

Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Martin-Luther-Universität  
Halle-Wittenberg

## **Das Quartär der Ascherslebener Depression im Nordharzvorland<sup>1</sup>**

Von

**Dietrich Mania**

Mit 13 Abbildungen und 5 Tabellen

(Eingegangen am 17. November 1966)

### Inhalt

1. Einleitung .....	51
2. Relief und Entstehung der Ascherslebener Depression .....	52
3. Das Quartär der Ascherslebener Depression und seiner Umgebung .....	57
3.1. Die Elstereiszeit .....	59
3.2. Das Holstein-Interglazial .....	63
3.3. Die Saaleeiszeit .....	64
3.4. Das Jungpleistozän und Holozän .....	68
4. Zusammenfassung .....	81
Schrifttum .....	81

### 1. Einleitung

Im Herbst 1962 wurde bei einer Neubearbeitung quartärer Ablagerungen aus dem Nordharzvorlande in den Braunkohlentagebauen von Nachterstedt und Königsau ein vielschichtiger Sedimentkomplex entdeckt, der für die Feingliederung des mittel- und nordeuropäischen Jungpleistozäns von großer Bedeutung ist. Er liegt auf alt- und mittelpleistozänen Bildungen im sog. „Seeländereital“ (ehem. Gaterslebener oder Ascherslebener See), das in nordwestlicher Richtung das Senkungsgebiet zwischen der Stadt Aschersleben und dem Hakelhöhenzug durchzieht (Abb. 1) und so die Täler von Eine und Selke miteinander verbindet. Um die einzelnen Glieder der quartären Schichtfolge dieses Senkungsgebietes, das den Namen „Ascherslebener Depression“ erhielt, mit den gleichzeitigen Sedimenten der Umgebung zu verknüpfen, wurde der gesamte Raum zwischen dem Nordharzrand im Süden, der Bode im Westen und der Eine im Osten untersucht. Die nördliche Begrenzung des Arbeitsgebietes bildete der Hakel, der als Höhenzug mit 240 m ü. NN von pleistozänen Sedimenten fast völlig entblößt ist. Während die alt- und mittelpleistozänen Sedimente die normale mitteldeutsche Ausprägung zeigen, stellt das Jungpleistozänprofil aus dem Ascherslebener See etwas völlig Neues dar.

<sup>1</sup> Auszug aus einer von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg genehmigten Dissertation. Referent: Prof. Dr. H. W. Matthes.

## 2. Relief und Entstehung der Ascherslebener Depression

Das Seeländereital ist heute das bestimmende morphologische Element im Gebiet der Ascherslebener Depression. Es ist 14 km lang und bis 2,5 km breit. Sein Boden befindet sich bei durchschnittlich 108,5 m ü. NN, die Talränder liegen bei 120 bis 125 m ü. NN, während die Hochflächen in unmittelbarer Umgebung bis zu 170 m ü. NN ansteigen. Bei Aschersleben wird das Tal von einer Querschwelle, die 5 bis 8 m über den Talboden ragt, abgesperrt.

