auch in den Sondierungsbohrungen belegt werden konnten.

### 5.1. Glaziale, glazifluviale und fluviale Sedimente

An der Basis der Bohrung, ca. 1,00 m unterhalb dem Beginn der limnischen Sedimentation, liegen ungeschichtete, kalkige Fein- bis Mittelsande vor, die auf eine ( glazi- ) fluviale Schmelzwasserakkumulation zurückzuführen sind. Im Hangenden folgt ein umgelagerter Geschiebemergel, der von der umliegenden Geschiebemergelhochfläche stammt und gelisolifluidal in das Becken umgelagert wurde. Darüber schließen sich Kiese und Sande an, die in einer gradierten Schichtung ( Kies - gS - mS - fS, fining upward ) vorliegen, was einer Sedimentation unter glazialen Bedingungen widerspricht. Hier wird der Übergang von glazifluvialer-fluvialer zu limnisch-fluvialer Sedimentation dokumentiert, was durch die Ablagerung einer ungeschichteten, sandigen Kalkmudde im Hangenden belegt wird. Für die

"...spätglaziale...zum Teil massive Kalksedimentation ist das ständig vorhandene Wasserangebot wesentlich, welches als Schmelzwasser anfiel " ( CHROBOK 1983, 180 ).

Die Seesedimentgenese ist in dieser Phase vom minerogenen Eintrag dominiert worden. Aufgrund der Pollenanalyse kann der Zeitpunkt einer ersten limnisch-fluvialen Sedimentation in der Buschgrabentalung als prä-Alleröd ( Abschnitt Ib nach FIRBAS, determ. BRANDE ) bezeichnet werden. Es folgt eine Sequenz von Sandlage/Kalkmudde, die die fluviale Sedimentationskomponente unterstreicht, ehe mit Ausbildung einer tonig-schluffigen Lage von 1,5 cm Mächtigkeit die fluviale Sedimentation abgeschlossen zu sein scheint. Eine genauere Zeitangabe des Einsetzens der limnisch-fluvialen Sedimentation kann nicht angegeben werden, da der zeitliche Sedimentzuwachs für Sandlagen nicht abgeschätzt werden kann ( vgl. PACHUR/RÖPER 1982, 123 ).

## 5.2. Limnische Sedimente

Die limnische Sedimentation setzt mit einer kalkig sandigen Fazies ein und ist in das beginnende Allerödinterstadial datiert. Die Karbonate stammen aus der umliegenden Geschiebemergelhochfläche und gelangen als Lösungen in den See; die Sande sind auf äolischen Eintrag und erhöhten Hangabtrag aufgrund einer relativ geringen Vegetationsdecke zurückzuführen.

Unterhalb der Laacher Tufflage ( 11 300 B.P. ) liegen 1,07 m kalkige Mudden. Daraus ergibt sich eine Sedimentationsrate von ca. 1,3 mm/a für die Mudden, was einer ähnlichen Sedimentzuwachsrate von 0,9 mm/a im Tegeler See entspricht ( PACHUR/RÖPER 1982, 123 ). Somit setzt die limnische Phase im Seebeckentiefsten der Buschgrabentalung bei einer Beckentiefe von über 8 m ein und geht bald in die Sedimentation von warvenartig geschichteten Mudden über. Dabei handelt es sich um eine Abfolge dunkler und heller Lagen, die innerhalb einer Kalkmudde ausgebildet sind, die älter als 11 300 B.P. ( Laacher Tuff ) ist.

Diese Sequenz wird einem jahreszeitlichen Sedimentationszyklus zugeschrieben, wobei die hellen Lagen der Rhythmite der Frühlings-Sommerausfällung von Karbonaten zugeordnet werden. Die infolge der Assimilation der submarinen Wasserpflanzen und des Phytoplanktons biologisch bedingte Kalkausfällung kann nach BRUNSKILL ( 1969, 845 ) durch den Kohlendioxidzug aufgrund von Temperaturerhöhung dominiert werden, womit eine jahreszeitlich differenziertere Sedimentationsrhythmik vorliegt.

Die dunklen Winterlagen werden dagegen überwiegend aus organischem Material, Detritus und Eisenhydroxiden oder Eisenkarbonaten aufgebaut.

Nach PACHUR/RÖPER ( 1982, 125ff ) können aus einer Rhythmitausbildung folgende Randbedingungen abgeleitet werden:

- die sehr fragile Struktur von 0,1 bis 1,0 mm Mächtigkeit schließt eine Entstehung im Flachwasser aus.  
- durch wühlende Tiere würde die Struktur zerstört werden. Nach CALVERT ( 1966, 555 ) bleiben rhythmische Sedimentstrukturen bei höheren Sauerstoffgehalten aus, was auf die Bioturbation zurückzuführen ist. Somit ist mit anoxischen Verhältnissen am Gewässergrund während der Rhythmitsedimentation zu rechnen. Dieses Sauerstoffdefizit ist auf die Reduktoren liefernde organische Substanz zurückzuführen und wird durch eine Meromixis aufgrund der Beckenstruktur und der Andauer der Eisbedeckung morphologisch und klimatisch bestärkt. Zudem kann die calcitische Sideritbildung als Indikator anoxischer Phasen im Hypolimnion eines eutrophen, invers geschichteten Sees ( vgl. BORCHERT 1957, 52 ) angesehen werden. Die erhöhten Sideritgehalte liegen im Bereich der deutlich geschichteten Rhythmite; das Mineral Siderit - auch als "Weißeisenerz" ( vgl. TRÖGER 1967, 177 ) bezeichnet - könnte sich demnach in den helleren Lagen ( 5 Y 4/2: olivgrau, MUNSELL 1983 ) dokumentieren, was bei einer detaillierten Beprobung einzelner Rhythmitlagen des Tegeler Sees jedoch nicht belegt werden konnte. PACHUR/RÖPER ( 1982, 130 ) konnten Eisensulfid in den dunklen Lagen ( 5 Y 2,5/1: schwarz, MUNSELL 1983 ) nachweisen, was ebenfalls auf ein Sauerstoffdefizit hinweist. Die erhöhten Phosphatgehalte im Bereich der hohen Eisengehalte deuten zudem auf eine Bildung von Vivianit unter reduzierenden Bedingungen hin, wobei der Phosphor aus Organismen und das Eisen aus der wässrigen Verwitterungslösung der umgebenden Sedimente stammen dürfte. TRÖGER ( 1967, 263 ) gibt Vivianitvorkommen in Torfen und humusreichen Böden und Mooren an, die mit Siderit ( auch als "Raseneisenerz" bezeichnet, ebenda ) vergesellschaftet sein können. Weiteres Phosphat scheint an organischer Substanz gebunden zu sein.

Die Rhythmite treten nur unterhalb der Laacher Tufflage auf und werden mit dem Beginn ihrer Sedimentation in die Pollenzone II ( Allerödzeit ) datiert. Jüngere Rhythmite konnten in der Buschgrabentalung nicht nachgewiesen werden, sind aber aus anderen Bereichen bekannt: Kleine Malche im Tegeler See bis Präboreal/Boreal, Seemitte Tegeler See bis Boreal/Atlantikum ( PACHUR/HABERLAND 1977, 340 ); Schleinsee ( GEYH/MERKT/MÜLLER 1971, ) vom mittleren Boreal bis Ende Atlantikum. Somit scheint das Atlantikum als Grenze für die Ausbildung der Rhythmite in Berliner Seen zu gelten ( PACHUR/RÖPER 1982, 127 ).

Im Buschgraben wurden oberhalb der Tufflage ungeschichtete, schwach kalkige, sandfreie Feindetritusmudden sedimentiert, die im Hangenden in eine kalkfreie Fazies übergehen. Mit der Zunahme des Glühverlustes am Ende der Jüngeren Dryaszeit ( Abschnitt III ) und zu Beginn des Präboreals ( Abschnitt IV ) ist mit erhöhtem Anfall organischen Detritus aufgrund anwachsender biologischer Produktion zu rechnen. Parallel dazu verläuft eine Abnahme des Karbonatgehaltes, sowie eine zu erwartende Abnahme des Eisengehaltes, wenn der durch eine zunehmende Verlandung schrumpfende See von der Zufuhr mineralisierten Wassers abgeschnitten wird ( vgl. CHROBOK 1983, 190 ). Die Abnahme des Eisengehaltes kann auch auf den erhöhten Anfall von organischem Detritus zurückgeführt werden, womit Reduktoren geliefert werden, die den Eisengehalt im Sediment senken.

Die homogene, monotone Feindetritusmudde ( auch Lebermudde ) geht allmählich in eine Algen- bzw. Torfmudde über und ist in ruhigem, flachem Wasser abgelagert worden ( OVERBECK 1975, 644 ). Die limnische Sedimentationsphase reicht bis in den Anfang des älteren Atlantikums ( 7 500 B.P. ), um dann in eine telmatische Sedimentation überzugehen.