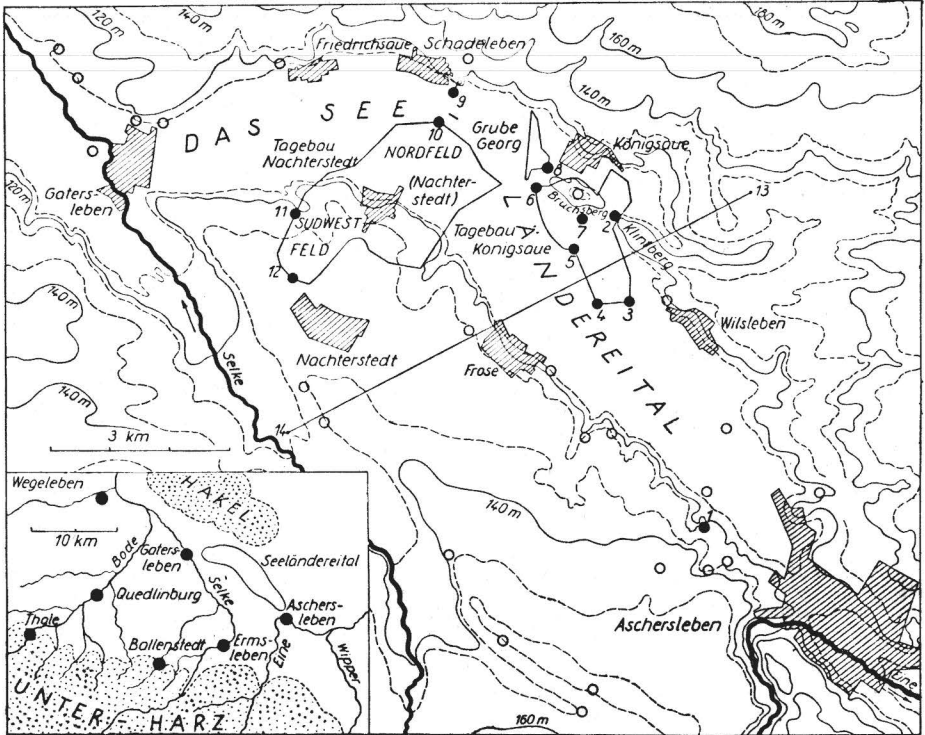


Abb. 1. Geographische Lage, Morphologie und Aufschlüsse der Ascherslebener Depression. Bezifferte Punkte: In der Arbeit beschriebene Aufschlüsse und Profilschnitte.

1 Kiesgrube 2 km nordwestlich Aschersleben; 2 Klintberg bei Königsau; 3–4 Tagebau Königsau, Südstoß (Abb. 10); 4–6 Tagebau Königsau, Weststoß (Abb. 10); 7 Tagebau Königsau, Seeufer am Südfuß des Bruchsberges; 8 Tagebau „Grube Georg“ bei Königsau; 9 Weinberg bei Schadeleben; 10 Tagebau Nachterstedt, Nordfeld; 11–12 Tagebau Nachterstedt, Südwestfeld, Weststoß (Abb. 6); 13–14 Lage der Querprofile der Abb. 4 und 5. Weitere Erläuterungen siehe S. 132

Sie verwehrt der Eine, die heute in östlicher Richtung zum Schierstedter Tal in die Wipper entwässert, wie einst der Selke und mit dieser gemeinsam der Bode zuzufließen (Abb. 1).

Die Ascherslebener Depression befindet sich direkt über dem herzynisch streichenden Ascherslebener Sattel (Abb. 2), der die Subherzyne Mulde nach Nordosten begrenzt. Er verdankt seine Entstehung dem Auftrieb des Zech-

steinsalinars und stellt heute einen schmalen Salzrücken im Diapirstadium nach Trusheim (1957) dar (Karte bei Kirsten 1928, Weissermel 1930, Primke 1962). Die Depression darüber ist mit maximal 120 m mächtigen Ablagerungen des Tertiärs gefüllt (Eozän und Oligozän – Waltemate 1956). Ihnen lagern die 35–40 m mächtigen pleistozänen Sedimente auf, so daß nur am Beckenrande tertiäre Bildungen an die Oberfläche gelangen.

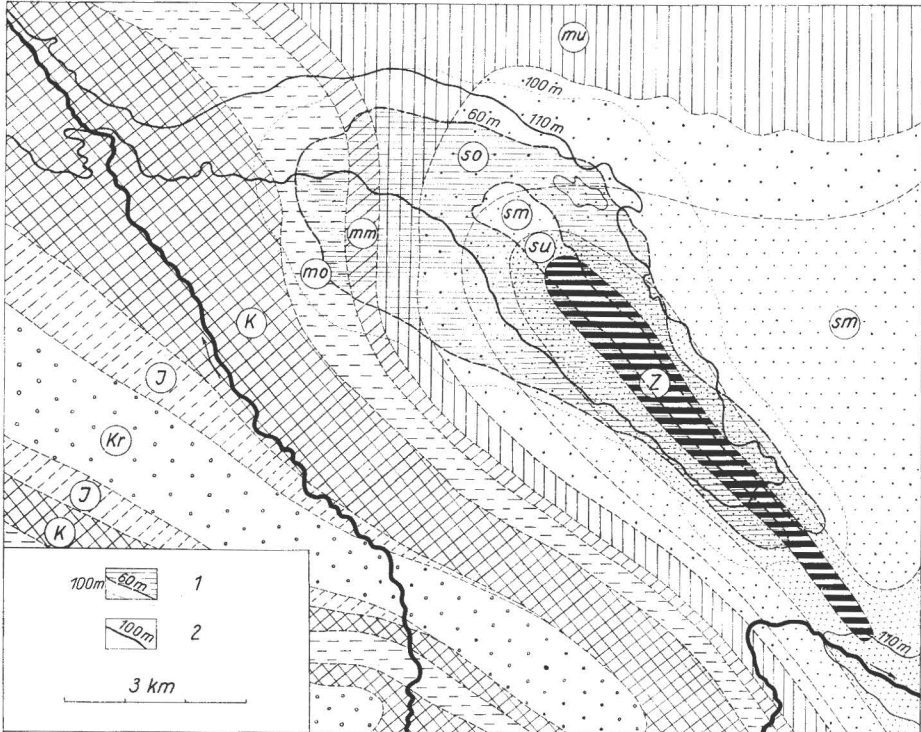


Abb. 2. Abgedeckte geologische Karte des Ascherslebener Sattels (nach Kirsten 1928, Weissermel 1930, Primke 1962 und eigenen Beobachtungen) und Lage der Depression