Insgesamt ist aus dem Aufbau der Limnite abzulesen, daß die limnische Sedimentation bereits vor dem Alleröd einsetzte, in dieser Phase aber durch fluviale Akkumulationen unterbrochen werden konnte.

Mit dem beginnenden Alleröd geht die Sedimentation in

eine kontinuierliche limnische Phase über, die von einer sandig-kalkigen Fazies schnell in eine Rhythmit-sedimentation wechselt.

Gestützt auf die Analysenwerte ( Siderit, Phosphatgehalt ) und die für die Rhythmitbildung formulierten Rahmenbedingungen kann für diesen Abschnitt auf einen meromiktischen See geschlossen werden, der aufgrund der stetigen Aufsedimentation auch im Beckentiefsten in eine dimiktische Phase ( angezeigt durch die Fein-detritusmudde ) übergeht.

### 5.3. Telmatische Sedimente

Mit Beginn des älteren Atlantikum beginnt die Übergangszone zur telmatischen Sedimentation. Die telmatischen Sedimente bauen sich zunächst aus Braunmoostorfen zusammen, in denen zunächst die höheren Wasserpflanzen und später dann die Planktonalgen aussetzen und das Ende des limnischen Einflusses belegen. Dieser Vorgang wird durch Schwankungen beeinflusst, in denen es bereits zur Sedimentation von Straten aus Sphagnumtorf kommt. Die semiterrestrische Sedimentation geht im obersten Meter von einem eutrophen Niedermoortorf in einen Ried- bis Farntorf über.

## 6. Beckenentwicklungstheorien

### 6.1. Exarationstheorie

Die Exarationstheorie ( LIEDTKE 1981, 85 ff ) geht für die Beckenschaffung von der erodierenden Kraft des Eises selbst und lediglich von einer nachträglichen Überprägung durch Schmelzwasser aus.

Eine Entstehung der Buschgrabentalung aufgrund exarativer Tätigkeit des Eises während eines Eisvorstoßes muß bezweifelt werden. Die vernetzte Rinnenanlage mit

dem Zusammenströmen mehrerer schmaler Rinnen und deren Ausrichtung auf die Endmoränen und das Gletschertor am Griebnitzsee ( vgl. BEHRMANN 1949/50, 112 ) widersprechen einer glazialerosiven Anlage.

Einer exarativen Genese würden breite Täler bzw. Becken entsprechen ( z.B. Großer Wannsee ), die mehr oder weniger parallel dem Eisrand zustreben und glazigene Stauungen am Rande der Rinne hinterlassen ( vgl. LIEDTKE 1981, 86 ).

GRIPP ( 1975, 46 ) berichtet von Rinnen die aufgrund von sogenannten "Glaziellen" durch die exarative Tätigkeit des Eises geschaffen wurden. Durch ein fehlendes Widerlager vor dem aufgestauten Eisrand, wo ein in- oder subglazialer Fluß austrat, soll durch diese Lücke eine schmale Eiszunge ein schmales Zungenbecken ausgeschürft haben. Dieser Vorgang solle sich jeweils dort wiederholen, wo das Widerlager zum Eis fehlt. Das heutige Erscheinungsbild dieser Eiszungen ist abhängig von der Mächtigkeit der anschließenden oder nacheiszeitlichen Sedimentüberdeckung im Sinne von Toteis.

Eine solche Genese für die Buschgrabentalung und die Bäreniederung anzunehmen, erscheint ausgeschlossen. Die Bäreniederung und insbesondere die Buschgrabentalung weisen einen eng gewundenen Verlauf auf, der nicht auf eine Glazielle zurückgeführt werden kann. Zudem konnte eine Übertiefung in den Untergrund von über 100 m auf engstem Raum, wie sie bei der Genese von Glaziellen entstehen sollte, nicht einmal in der Bäreniederung nachgewiesen werden.

## 6.2. Subglazialtheorie

"Die Subglazialtheorie geht davon aus, daß Schmelzwasser unter dem Eis, also subglazial fluviales Wasser, in der Lage war, die Rinnen zu erodieren.... Das Wasser sei entweder durch Druckschmelzung am Boden des Inlandeises freigesetzt worden oder es sei in Eisspalten an den Boden des Eiskörpers gelangt." ( LIEDTKE 1981, 13 )

Die bereits erwähnte, schmale und z.T. eng gewundene

Form ( mäandrierender Schmelzwasserstrom ) und der Talungscharakter ohne ein durchgängiges Gefälle der Buschgrabentalung sprechen für eine subglazifluviale Anlage der Rinnen. Das unter hydrostatischem Druck stehende Wasser war in der Lage, gegenläufiges Gefälle zu überwinden und erodierend zu wirken.

Somit kann an der Basis der Rinnen das Grundmoränenmaterial ausgeräumt sein und stattdessen glazifluviale und/oder subglazifluviale Akkumulationen sedimentiert werden. Dies bestätigt sich in den Bohrprofilen auf dem Untersuchungsgebiet. Bei geschiebeähnlichem Material an der Basis der Rinnen kann es sich auch um aus der umgebenden Hochfläche umgelagerte Grundmoräne handeln ( vgl. 4.2.2. Petrographische Kiesanalyse ).

Aufgrund der ausbleibenden völligen Zusedimentierung unter periglazialen Bedingungen nach Rückgang des Eises muß mit einer zumindest zeitweiligen Verfüllung der Rinnen mit Toteis gerechnet werden.

### 6.3. Toteis

Toteis und Stagnierendes Eis sind

"...nicht mehr bewegte Teile eines vom Rückschmelzen betroffenen Inlandeises oder Gletschers." ( LIEDTKE 1981, 89 )

Dabei muß zwischen Stagnierendem Eis und Toteis unterschieden werden.

Unter Stagnierendem Eis ist ein Teil des noch nicht ganz abgeschmolzenen Inlandeises zu verstehen, welches eine noch nicht eisfrei gewordene Landschaft bedeckt und mit dem aktiven Eisrand in Kontakt steht. Unter Toteis dagegen wird alles Eis verstanden, das oberflächlich nicht mehr sichtbar ist und sich morphologisch über längere Zeiträume unbestimmt verhalten kann und erst mit dem Austauen die von der ehemaligen Vergletscherung hinterlassene Morphologie nachdrücklich verändert ( vgl. LIEDTKE 1981, 89 ).

Für den Buschgraben und das weitere Untersuchungsgebiet die bedeutendste Landschaftsform ist die der subglazia-

len Rinnen, die durch Rinnentoteis ( vgl. LIEDTKE 1956/57 ) konserviert wurden. Diese Form des Toteises konnte in den Hohlformen zwischen 10 und 100 m mächtig werden ( vgl. LIEDTKE 1981, 94 ) und taute aufgrund seiner tiefen Lage, der mächtigen Schuttbedeckung und der konservierenden Wirkung des Permafrostes erst lange nach dem Rückzug des Inlandeises aus. Ein verschütteter Toteisblock kann die Klimaverbesserung zu Beginn der Bölling- und Allerödzeit bis zum frühen Atlantikum, also 6000 - 7000 Jahre ( GRIPP 1964, ), überdauert haben, bis der Dauerfrostboden aufgrund der postglazialen Erwärmung endgültig aufgelöst war.

Toteis wirkt reliefverjüngend; mit dem Beginn des Austauens entsteht das Ausgangsrelief für die nachfolgende, holozäne Sedimentation.

#### 6.4. Supraglaziale und eisrandnahe Sedimentationsbedingungen

BOULTON ( 1972 ) beschreibt die Sedimentationsbedingungen und die mögliche Varianz der auftretenden Sedimente im Vorfeld von arktischen Gletschern. So kann es aufgrund von Austauprozessen in mit Toteis verfüllten Hohlformen bis zur Reliefumkehr kommen. Es kommt zu einer komplizierten Verzahnung glazialer, glazifluvialer und fluvialer Sedimente, die nach BOULTON ( 1972, 365 ff ) "till-outwash-till" Bildungen darstellen. Dabei handelt es sich um Grundmoränenmaterial, welches von eisverfüllten Moränen hangabwärts gleitet und im Talweg im Falle nachlassender fluvialer Aktivität über den fluvial gebildeten Sedimenten abgelagert wird. Somit liegt subglazial sedimentierte Grundmoräne unter fluvialen Sedimenten, die wiederum von Grundmoränenmaterial überlagert wird, welches subaerisch als "flow till" ( BOULTON 1972, 366 ) abgelagert wurde.

Die fluvialen Ablagerungen sind oft geschichtet und zeigen eine " upward fining sequence...representing final silting up" ( BOULTON 1972, 367 ), beim Nachlassen der fluvialen Aktivität. Bei einer derart ablaufenden Zusedimentierung von mit Stagnierendem Eis ver-

füllten Hohlform ist bereits eine komplizierte Sedimentabfolge entstanden, der Sedimentationsprozeß ist aber noch nicht beendet.

Aufgrund der hohen thermalen Kapazität der Oberflächenwässer kommt es zum Austauen des Toteises, wobei die z.T. geschichteten Sedimentpakete kollabieren und es entstehen deutliche Lagerungsstörungen in Form von Falten, Brüchen und Abschiebungen etc.. Die zunächst in Senken supraglazial abgelagerten Sedimente können dann höher gelegene Rücken bilden, womit die Reliefumkehr vollzogen ist ( vgl. BOULTON 1972, 364 ff ).

#### 6.5. Beckenentwicklung nach NITZ ( 1981 )

Nach NITZ ( 1981, 180 ) haben die Becken im Jungmoränengebiet der Weichseleiszeit prinzipiell eine gleiche Entwicklung und lassen sich in folgende Phasen gliedern:

- Anlagephase
- Konservierungsphase
- Tieftauphase
- Verlandungsphase
- Kolluviumsphase

Diese sechsheufige Theorie der Beckengenese im Jungmoränengebiet, die im Rahmen einer Untersuchung am Biesenthaler Becken ( DDR ) formuliert wurde, soll im folgenden wiedergegeben werden.

Die Anlagephase ist die älteste der Beckenentwicklungsphasen und wird durch die Exaration und die subglaziale Schmelzwasserwirkung bestimmt. Während des Rückzuges des Eises bleiben die Hohlformen mit Stagnierendem Inlandeis verfüllt, so daß sich relativ flache Becken ausbilden. Dies wird als "akute Beckenschaffung" ( CHROBOK/MARKUSE/NITZ 1982, 95 ) bezeichnet, die durch unmittelbare Wirkung des Inlandeises und seiner Schmelzwässer gekennzeichnet ist.

Während der sich anschließenden Niedertauphase taute das freiliegende Eis ab, die daraus resultierende gla-

zifluviale Sedimentation kompensiert die Tieferschaltung der Becken. Somit lag ein kaum gegliederter, flacher Beckenboden mit zahlreichen verschütteten Inlandeisresten vor. Auf die nur kurz andauernde Niedertauphase - CHROBOK/MARKUSE/NITZ ( 1982, 96 ) sprechen von wenigen hundert Jahren - folgt aufgrund der kaltzeitlichen Klimabedingungen des Spätglazials ( Älteste Dryaszeit ) die Konservierungsphase, in deren Zeitraum die inlandeisfreien Bereiche des Jungmoränengebietes wieder vom Dauerfrostboden erfaßt werden. Verschüttetes Toteis wird Bestand des umgebenden Dauerfrostbodens und dadurch konserviert. Somit stellt sich die

"Konservierungsphase als eine Zeit unterbrochener Beckenvertiefung ... bei gleichzeitiger Beckenbodenaufhöhung durch laterale, peri-glaziär-fluviale und äolische Stofftransporte sowie lakustre Sedimentation dar". ( CHROBOK/MARKUSE/NITZ 1982, 96 )

Mit Beginn des Bölling-Interstadials beginnt hinsichtlich der Beckenentwicklung eine neue Phase. In diesem - als Tieftauphase bezeichneten - Zeitabschnitt ( Bölling - Präboreal ) ist der vorherrschende Prozeß das Austauen des verschütteten Toteises. Dieser Prozeß wird im Bölling initiiert und im Alleröd verstärkt. Mit der Auflösung des Dauerfrostbodens im beginnenden Holozän und dem damit verbundenen endgültigen Austauen des Toteises ist auch die Phase des Tieftauens und die damit verbundene Tieferschaltung des Seebeckens abgeschlossen. Mit der holozänen Substrat- und Reliefgenese vollzieht sich ein Umbruch; gegenüber der kaltzeitlichen Entwicklung mit einer Tieferschaltung der Becken erfolgt nun während der warmzeitlichen, holozänen Entwicklung eine Reliefabschwächung. Dies wird dokumentiert durch die Verlandungsphase in deren Verlauf infolge der Akkumulation von Mudden und Torfen eine Aufhöhung der Beckenböden erfolgte. Die holozäne Phase wird von der Kolluviumsphase abgelöst, die aufgrund des anthropogenen Einflusses einen erhöhten lateralen Stofftransport in die Becken zur Folge hatte. Der Prozeß der Beckenauffüllung erfährt durch die Kolluviumsphase z.T. eine Beschleunigung.

Somit postuliert NITZ ( 1981 ), daß das Toteis in den Rinnen sowohl das Blankenberg-Interstadial ( 16 300 bis 16 000 B.P. ) als auch das Meiendorf-Intervall ( 13 700 bis 13 000 B.P. ) überdauert hat und dadurch erst im beginnenden Holozän vollständig ausgetaut ist.

BOULTON ( 1972, 369 ) gibt an, daß rezent in Spitzbergen Oberflächenwasser in der Lage ist, das Austauen des unter 20 m mächtigen Kiesen verschütteten Eises zu induzieren, so daß von einer mächtigeren Sedimentdecke für das die Interstadiale überdauernde Toteis ausgegangen werden muß.

Neben der Sedimentdecke ist das Klima ( insbesondere die Verbreitungsandauer des Permafrostes ) von entscheidender Bedeutung für die Geschwindigkeit und den Zeitpunkt des späteren Austauens von Toteis.

## 7. Beckengenese der Buschgrabentalung

Anschließend an eine Beschreibung des Einzugsgebietes der Buschgrabentalung soll in diesem Abschnitt die Beckengenese und -entwicklung der Buschgrabentalung anhand der vorgestellten Untersuchungsergebnisse erläutert und in Phasen unterteilt werden, die zeitlich eingeordnet werden.

### 7.1. Morphographie des nördlichen Teltow

In der Mark Brandenburg werden die die Niederungen überragenden Bereiche als "Platten" bezeichnet. So stellt

"die Hochfläche des Teltow in der nördlichen Hälfte eine, nach Süden offene, sonst aber völlig geschlossene Plateaumasse dar."  
( KEILHACK 1914, 33 )

Der südliche Teil der insgesamt flachwelligen Hochfläche setzt sich dagegen aus verschiedenen, großen Plateauinseln zusammen ( vgl. KEILHACK 1914, 33 ).

Die mittlere Höhenlage der von Südosten nach Nordwesten leicht ansteigenden Teltowfläche liegt zwischen 40 und 50 m NN und erreicht bis über 60 m NN ( Parforce Heide

im Südwestteil der Teltower Platte, Seeberg 62 m NN nördlich des ehemaligen Machnower Sees, Steglitzer Berg 69 m NN ).

Der Teltow ist nur schwach reliefiert, innerhalb der 45 m Isohypse wird der Flächencharakter besonders deutlich ( PACHUR/SCHULZ 1983, 29 ). Die Hangwinkel liegen bei 0 bis 0,5°, höhere Hangwinkel treten lediglich im Hangbereich der breiten, flachen Talungen und Mulden auf ( 2 bis 4° ), sowie an der nördlichen Begrenzung der Teltowkanalrinne mit 2 bis 7° ( vgl. PACHUR/SCHULZ 1983, 30 ).

#### 7.2. Hydrographie des nördlichen Teltow

In südlicher Richtung löst sich die Platte auf, indem vermehrt Talungen auftreten, zu denen auch die Bäketalung gehört. Diese verläuft, die Hochfläche des Teltow querend, südlich vom Fichteberg ( ehemals Schloßberg Steglitz ) ausgehend zunächst in nordöstlich nach südwestlicher Richtung, um dann beim Ort Teltow in eine annähernd Ost-West verlaufende Richtung überzugehen und über den Griebnitzsee in die Havel zu entwässern. Ebenso wie viele andere Tiefenlinien der Hochfläche besitzt das Tal der Bäke keinen ausgesprochenen Talcharakter mit gleichsinnigem Gefälle, sondern ist vielmehr in Becken und Schwellen untergliedert. Ehemalige Becken wie z.B. der Schönower See ( Wasserspiegel 35,2 m NN ) sind entweder in den Kanalbau einbezogen oder zu einem schmalen Hafenbecken ( Teltower See, Wasserspiegel 35,2 m NN ) umgewandelt worden.