1 Vereinfachte Auflagerungsfläche des Tertiärs in den Randsenken; 2 jungpleistozäne Taldepression. **Kr** Kreide; **j** Jura; **K** Keuper; **mo** Oberer Muschelkalk; **mm** Mittlerer Muschelkalk; **mu** Unterer Muschelkalk; **so** Oberer Buntsandstein; **sm** Mittlerer Buntsandstein; **su** Unterer Buntsandstein; **z** Zechstein

Isohypsenkarten der Auflagerungsflächen von Tertiär und Quartär<sup>1</sup> zeigen folgendes Bild:

- a) Das Tertiär liegt, wie schon Kirsten (1928) feststellte, in zwei parallelen Randsenken, die von Aschersleben aus den Salzrücken rechts und links bei etwa 30 m ü. NN begleiten (Abb. 2). Sie sind über dem umlaufenden

<sup>1</sup> Die Kollegen aus der Markscheiderei und Technologie des VEB Braunkohlenwerke Nachterstedt gestatteten die Einsichtnahme und Benutzung von Karten und Bohrverzeichnissen; ihnen wird dafür herzlich gedankt.

Streichen des Sattels zwischen Nachterstedt und Schadeleben hufeisenförmig miteinander verbunden. Gleichzeitig erhalten sie hier ihre größte Tiefe bei  $-20$  m NN und ihre größte Breite von etwa 3 km. Der Salzlückensattel ragt in eine Höhe von durchschnittlich 80 m ü. NN auf. Die Auflagerungsfläche des Tertiärs besteht vorwiegend aus Unterem, Mittlerem und Oberem Buntsandstein, im westlichen und südwestlichen

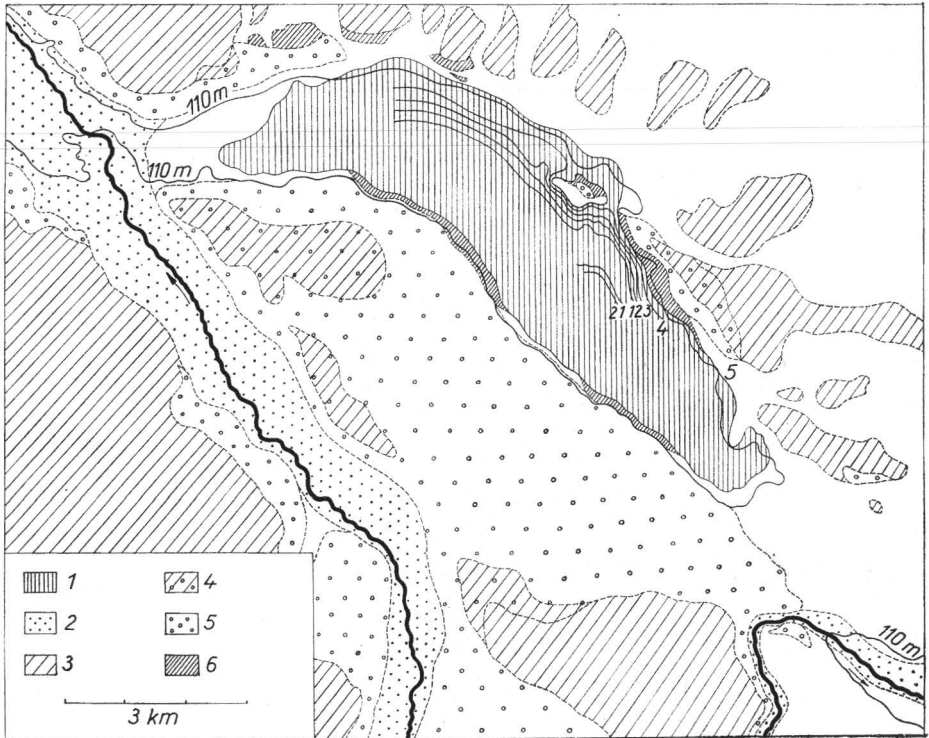


Abb. 3. Die Verbreitung des Quartärs in der Ascherslebener Depression (z. T. nach den geologischen Meßtischblattaufnahmen von Weissermel 1926).

110-m-Linie das Seeländereital; 1 holozäne Seeablagerungen; 2 Niederterrasse; 3 Geschiebemergel (Drenthestadial); 4 Geschiebemergel über der Hauptterrasse; 5 Hauptterrasse (Drenthestadial); 6 glazigene Bildungen der Elstereiszeit. Eingezeichnete Uferlinien: 1 letztes Interglazial; 2 zweites Interstadial der Weichseleiszeit; 3 fünftes Interstadial der Weichseleiszeit; 4 Alleröd; 5 Holozän. Weiße Flächen: Präquartärer Untergrund. Löß und Alluvionen mit Ausnahme der Seeablagerungen abgedeckt.