Das Bäketal nimmt während seines Verlaufes über die Grundmoränenplatte des Teltow mehrere seitliche Zuflüsse auf: Buschgraben, Zehnruthengraben etc. . Darüberhinaus ist die Grundmoränenfläche durch ein

"...Netz verzweigter Schmelzwasserbahnen und Toteishohlformen gegliedert" ( PACHUR/SCHULZ 1983, 49 ),

welche besonders häufig zwischen Steglitz und Britz in Erscheinung treten. Diese flachen Rinnen, in denen die Pfuhe liegen, weisen ähnlich wie das Bäketal und die

Buschgrabentalung kein durchgehendes Gefälle auf ( vgl. Abb. 19 ).

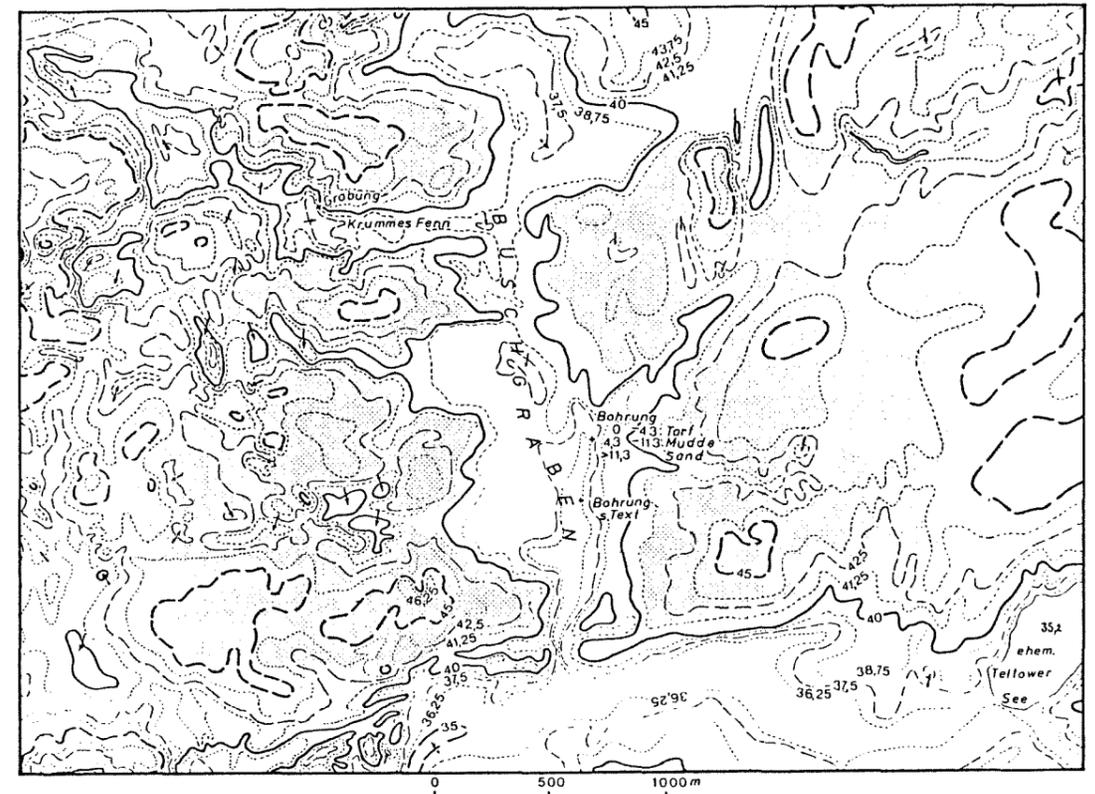


Abb. 19: Der Buschgraben und sein südliches Einzugsgebiet. Grauton = Höhen über 41,25 m NN. aus PACHUR/SCHULZ ( 1983, 57 )

Basierend auf SOLGER ( 1905, 123 ) gliedern PACHUR/SCHULZ ( 1983, 47 ) eine Eisstillstandslage auf der Teltower Platte aus,

"die östlich der Gruenewaldseenrinne...beginnt und sich über den Fichteberg in Steglitz weiter nach Osten über die Rauen Berge, den Schetzelberg...bis nach Britz fortsetzt."  
( PACHUR/SCHULZ 1983, 47 )

Südlich des Fichtebergs setzt der Talungsanfang der Bäke an, die subglazial auf ein Gletschertor an der heutigen Glienicker Brücke ( vgl. BEHRMANN 1949/50, 112 ) ausgerichtet war und die Schmelzwässer in südwestlicher Richtung abführte.

Eine ähnliche Anlage zeichnet die Buschgrabentalung aus. Auch sie setzt an eine der Grundmoränenfläche

aufgesetzten Eisstillstandslage ( nördlich des Schlachtensees, nordwestlich und östlich des Waldsees ) an und führt die Schmelzwässer zur Bäke als Vorfluter ab. Diese zeitlich vor den Eisstillstandslagen subglazial angelegten Schmelzwasserrinnen setzen an mehreren Punkten der Eisstillstandslage an und münden - aus westlicher ( Krummes Fenn ), nördlicher ( Tränke Pfuhl ) und östlicher ( Siepesteig/Dreipfuhl ) Richtung kommend - im Buschgraben.

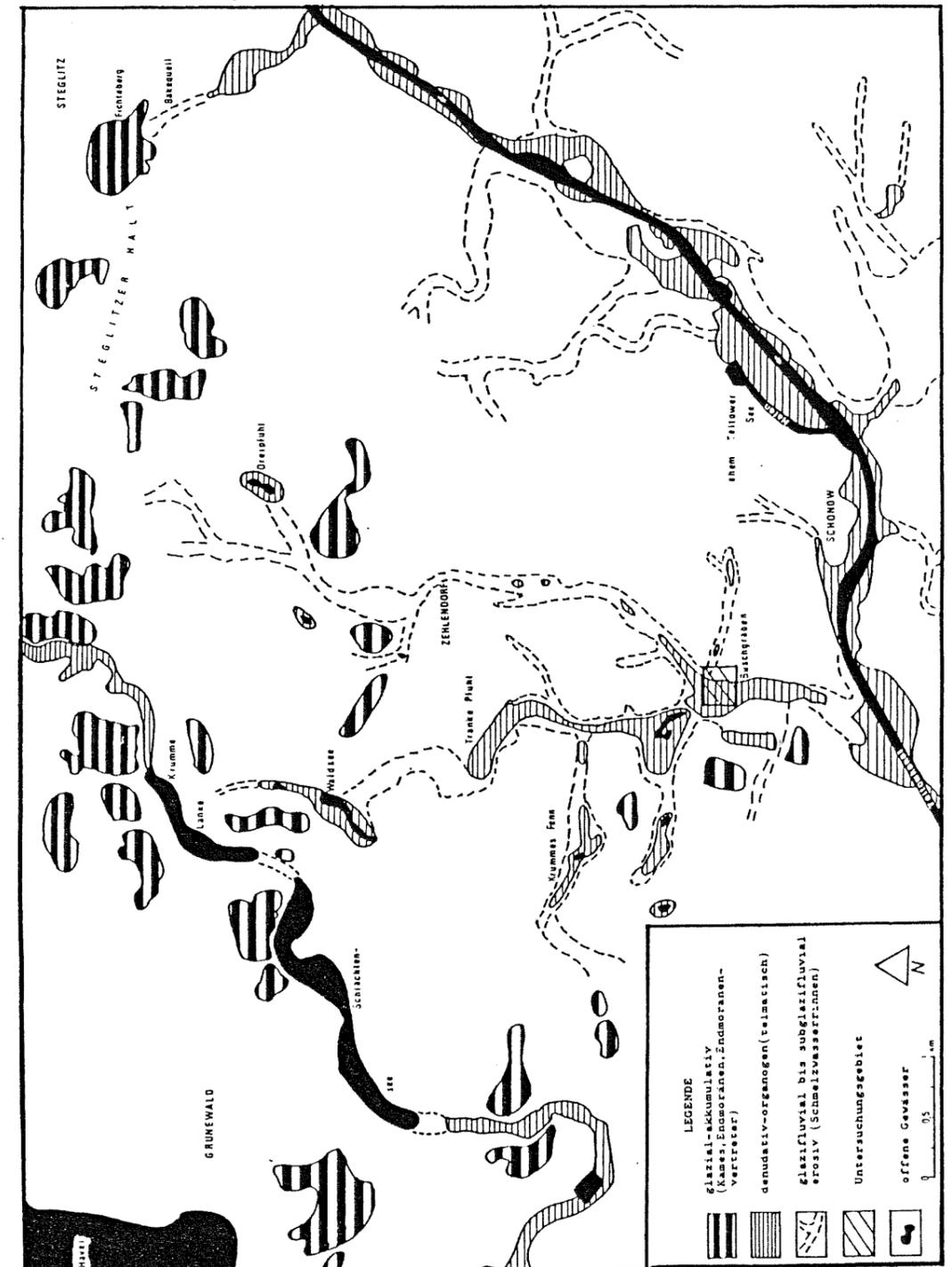


Abb. 20: Geomorphologische Skizze der nordwestlichen Teltower Platte, nach ( PACHUR/SCHULZ 1983 ).

Abbildung 19 verdeutlicht die Unterteilung dieser Schmelzwasserrinnen in Becken und Schwellen. Dennoch bilden sie jeweils Talungen im Sinne von talähnlichen Formen ohne gleichsinniges Gefälle ( vgl. LIEDTKE 1981, 84 ) aus, die miteinander verknüpft sind. Diese Verknüpfung zeigt sich nicht nur im Höhenlinienbild, in dem die Deutlichkeit des Talungscharakters durch die Becken- und Schwellengliederung herabgesetzt wird. Vielmehr zeigt sich durch den Sedimentaufbau ebenfalls die Verknüpfung der Schmelzwasserrinnen: in den Becken finden sich organogene Sedimente über Sanden und Geschiebemergel, in den Schwellen dagegen mächtigere Schmelzwassersandvorkommen. Die Ränder der Schmelzwasserrinnen werden aus geringmächtigen Sanden über Geschiebemergel gebildet, der Geschiebemergel kann auch als Geschiebelehm die Oberkante ausbilden ( vgl. Karte von Berlin 1:4000 Blatt 4044 und umliegende ).

Darauf basierend lassen sich Schmelzwasserrinnen bis zu den glazial-akkumulativ gebildeten Endmoränen des Steglitzer Halts verfolgen, dessen Eis der Hauptlieferant für die nachfolgende Überprägung der zahlreichen Rinnen gewesen sein dürfte.

Somit stellte sich - bedingt durch die Steglitzer Eisstillstandslage während des Eisrückganges - auf der nördlichen Teltower Platte ein treppenartiger Abfluß ein, so daß jedem Becken ein Vorfluter nachgeschaltet war: Buschgraben - Bäkeniederung - Havel - Elbe.

Damit ergibt sich für den Buschgraben ein rezentes Einzugsgebiet, das sich von den endmoränenalen Bildungen westlich des Waldsees und des Steglitzer Halts über das heutige Zehlendorf zur Bäketalniederung erstreckt.

7.3. Beckengenese und -entwicklung der Buschgrabentalung

7.3.1. Anlagephase

Eine präweichselzeitliche Anlage konnte in der Buschgrabentalung direkt nicht bewiesen werden. Untersuchungen an weiteren Rinnen der Umgebung ( vgl. GOCHT 1963, 50 ff und FREY 1975, 283 ) haben gezeigt, daß diese zumindest in einzelnen Abschnitten präweichselzeitlich angelegt wurden. So läßt sich ein östlicher Ast der Buschgrabentalung bis über Zehlendorf hinaus verfolgen, wo warmzeitlich organogene Ablagerungen des Eems erbohrt worden sind ( ASSMANN 1957, 28 ). Während der weiteren Umgestaltung kam es lokal in diesen Tiefenlinien zur Umlagerung der eemzeitlichen Sedimente, die im Krumpen Fenn in weichselzeitliche Schmelzwassersande eingelagert wurden ( vgl. PACHUR/SCHULZ 1983, 59 ). Als weiteres Indiz einer präweichselzeitlichen Rinnenanlage ist das Ausdünnen bzw. Fehlen des saalezeitlichen Geschiebemergels unter dem Riemeisterfenn innerhalb der Grunewaldseenkette anzusehen ( ASSMANN 1957, 47 und BEHR 1956, 411 ). Die eigentliche Anlage der Buschgrabentalung, der Bäreniederung, bzw. aller miteinander vernetzter Rinnen auf der nördlichen Teltowplatte muß dem "Gürtel Nr. 3 Babelsberg - Pätz" ( vgl. BEHRMANN 1957, 111 ff ) des Brandenburger Stadiums der Weichseleiszeit zugeordnet werden. Diese Rinnen sind auf ein Gletschertor am Griebnitzsee ausgerichtet, könnten jedoch auch schon eine ältere Anlage erfahren haben und wären somit möglicherweise auf das Gletschertor bei Ferch ausgerichtet.

Es handelt sich um subglaziale Schmelzwässer der Weichseleiszeit, die z.T. saalezeitlich vorgeformte, im Eem vermoorte Tiefenlinien wieder aufgenommen haben. Die in den Talungen mehr oder weniger erhalten gebliebenen eemzeitlichen Sedimente belegen, daß die weichselzeitliche Erosion und Akkumulation stellenweise nicht sehr effektiv gewesen ist ( PACHUR/SCHULZ 1983, 53 ).

### 7.3.2. Konservierungs- und Tieftauphase

Mit dem Rückgang des die Rinnen überdeckenden Eises beginnt eine neue Phase, die Konservierungsphase. Die Rinnen bleiben mit Stagnierendem Eis verfüllt, freiliegendes Eis insbesondere auf den benachbarten Hochflächen taut ab. Die anfallenden Schmelzwässer und gelisolifluide Prozesse an den Hängen bedingen eine Sedimentation in Tiefenbereichen, wodurch es stellenweise zur Überschüttung von Resteis in den Rinnen mit sandig - kieselgem Material kommt.

Aufgrund der partiellen Talverfüllung mit Toteis und dessen Sedimentüberdeckung sind die Reliefunterschiede von Rinnen zu Hochflächen relativ gering, ermöglichen aber einen im Talweg gerichteten Abfluß.

Zu diesem Zeitpunkt stellen die Tiefenlinien in der Umgebung des Buschgrabens ein Netz miteinander kommunizierender Rinnen dar, für die die Bäke- und/oder die Nutheniederung aufgrund des hohen Abflubniveaus den Vorfluter bilden.

Entscheidend für die weitere Beckenentwicklung ist die Frage nach der Existenz einer längeren Konservierungsphase gemäß NITZ ( 1981, 57 ), der für das Biesenthaler Becken in der Uckermark nördlich von Berlin für die Konservierungsphase im wesentlichen den Abschnitt bis zur ältesten Dryaszeit postuliert.

Die Tieftauphase ist in diesem Becken durch eine teilweise Eintiefung und die über Toteis liegende Akkumulation von Binnenwasserkalken ( 13210 ± 120 B.P., vgl. NITZ 1981, 73 ) gekennzeichnet. Somit hat im Biesenthaler Becken zumindest ein Teil des Toteises über das Meiendorferintervall ( 13 000 bis 13 700 B.P. ) bis zur älteren Dryaszeit überdauert. Nach BOULTON ( 1972, 369 ) muß demnach eine weit über 20 m mächtige Sedimentüberdeckung des Toteises gegeben gewesen sein, damit dieses das Blankenberginterstadial und das Meiendorferintervall persistieren konnte. Andererseits müssen für die gestörten Lagerungsverhältnisse der Seesedimente, die NITZ ( 1981, 70 ) mit dem syn- oder postsedimentären Austauen von Toteis begründet, andere Prozesse verant-

wortlich gemacht werden; evtl. Setzungserscheinungen infolge von Salzmigration.

Trotz einer prinzipiell gleichen Entwicklung der Becken des Jungmoränengebietes obliegt diese keiner Zeitgleichheit ( CHROBOK/MARKUSE/NITZ 1982, 96 ). So nehmen PACHUR/SCHULZ ( 1983, 58 ) ein Ende des Austauens und damit ein Ende des gleichsinnigen Transportes von Sedimenten für die Buschgrabentalung vor 12 500 B.P. an, weil im Hauptvorfluter Bäkeniederung die Bildung limnischer Akkumulationen zu diesem Zeitpunkt beginnt und keine Sandlagen aufweist, was auf fehlende Erosion im Einzugsgebiet hinweist. Zudem wird gefolgert,

"daß bevorzugt in den Tiefenlinien das Toteis aufgrund der hohen Wärmekapazität des Wassers aufgeschmolzen wurde, als Toteis wie die Dauergefrorenis außerhalb der Talwege noch existent und morphologisch wirksam waren." ( PACHUR/SCHULZ 1983, 67 )

Nachgewiesene polygonale Sand-Frostkeilnetze in den Geschiebemergelflächen ( vgl. BLUME/HOFFMANN/PACHUR 1979, ALAILY 1980 ) belegen hocharktische Klimabedingungen nach dem Abschmelzen des Eises der Steglitzer Eisstillstandslage von etwa  $-6^{\circ}\text{C}$  Jahresmitteltemperatur ( PACHUR/SCHULZ 1983, 68 ). Zu diesem Zeitpunkt könnten die steilen Hänge der Rinnen durch Permafrost stabil gehalten bleiben, so daß es zu keiner wesentlichen Verfüllung der Rinnen vor der limnischen Sedimentation gekommen ist ( vgl. PACHUR/HABERLAND 1977, 339 ). Die Buschgrabentalung weist damit keine langandauernde Konservierungsphase auf, vielmehr muß das Toteis während des Blankenberginterstadials oder durch Wassertransport in den Tiefenlinien während des Brandenburger bzw. Pommerschen Stadiums ausgetaut worden sein. Eine Sedimentüberdeckung des Rinnentoteises von mehr als 20 m , die zur Konservierung des Toteises erforderlich ist, kann für die Buschgrabentalung aufgrund einer maximalen Rinneneintiefung von 15 m gegenüber der Geschiebemergelfläche nicht angenommen werden.