Beckenbereich auch aus den Schichtgliedern des Muschelkalkes und Unteren Keupers. In der Gegend am nordwestlichen Stadtrand von Aschersleben gelangt der Hutgips des Salzlückens bei 80 m ü. NN an die präeozäne Oberfläche. Aus dem Verlaufe der Randsenken ist zu entnehmen, daß dieser Ausstrich mindestens bis in die Gegend zwischen Königsau und Frose über die bei Primke (1962) angegebene Erstreckung hinaus zu verlängern ist und damit ungefähr 8 km Länge bei einer Breite bis zu 1 km erhält. Nach Nordwesten schließen sich dann Unterer und

Mittlerer Buntsandstein an und geben so dem Salzrücken die endgültige Länge von 9,5 km.

- b) Die Auflagerungsfläche des Quartärs (Abb. 4 u. 5) läßt wie im Tertiär zwei parallele, aber wesentlich flachere, rinnenförmige Spezialbecken erkennen, die ebenfalls den Sattel flankieren. Auch sie sind über dem umlaufenden Streichen durch ein Quertal verbunden, führen jedoch nach Westen aus dem Senkungsgebiet zum Selketal hinaus, indem sie sich hier erneut vereinigen. Ihre Achsen sind, verglichen mit den tertiären Randsenken, zur Antiklinale gewandert. Sie stellen Talbildungen dar, die einst die Eine und Schmelzwässer benutzten. Sie sind in den oberen Teil der tertiären Beckenfüllung eingeschnitten. So wird die Auflagerungsfläche des Quartärs zum größten Teil von tertiären Sanden und Braunkohlenflözen gebildet. Die Talsohle liegt durchschnittlich bei 75 m ü. NN. Der Längsriegel über dem Sattelkern, der beide Talrinnen voneinander trennt, erreicht Höhen von 90 m ü. NN und ist meist noch mit bis zu 10 m mächtigen Tertiärsanden bedeckt.

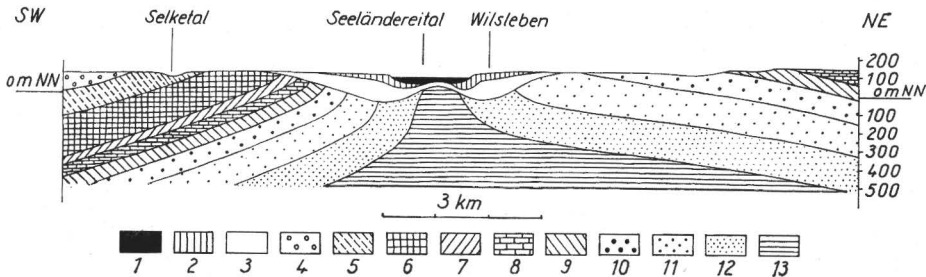


Abb. 4. Geologisches Querprofil durch den Ascherslebener Sattel (Lage auf Abb. 1 eingezeichnet) 1 Jungpleistozän und Holozän; 2 Alt- und Mittelpleistozän; 3 Tertiär; 4 Kreide; 5 Jura; 6 Keuper; 7 Oberer Muschelkalk; 8 Mittlerer Muschelkalk; 9 Unterer Muschelkalk; 10 Oberer Buntsandstein; 11 Mittlerer Buntsandstein; 12 Unterer Buntsandstein; 13 Zechstein

Während Kirsten (1928, Taf. V und VI) die Form der tertiären Senken einigermaßen genau umreißen konnte, stellte er die pleistozänen Taldepressionen nur als eine einzige „zentrale große Rinne“ dar, da die wenigen Bohrungen und die Tagebauaufschlüsse am Beckenrand zur damaligen Zeit eine genauere Rekonstruktion der Verhältnisse nicht ermöglichten.

Was aber Weissmehl (1913, 1926, 1930) während seiner Kartierungsarbeiten seit 1907 und Kirsten (1928) bei seinen Untersuchungen im Senkungsgebiet genau erkannten, betrifft Anlage und Alter des Seeländereitales. Dieses Tal durchschneidet die mittelpleistozänen Ablagerungen, die jene beiden Paralleltäler sowie weite Teile der Depression in ihrer Umgebung füllen. Es ist also jünger als der saaleeiszeitliche Gletschervorstoß in Mitteldeutschland. Nach den neueren Untersuchungen liegt es genau über dem Kern des Ascherslebener Sattels, um ähnlich wie seine älteren Vorläufer zwischen Nachterstedt und Schadeleben im spitzen Winkel über ihn nach Westen hinwegzusetzen und in das Selketal einzumünden. Seine Talsohle liegt bei 85 bis 88 m ü. NN. Sie

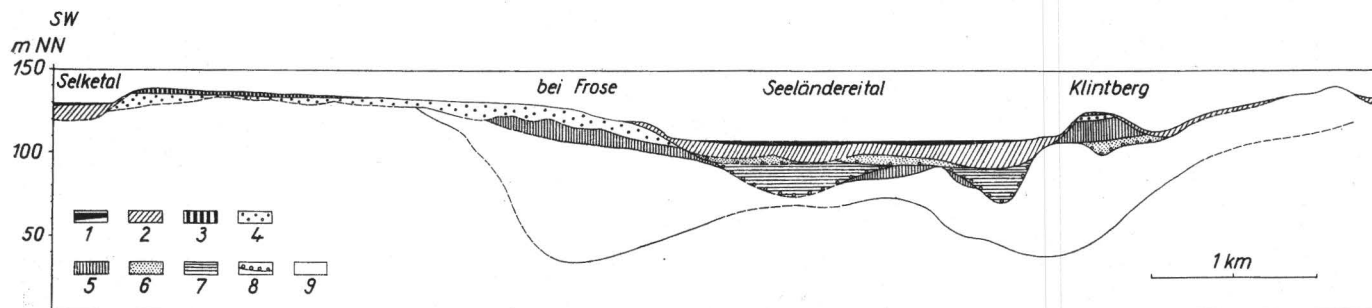


Abb. 5. Geologisches Querprofil durch die Ascherslebener Depression (Lage auf Abb. 1 eingezeichnet). Ausgezogene Linien: durch Bohrungen und Aufschlüsse gesicherte Schichtgrenzen; gerissene Linien: vermutete Schichtgrenzen.

1 Holozäne See- und Auebildungen; 2 jungpleistozäne Becken- und Talfüllungen; 3 Geschiebemergel (Drenthestadial); 4 Hauptterrasse (Drenthestadial); 5 Geschiebemergel (Elstereiszeit); 6 Schmelzwasserbildungen (Elstereiszeit); 7 Bänderton und Bänderschlufl (Elstereiszeit); 8 Denudationsrückstand; 9 tertiäre Beckenfüllung

wird wie die älteren pleistozänen Taldepressionen direkt über der Antiklinade des Sattels durch eine nur noch schwache Längsschwelle von etwa 5 m Höhe unterbrochen. Durch jungquartäre Beckensedimente wurde dieses Relief ausgeglichen. Oberflächlich ist das Tal heute bei 108–109 m ü. NN mit holozänen Seeablagerungen gefüllt (Abb. 3–5).

Der Ablauf der Depressionsbildung im Bereich des Ascherslebener Salzlückens läßt sich nun wie folgt vorstellen:

Maßgebliche Ursachen waren Salzauftrieb und Salzablaugung im Untergrund. Zunächst entstand wahrscheinlich in einer Frühphase des Salzaufstiegs ein Breitsattel. In vorgeschrittenen Stadien bildeten sich bei verstärkter Salzabwanderung an den Sattelflanken sekundäre Randsenken, zwischen diesen aber ein Salzlücken, der schließlich die Oberfläche und das Diapirstadium nach Trusheim erreichte. Im Eozän wurden die Randsenken von Sanden und Braunkohlenflözen gefüllt. Das Oberflächenrelief dieser Zeit wurde während der unteroligozänen marinen Transgression verwischt. Stellenweise sind im Hangenden der tertiären Beckenfüllung heute noch fossilreiche oligozäne Grünsande zu beobachten (z. B. Großer Bruchsberg und Klintberg bei Königsau). Im Altpleistozän befand sich die Oberfläche der Ascherslebener Depression über dem Abtragungsniveau. Durch weitere Absenkungsbewegungen über den sekundären Randsenken entstanden jedoch Leitlinien, denen bevorzugt das Oberflächenwasser folgte. So wurden erosiv jene beiden altpleistozänen Taldepressionen gebildet. Besonders die Eine und glaziäre Schmelzwässer sind daran beteiligt gewesen. Ähnlich entstand auch die jüngste Talbildung, das Seeländereital, nur daß sich jetzt mehr als zuvor jene Senkung bemerkbar machte, die durch Salzablaugung bedingt ist und die Randsenkenbildung zunächst scheinbar, dann wohl ganz beendete. Dadurch ist auch die Lage dieses Tales direkt über dem Salzlücken zu erklären. Bis zu diesem Stadium ist ein Wandern der Randsenken von allen Seiten her auf den Sattelkern hinauf bis zur Bildung einer einheitlichen ungliederten Depression zu beobachten. Der ganze Vorgang wurde dabei wiederholt während der Glazialzeiten unterbrochen.