Mit dem Beginn der limnischen Sedimentation im Böllinginterstadial ist das verschüttete Eis zumindest in der

Buschgrabentalung ausgetaut. Es kann angenommen werden, daß dies bereits wesentlich früher geschehen ist und somit die Tieftauphase sehr rasch die Konservierungsphase ablöst und die Rinnen bereits ab dem Zeitpunkt des Freiwerdens der Rinnen vom Inlandeis tiefergelegt werden. Durch diese Tieferschaltung wird die Talweglinie erniedrigt und es bilden sich durch Schwellen getrennte, z.T. isolierte Becken aus, in denen die limnische Akkumulation beginnen konnte, sobald der Grundwasserspiegel den Beckengrund überschritten hat. Aufgrund der hocharktischen, trockenen Klimabedingungen und der erhöhten Wasserpermeabilität der sandig - kiesigen Substrate muß mit einer längeren Ruhepause gerechnet werden, in der keine wesentliche Auffüllung der Becken erfolgte.

#### 7.3.3. Verlandungsphase

Die limnische Akkumulation beginnt in der Buschgrabentalung mit der Sedimentation der von Sandlagen eingeschlossenen sandigen Mudde in einer Höhe von 25,58 m NN im Bölling-Komplex und wird nach 8 cm unterbrochen und durch eine 20 cm mächtige Sandlage mit einer schluffig-tonigen Toplage abgeschlossen. Die darauffolgende, wieder einsetzende limnische Sedimentation ist in das Allerödinterstadial datiert, was die zwischen Bölling im Liegenden und Alleröd im Hangenden lagernden Sande in die ältere Dryaszeit stellt. Sie sind mutmaßlich durch einen erhöhten äolischen Eintrag, partiell auch durch Hangabtrag bei relativ geringer Vegetationsbedeckung zu erklären.

Aufgrund der differenzierten allerödzeitlichen Rhythmitbildung muß davon ausgegangen werden, daß die Tieftauphase und damit die Tieferlegung der Seebecken bereits länger vor dem Alleröd abgeschlossen war, da die laminierte Struktur keinerlei verstellte Lagerungsverhältnisse aufweist.

In den durch das Tieftauen geschaffenen Becken setzt die spätglaziale bis holozäne limnisch-telmatische Sedimentation ein.

Während dieser Verlandungsphase erfolgte in der Buschgrabentalung die limnische Sedimentation, die im Verlauf der Aufsedimentation und der damit verbundenen Gewässerverlandung durch mächtige Torfbildungen abgelöst wird. Im Gegensatz zu einer Tieferschaltung der Becken während der Tieftauphase im ausgehenden Hochglazial erfolgt nun eine Reliefabschwächung durch die spätpleistozäne bis holozäne limnisch-telmatische Sedimentation.

Durch die Auflösung des Dauerfrostbodens auf den umliegenden Geschiebemergelflächen kommt es zur Grundwasserbildung, so daß in wassererfüllten Teilbecken ( vgl. NITZ 1981, 80 ) zunächst die Sedimentation der Kalkmudden erfolgen konnte. Diese Kalkmudden bildeten sich aufgrund stark kalkhaltiger Grundwässer. Die limnische Sedimentation geht im Hangenden dann allmählich in eine ungeschichtete Feindetritusmudde über, die in flachem Wasser sedimentiert worden ist und somit die zunehmende Verlandung dokumentiert.

Im beginnenden älteren bis ins jüngere Atlantikum hinein vollzieht sich der Wechsel von der limnischen zur telmatischen Sedimentation in einer 1,73 m mächtigen Übergangszone. Während dieser Zeit kommt es zur Sedimentation von Braunmoostorf, der von Sphagnumtorf unterbrochen wird. Mit der kontinuierlichen Sphagnumtorfsedimentation beginnt dann die semiterrestrische Phase. Der oberste Meter ist nicht mit der Livingstonbohrung erfaßt worden. Hier dokumentiert sich der Übergang vom eutrophen Niedermoortorf zum Ried- bis Farn- torf.

8. Zusammenfassung

Neben der Kartierung und Darstellung der Sedimente konnte die spätglaziale bis holozäne Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebietes diskutiert werden.

Diese Ergebnisse beruhen auf über 100 Sondierungen, sowie auf sedimentologischen und geochemischen Analysen einer mittels des Livingstonbohrverfahrens ungestört beprobten Sedimentsequenz.

Das Untersuchungsgebiet liegt auf der Grundmoränenplatte des Teltow, die dem Brandenburger Stadium der Weichselzeit zuzuordnen ist, dessen subglaziale Schmelzwässer die Buschgrabentalung genutzt und geprägt haben. Eine präweichselzeitliche Anlage konnte direkt nicht bewiesen werden, erscheint aber aufgrund von Untersuchungen an anderen Rinnen ( vgl. GOCHT 1963, FREY 1963, ASSMANN 1957, BEHR 1956 ) zumindest in einzelnen Abschnitten möglich.

Die im weiteren Einzug des Buschgrabens teilweise erhalten gebliebenen oder umgelagerten eemzeitlichen Sedimente belegen, daß die weichselzeitlichen, subglazialen Schmelzwässer die saalezeitlich vorgeformten, im Eem vermoorten Tiefenlinien z. T. wieder aufgenommen haben. Nach dem Rückgang des die Rinnen bedeckenden Eises, bleiben diese zunächst mit Stagnierendem Eis und später mit Toteis verfüllt.

Aufgrund der geringen Sedimentüberdeckung des Toteises von schätzungsweise maximal 10 m in der Buschgrabentalung - bei einer maximalen Rinneneintiefung von 15 m gegenüber der umliegenden Geschiebemergelflächen - kommt es bereits im ausgehenden Hochglazial und insbesondere in dessen Interstadialen ( Blankenberginterstadial, Meindorfintervall ) zum Austauen des Toteises. Dieser Prozeß wird noch unter arktischen Klimabedingungen aufgrund der erhöhten Wärmekapazität des Wassers besonders in den wasserdurchflossenen Talwegen beschleunigt. Mit dem Austauen des Toteises wird eine partiell tiefgreifende Reliefierung der Talungen in Becken und Schwellen erreicht.

Nach einer längeren Ruhepause, bedingt durch die arktischen, auch ältestdryaszeitlichen, trockenen Klimabedingungen und der erhöhten Wasserpermeabilität der die Rinnen unterlagernden sandig bis kiesigen Substrate, beginnt im Bölling-Komplex ( vor 13 000 B.P. ) die limnische Sedimentation und damit die Auffüllung der Becken. Die limnische Fazies beginnt mit einer sandhaltigen Kalkmudde, die in der ersten deutlichen Klimaverbesserung im Alleröd in eine rhythmische, kalkig bis sideritische Fazies übergeht. Aufgrund der Analysenwerte und der für die Rhythmitbildung erforderlichen Rahmenbedingungen kann in diesem Abschnitt mit einem meromiktischen See mit hohem Nährstoffangebot ( hohe Phosphatkonzentrationen ) und zeitweiligen Phasen anaerober Verhältnisse ( Sideritbildung ) am Seeboden gerechnet werden. Die Rhythmitbildung wird durch den stratigraphischen Leithorizont der allerödzeitlichen ( 11 300 B.P. ) Tephralage der Eruption des Laacher Maars aus der Eifel begrenzt.

Durch die stetige Aufsedimentation auch im Beckentiefsten geht der See in eine dimiktische Phase über, angezeigt durch die Sedimentation einer ungeschichteten, kalkfreien Feindetritusmudde, um im beginnenden älteren Atlantikum ( 7 500 B.P. ) in eine Algen- bzw. Torfmudde überzugehen, die in die telmatische Sedimentation überleitet. Es bildet sich ein eutrophes Niedermoor aus, das im obersten Meter in einen Ried- bis Farntorf übergeht.

Weite Bereiche des Untersuchungsgebietes sind rezent von mächtigen anthropogenen Aufschüttungen überprägt worden, die z. T. mit der Trockenlegung des Feuchtgebietes während der Nutzung des Geländes als Gärtnerei zusammenhängen.

9. Literatur- und Kartenverzeichnis

9.1. Literaturverzeichnis

- AHRENS, M. (1985): Möglichkeiten und Grenzen geomorphologischer und paläoklimatischer Ausdeutung von Seesedimenten unter besonderer Berücksichtigung des Niederneuendorfer Sees in der Havel und seiner Limnite.- Wiss. Hausarbeit an der Freien Univ. Berlin, S. 1-105, Berlin.
- ASSMANN, P. (1957): Der geologische Aufbau der Gegend von Berlin.- Sen. f. Bau- und Wohnungswesen, S. 1-142, Berlin.
- ASSMANN, P. (1958): Neue Beobachtungen in den eiszeitlichen Ablagerungen des Berliner Raumes.- Z. dt. geol. Ges., Bd. 109, S. 399-410, Hannover.
- ASTM-KARTEI (1978): Hrsgeg. Joint Committee on Powder Diffraction Standards.- (Loseblattsammlung).
- BEHR, J. (1956): Über das Riemeisterfenn in der Grunewaldrinne.- Z. f. Gas- u. Wasserfach, 97 (10), S. 409-413, München.
- BEHRMANN, W. (1949/50): Die Umgebung Berlins nach morphologischen Formengruppen betrachtet.- Die Erde, 1, 93-122, Berlin.
- BÖSE, M. (1979): Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen.- Berliner Geogr. Abh., 28, S. 1-44, Berlin.
- BÖSE, M. (1983): Dokumentation zur Entwicklung des Gebietes zwischen Machnower Krümmen Fenn und Tränkepfuhl im Mittel- und Jungpleistozän.- Manuskript im Auftrag des Bezirksamtes Zehlendorf von Berlin, S. 1-12, Berlin.
- BÖSE, M. (1985): Petrographische Kiesanalyse an Sedimenten der Buschgrabentalung und Umgebung.- Unveröffentl. Daten.
- BORCHERT, H. (1953): Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten.- Chemie d. Erde, 16, S. 49-73, Jena.
- BOULTON, G.S. (1972): Modern Arctic Glaciers As Depositional Models For Former Ice Sheets.- Quart. Journ. Geol. Soc., 128, S. 361-393, London.
- BRANDE, A. (1986): Pollenanalytische Untersuchungen an den Sedimenten der Buschgrabentalung.- Unveröffentl. Daten.

- BRUNSKILL, G.L. (1969): Fayetteville Green Lake, New York. II. Precipitation and Sedimentation of Calcite in a Meromictic Lake With Laminated Sediments.- *Limnol. u. Oceanogr.*, 14, S. 830-847, Lawrence, Kansas.
- CALVERT, S.E. (1966): Origin of Diatom-rich, Varved Sediments From The Gulf Of California.- *J. Geol.*, 74, S.546-565. Chicago.
- CEPEK, A. (1962): Zur Grundmoränenstratigraphie in Brandenburg.- *Berl. Geol. Ges. DDR*, 6 (2), S. 275-278, Berlin.
- CHROBOK, S. (1983): Allgemeine Aspekte festländischer Kalkbildung, periglaziärer und glaziär überformter Räume am Beispiel der Rüdnitz-Melchower Rücklandzone (Barnim).- *Z. geol. Wiss.*, 11 (2), S. 179-191, Berlin.
- CHROBOK, S./MARKUSE, G./NITZ, B. (1982): Abschmelz- und Sedimentationsprozesse im Rückland weichselhoch- bis spätglazialer Marginalzonen des Barnims und der Uckermark ( mittlere DDR ).- *Pet. Geogr. Mitt.*, 126 (2), S. 95-102, Gotha.
- FIRBAS, F. (1949-52): Spät- und nachzeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 2 Bde.- S. 1-745, Jena.
- FRANZ, H.-J. (1961): Morphogenese der Glaziallandschaft südlich von Potsdam.- *Geogr. Ber.*, 20/21, S. 214-231, Berlin.
- FRANZ, H.-J. (1962): Morphogenese der Jungmoränenlandschaft des westlichen Brandenburger Stadiums.- *Wiss. Z. Päd. Hochsch. Potsdam, MNR.* 7, S. 29-60, Potsdam.
- GALON, R./LANKAUF, K./NORYSKIIEWICZ, B. (1983): Zur Entstehung der subglaziären Rinnen im nordischen Vereisungsgebiet an einem Beispiel aus der Tuchola-Heide.- *Pet. Geogr. Mitt.*, Erg.H. 282, S. 176-181, Gotha.
- GEYH, M.A./MERKT, J./MÜLLER, H. (1971): Sediment-, Pollen- und Isotopenanalyse an jahreszeitlich geschichteten Ablagerungen im zentralen Teil des Schleinsees.- *Arch. Hydrobiol.*, 69 (3), S. 366-399, Stuttgart.
- GOCHT, W. (1963): Das Holstein-Interglazial im Stadtgebiet von West-Berlin.- *Diss. an der Freien Univ. Berlin*, S. 1-108, Berlin.
- GOCHT, W. (1970): Pleistozän im Berliner Raum.- *Z. dt. geol. Ges.*, 120, S. 142-148, Hannover.

- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein.- S. 1-411, Neumünster.
- GRIPP, K. (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises.- Eiszeitalter u. Gegenwart, 26, S. 31-73, Öhringen.
- HELLWIG, D./LIPPSTREU, L./ZIEMANN, H./ZWIRNER, R. (1975): Beziehungen zwischen rezenter Morphologie und größeren Tiefenlagen weichselzeitlicher Ablagerungen im Randbereich des Brandenburger Stadiums.- Wiss. Z. d. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Jg. 24, S. 189-197, Greifswald.
- JACKSON, M.L./CHANG, S.C. (1958): Fractionalisation of Soil Phosphorus.- Soil Science, 84, S. 133-144.
- KALLENBACH, H. (1980): Abriss der Geologie von Berlin.- Beitr., Int. A. Wägner Symp. Berlin, S. 15-21, Berlin.
- KAISER, K.H. (1972): Zur Geologie und Geomorphologie des Barnim und seiner Randgebiete.- Heimatbuch Oberbarnim Eberswalde: 9-33, Hannover.
- KEILHACK, K. (1914): Die geologischen Verhältnisse des Kreises Teltow.- Teltower Kreiskalender 1914, S. 1-16, Berlin.
- KLOOS, R. (1986): Das Grundwasser in Berlin. Bedeutung, Probleme, Sanierungskonzeptionen.- Bes. Mitt. zum gewässerkundlichen Jahresbericht des Landes Berlin, S. 1-165, Berlin.
- KORN, J. (1928): Über die beim Bau des Teltow-Kanals im Diluvium entstandenen Aufschlüsse.- Jb. d. Preuß. Landesanstalt, I, S. 460-470, Berlin.
- LIEDTKE, H. (1956/57): Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel.- Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, MNR., &, S. 3-49, Berlin.
- LIEDTKE, H. (1981): Die Nordischen Vereisungen in Mitteleuropa.- Forsch. z. Dt. Landeskunde, Bd. 204, S. 1-307, Trier.
- LIEDTKE, H. (1981): Glaziale Rinnen und Glaziale Tiefenrinnen.- Boch. Geogr. Arb., H. 40, S. 7-21, Paderborn.
- MERKT, J./LÜTTIG, G./SCHNEEKLOTH, H. (1971): Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente.- Geol. Jb., 89, S. 607-623, Hannover.
- MOLLE, H.G./SCHULZ, G. (1975): Zur Datierung der Sande des Grunewaldgebietes.- Z. Geomorph. N. F., 19 (1), S. 95-101, Berlin, Stuttgart.

MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung.-  
S. 1-303, Stuttgart.

MUNSELL (1983): Munsell Soil Color Charts.- Baltimore,  
Maryland.

NITZ, B. (1981): Grundzüge der Beckenentwicklung im  
mittleren und nördlichen Tiefland der DDR - Modell  
einer Substrat- und Reliefgenese in glazialen Ak-  
kumulationsgebieten.- Diss. an der Humboldt-Univ.  
Berlin, S. 1-188, Berlin.

OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde.-  
S. 1-719, Neumünster.

PACHUR, H.-J./HABERLAND, W. (1977): Untersuchungen zur  
morphologischen Entwicklung des Tegeler Sees (  
lin ).- Die Erde, 108, S. 320-341, Berlin.

PACHUR, H.-J./RÖPER, H.-P. (1982): Sedimentanalyse zur  
Bestimmung der Belastung limnischer Sedimente  
durch persistente Umweltchemikalien. Teil I:  
Geowissenschaftlich analytischer Teil.- Umwelt-  
forschungsplan des Bundesministers des Innern,  
Forschungsber. zum F und E, Vorhaben 10702001/01,  
neu 10602001/01 im Auftrag d. Umweltbundesamtes,  
S. 1-206, Berlin.