Im Bereich des Ascherslebener Sattels sind also drei Phasen der Depressionsbildung nachweisbar:

1. Bildung von sekundären Randsenken im Tertiär.
2. Bildung der alt- und mittelpleistozänen Taldepressionen über den sekundären Randsenken.
3. Bildung des postdrenthestadialen Seeländereitales über dem Sattelkern.

Am besten geben sich die Phasen in einem Querprofil durch den Ascherslebener Sattel und die Depression zu erkennen. (Abb. 4 u. 5).

### 3. Das Quartär der Ascherslebener Depression und seiner Umgebung

Wahnschaffe (1899) entdeckte in den neunziger Jahren ein wichtiges Pleistozänprofil in den alten Tagebauen zwischen Nachterstedt und Frose am Südwestrand des Seeländereitales. Er stellte hier in einer Schichtserie von

20 m Mächtigkeit erstmalig zwei Grundmoränen fest, die von — seiner Meinung nach interglazialen — Herzynschottern getrennt wurden. Löß schloß das Profil ab. Gegen den unteren, 10 m mächtigen und blaugrauen Geschiebemergel hob sich der obere, viel sandigere mit gelber Farbe und 1,5 m Mächtigkeit ab. Die gleichen Verhältnisse fand noch Weissermel (1913, 1926) bei seinen Aufnahmen zur geologischen Spezialkartierung vor. Auch Keilhacks Beobachtungen (1922) entsprechen diesem Befund. 1930 stellte Weissermel seine Untersuchungsergebnisse über das Pleistozän des nordöstlichen Harzvorlandes in einer monographischen Bearbeitung zusammen. Er sieht in den zwei Geschiebemergeln und dem Löß darüber Repräsentanten dreier verschiedener Eiszeiten. Damit wurde das Nachterstedter Profil die Grundlage der Pleistozänstratigraphie im ganzen Nordharzvorland. Hier unterschied Weissermel zwei Flußterrassen, eine höhere mit 20–25 m und eine niedere mit 1–2 m Auenabstand: Haupt- und Niederterrasse. Er erkannte ihre kalkklimatische Natur, vor allem auch an Hand von Mollusken- und Tierknochenfunden (Wüst 1907, Schröder 1922, Weissermel 1930) und konnte mit Hilfe des stratigraphischen Befundes — auf der Hauptterrasse liegt der obere Geschiebemergel, auf der Niederterrasse der Löß — diese in die Frühphase der letzten und jene in die der vorletzten Eiszeit einstufen. Derartige für das gesamte subherzyne Becken allgemeingültige Ergebnisse kamen nochmals 1932 zur Diskussion (Weissermel, Grupe, Dahlgrün, Schriel 1932). Warmzeitliche Ablagerungen waren zu Weissermels Zeiten im Ascherslebener Gebiet noch unbekannt. Sie wurden aber in der weiteren Umgebung festgestellt: die Kalktuffe von Schwanebeck und vom Fallstein (Schröder 1922, Weissermel 1930) sowie die limnischen Bildungen von Oschersleben (Schmierer 1914, Wiegers 1932) und Ummendorf (Schmierer 1914). So gliedert sich das Quartär nach der Kenntnis der dreißiger Jahre im nordöstlichen Harzvorland wie folgt:

3. Eiszeit	Löß
Interglazial	Niederterrasse
	Kalktuff vom Fallstein
2. Eiszeit	„Jüngeres Glazialdiluvium“
Interglazial	Hauptterrasse
	Kalktuff von Schwanebeck
	Tonmergel von Oschersleben und Ummendorf
1. Eiszeit	„Älteres Glazialdiluvium“

Heute ist das Standardprofil von Nachterstedt im Südwestfeld des Tagebaues ausgezeichnet aufgeschlossen (Abb. 6). Es kann noch genauer untergliedert werden. Das „ältere Glazialdiluvium“, also der elstereiszeitliche Komplex, teilt sich in zwei Abschnitte, darauf liegen die Hauptterrasse und der Geschiebemergel der Saaleeiszeit. Alles wird von weichseleiszeitlichem Löß bedeckt. Auf einer geologischen Karte der Ascherslebener Depression (Abb. 3) und im Querprofil (Abb. 5) lassen sich alle diese Glieder erkennen.



## 3.1. Die Elstereiszeit

Es lassen sich aus den elstereiszeitlichen Ablagerungen im Gebiet der Ascherslebener Depression zwei glaziäre Zyklen abgrenzen, die beide in der Regel aus drei Teilen bestehen:

1. Vorschüttungsbildungen
2. Geschiebemergel
3. Schmelzwasserbildungen

Zwischen ihnen liegt eine kräftige Denudationsphase. Die Sedimente des unteren Zyklus sind in kleinen und talartigen Hohlformen der nachfolgenden Abtragung entgangen. Bei dieser wurden vor allem jene zwei parallelen Tal-

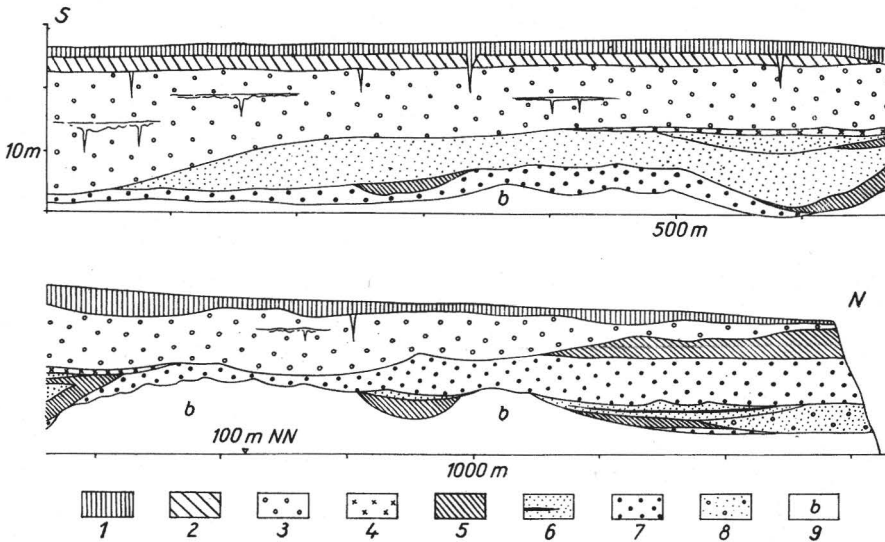


Abb. 6. Das Pleistozän außerhalb des Seeländereitales: Weststößprofil aus dem Tagebau Nachterstedt (Südwestfeld).

1 Löss (Weichseleiszeit); 2 Geschiebemergel (Saaleeiszeit); 3 Hauptterrasse (Saaleeiszeit); 4 „Basisfließerde“ unter der Hauptterrasse; 5 Geschiebemergel (Elstereiszeit); 6 Schmelzwassersand mit Bänderton (Elstereiszeit); 7 blockreiche Vorschüttungsbildungen (Elstereiszeit); 8 Schmelzwasserkies (Elstereiszeit); 9 Tertiär

depressionen, die wahrscheinlich auch schon im „Präglazial“ rechts und links des Sattels angelegt wurden, stark vertieft. Es blieb nur eine etwa 1 m mächtige Blockpackung, die aus groben Kornkomponenten des unteren Zyklus besteht, als Denudationsrückstand übrig. Im nordöstlichen Teil der Taldepression im Tagebau Königsaue (Abb. 10) ist aber noch der untere Geschiebemergel auf eine Erstreckung von 350 m mit 8–10 m Mächtigkeit erhalten geblieben. Er liegt auf einem 50 cm mächtigen Bänderton, der aus 3 m mächtigen Schmelzwassersanden hervorgeht. Im Profil des Tagebaues Nachterstedt, schon außerhalb des Seeländereitales, sind dagegen nur gering-