PACHUR, H.-J./SCHULZ, G. (1983): Erläuterungen zur Geo-  
morphologischen Karte 1:25 000 der Bundesrepublik  
Deutschland. GMK 25, Blatt 3545 Zehlendorf.- Ber-  
liner Geogr. Abh., H. 13, S. 1-103, Berlin.

PACHUR, H.-J./AHRENS, M./GOSCHIN, M./SCHMIDT, J. (1983):  
Anwendung sedimentologischer Arbeitsmethoden auf  
subhydrische Sedimente. Unveröffentl. Vorlesungs-  
manuskript.

PACHUR, H.-J./RÖPER, H.-P. (1984): Geolimnologische Be-  
funde des Berliner Raumes.- Berl. Geogr. Abh., H.  
36, S. 37-49, Berlin.

PACHUR, H.-J./BALLSCHMITTER, K./RÖPER, H.-P./BUCHERT, H.  
(1985): Die Belastung limnischer Sedimente durch  
persistente Umweltchemikalien. Teil II: chemisch  
analytischer Teil.- Umweltforschungsplan d. Bun-  
desministers d. Innern, Forschungsbericht 106050  
27/1+2 im Auftrag d. Umweltbundesamtes. S. 1-240,  
Berlin.

RÖPER, H.-P. (1973): Zur Hydrochemie des Tegeler Sees.-  
Manuskript, S. 1-9.

RUCK, K.-W. (1977): Sondierungen zur Erkundung unterhalb  
der Gewässersohle von schwimmender Arbeitsplatt-  
form.- Mitt. Bl. d. BAW, 41, S. 122-142.

- SCHEFFER, F./SCHACHTSCHABEL, P. (1982): Lehrbuch der Bodenkunde.- 11., neubearbeitete Aufl., S. 1-442, Stuttgart.
- SOLGER, F. (1905): Staumoränen am Teltowkanal.- Z. Dt. Geol. Ges., 57, S. 121-134, Berlin.
- STAHR, K./BÖSE, M./BRANDE, A./GUDMUNDSSON, T./LAUNHARDT, M. (1983): Die Entstehung und Entwicklung des Lollipopfuhls in Berlin-Rudow. Sitzungsber. d. Ges. Naturforschender Freunde zu Berlin (N.F.), Bd. 23, S. 95-150, Berlin.
- TILZER, M.M. (1980): Einführung in die theoretische Limnologie.- Skriptum zur Vorl. am Limnolog. Inst. der Univ. Freiburg. Nachdruck für die Techn. Uni. Berlin, S. 1-255, Freiburg.
- TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband. S. 1-822, Stuttgart.
- WELZ, B. (1983): Atomabsorptionsspektrometrie.- S. 1-527, Weinheim, Deerfield Beach, Basel.
- WOLDSTEDT, P. (1952): Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten.- Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd.2, S. 146-153, Öhringen.
- WOLDSTEDT, P./DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter.- 3. Auflage, S. 1-500, Stuttgart.

9.2. Kartenverzeichnis

Geomorphologie von Berlin im Maßstab 1 : 1 000 000.-  
Bearbeiter: Hagedorn, H. & Hövermann, J., aus Deutscher  
Planungsatlas, IX, Atlas von Berlin, Blatt 8, Natürliche  
Grundlagen. Hrsgegeben von der Akademie für Raumfor-  
schung und Landesplanung und von W. Behrmann als Beauf-  
tragten des Senats von Berlin, Hannover 1962.

Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutsch-  
en Vereisungsgebietes, 1 : 1 500 00.- Bearbeiter: Wold-  
stedt, P., herausgegeben von der Preuß. Geologischen  
Landesanstalt in Berlin, Berlin 1935.

Geologische Übersichtskarte der Umgegend von Berlin im  
Maßstab 1 : 100 000.- Herausgegeben von der Königlichen  
Preußischen Geologischen Landesanstalt; geognostisch  
aufgenommen von G. Berendt, ( o.J. ).

Geomorphologische Karte 1 : 25 000 der Bundesrepublik  
Deutschland GMK 25 Blatt 13, 3545 Berlin Zehlendorf.-  
Herausgegeben von Barsch, D., Fränzle, O., Leser, H., Liedt-  
ke, H. & Stäblein, G..Aufgenommen von Pachur, H.-J. &  
Schulz, G. 1981, Berlin.

Geologische Karte der Section Teltow im Maßstab 1 : 25 000.  
Herausgegeben vom Königlichen Preuß. Geolog. Landes-  
anstalt, geognostisch aufgenommen von G. Behrendt, ( o.J. ).

Topographische Karte 1 : 25 000 Blatt 3545 Berlin Zehlen-  
dorf/Ausgabe 1981.Herausgegeben vom Sen. für Bau und  
Wohnungswesen.

Karte von Berlin 1 : 4000.- Herausgegeben vom Bezirks-  
amt Zehlendorf, Vermessungsamt. Blätter 3044,4044,4051,  
4052. 1977, Berlin.

Anhang 1

Probe	Wassergeh. %	Glühverlust %	Gesamt-C %	Anorg.-C %	Org.-C Geh. %	Pges. Geh. %	Calcium %	Eisen %
I - 6	90,12	94,74						
-22	91,64	96,91						
-40	87,90	90,77						
-62	90,63	96,46						
-93	87,72	93,99						
II - 9	91,30	93,50						
-18	90,18	90,04						
-35	90,88	95,46						
-56	88,12	94,15						
-75	88,06	95,18						
III - 4	88,67	86,80						
-21	90,95	95,53						
-48	88,99	95,11						
-67	89,03	95,53						
-87	91,46	95,35						
IV -17	91,21	92,20						
-38	93,84	93,66						
-56	94,22	95,00						
-70	93,73	94,10						
-84	93,30	94,10						
V - 6	91,00	88,83						
-23	93,65	94,93						
-37	92,74	95,30						
-65	93,89	93,78						
-85	93,71	93,16						
VI - 8	92,41	95,19						
-20	92,38	94,51						
-38	92,79	94,26						
-53	93,07	95,19				0,04		
-68	-	94,39				0,05		
VII -10	91,55	88,98				--		
-20	73,31	92,86	49,58			--		
-30	90,02	93,32	49,88			--		
-40	88,76	90,42	--			0,05		
-50	88,56	88,29	46,73			--		
-60	90,55	84,12	45,22			--		
-70	89,27	78,93	21,92			--		
-80	88,89	69,90	32,81			0,05		
VIII - 8	63,35	32,00	7,93	1,54	6,39	--	1,14	20,18
-18	77,93	31,81	13,00	1,71	11,29	1,09	--	--
-28	79,88	27,75	12,48	2,62	9,86	0,58	--	--
-38	78,45	27,75	12,71	3,17	9,54	0,24	--	--
-48	75,89	31,36	8,97	3,52	6,45	0,32	9,50	10,26
-58	75,02	26,49	8,05	3,00	5,05	0,29	--	--
-68	73,01	22,73	6,35	2,17	4,18	0,26	6,21	8,97
IX -10	74,28	24,23	11,60	3,29	8,31	0,63	9,55	8,26
-20	75,77	27,58	15,18	4,25	10,93	0,83	14,31	8,34
-30	75,05	25,66	15,12	4,81	10,31	0,82	16,70	7,68
-40	74,16	27,41	14,32	5,03	9,29	--	16,76	--
-50	68,13	--	9,95	4,3	5,27	1,01	5,04	32,06
-60	84,97	29,62	9,45	3,85	5,63	1,27	4,17	30,06
-70	74,94	29,70	9,65	2,36	7,29	1,42	7,29	16,57
-80	75,61	24,99	7,68	1,53	6,15	1,36	4,82	11,10
-90	73,99	29,16	10,69	2,31	8,38	1,40	--	--
-100	63,32	13,23	7,94	3,36	4,58	0,62	--	--
X - 5	57,83	10,31	5,02	4,05	0,97	0,72	--	--
-10	20,90	4,15	2,06	1,42	0,64	0,05	--	--
-20	15,77	2,30	1,04	0,75	0,29	0,03	--	--
-30	41,55	9,54	4,79	2,94	1,85	0,04	--	--
-40	12,02	2,24	0,72	0,58	0,13	0,02	--	--
-50	12,88	1,45	0,46	0,41	0,05	0,02	--	--
-60	8,49	3,58	--	--	--	--	--	--
-70	8,53	3,44	--	--	--	--	--	--
-80	9,22	2,81	1,17	0,99	0,18	0,03	--	--
-95	8,32	3,22	--	--	--	--	--	--
-104	12,56	1,63	0,40	0,40	0,09	0,02	--	--

Tabelle der Analysenwerte der Livingstonbohrung