mächtige Geschiebemergelreste vorhanden, die auf Schmelzwasserkiesen liegen und stellenweise von mittelkiesigen und sandigen Sedimenten, in die eine 0,5 m mächtige Bank hellbraunen Bändertones eingeschaltet ist, abgelagert werden (Abb. 6). Gegen diese Bildungen ist der obere Zyklus scharf abgesetzt. Er beginnt im Bereich der Taldepressionen mit einer 15–20 m mächtigen Beckenablagerung, die zum großen Teil aus einem rotbraunen Bändertone besteht, der nach oben und zum Uferbereich in Schluffe und schließlich schräg geschichtete Sande übergeht (Abb. 10). Diese Beckenablagerung liegt direkt dem Denudationsrückstand auf. Sie füllt den unteren Teil der beiden Rinnen über den Randsenken. Nach Ablagerung des Bändertones wurde ein bis 8 m mächtiger blockreicher Kies von Norden her in die Ascherslebener Depression eingelagert. Er ist am besten im Nachterstedter Südwestfeld aufgeschlossen (Abb. 6). Kleinere Vorkommen, z. T. mit Geschiebemergel kombiniert, liegen am Klintberg, bei Schadeleben und bei Friedrichsau. Der Kies führt vor allem Muschelkalk, nordisches Kristallin, Feuerstein und „Tertiärquarzite“ in der Grobkiesfraktion und als Blöcke bis zu 1,5 m Durchmesser. Die zahllosen Muschelkalkgerölle stammen vom Hakel. Der ganze Horizont stellt die Vorschüttungsbildung eines Gletschers dar, dessen Schmelzwasser in die Ascherslebener Senke mündeten. Er geht allmählich in geringmächtige Sande über, auf denen dann der Geschiebemergel jenes Gletschers lagert. Im Nachterstedter Raum wird die Grundmoräne noch 4 m und im Klintberg östlich von Königsau 8 m mächtig. Am Ende des Zyklus entstanden erneut Schmelzwassersande, die mit 5–10 m Mächtigkeit besonders im südwestlichen Teil der Ascherslebener Depression erhalten geblieben sind und jeweils von der saaleiszeitlichen Hauptterrasse überdeckt werden. Gleichzeitig setzten im Senkungsgebiet wieder Abtragung und Erosion ein. Die Erosion folgte wie nach dem ersten Zyklus den Randsenken und erzeugte zwei durch eine Längsschwelle über dem Salzsattel voneinander getrennte Täler. Dabei wurde jener Beckenton und -sand freigelegt. An zahlreichen Stellen blieben auf diesem Blockpackungen und sandige Kiese als Abtragungsrückstände übrig (Abb. 10).

Einregelungsmessungen oblonger Geschiebe bis zu 10 cm Länge (Methode von Richter 1932) aus dem Geschiebemergel des zweiten Zyklus ergaben Eisbewegungsrichtungen, die ursächlich mit dem Relief in der Ascherslebener Depression zusammenhängen (Abb. 8). Das Eis stieß in südlicher Richtung ( $180^\circ$ ) über den Hakel hinweg in das Ascherslebener Gebiet vor. Hier traf es jene von Südost nach Nordwest gerichtete Taldepression an, deren steile Hänge eine Ablenkung der Gletscherzunge nach Südosten bewirkten. Diese ist bereits im Nachterstedter Gebiet mit  $150^\circ$  festzustellen. Östlich davon bewegte sich das Eis fast parallel zu den Höhenlinien, indem es dem west-östlich orientierten Hang des Großen Bruchsberges folgte und dann mit einer Richtung von  $120$ – $130^\circ$  in den südöstlichen Teil der Depression einbog. Diese Richtung konnte außerdem am Klintberg von Scherflächen im Geschiebemergel, die parallel zur Auflagerungsfläche am Talhang mit einem Streichen von  $135$ – $138^\circ$  verliefen, bestätigt werden.

Die Geschiebemergel beider Zyklen unterscheiden sich nur gering in ihrer Geschiebeführung (der Fraktion 6–60 mm) (Abb. 7), im Flintkoeffizienten (Verhältnis Feuerstein : nordisches Kristallin) und ihrer Farbe (Tab. 1).

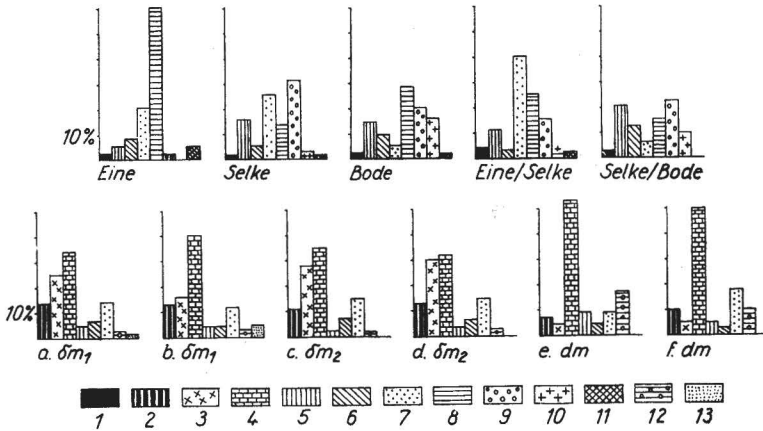


Abb. 7. Schotter- und Geschiebeanalysen von elster- und saaleiszeitlichen Ablagerungen aus der Ascherslebener Depression und ihrer Umgebung.

Obere Reihe: Flußschotter aus der drenthestadialen Hauptterrasse von Eine, Selke und Bode sowie ihrer Zusammenflüsse. Untere Reihe: unterer elstereiszeitlicher Geschiebemergel (a, b Tagebau Königsau), oberer elstereiszeitlicher Geschiebemergel (c Tagebau Nachterstedt, d Klintberg). Geschiebemergel des saaleiszeitlichen Hauptvorstoßes (e, f Tagebau Nachterstedt).

1 nordisches Material; 2 Feuerstein; 3 nordisches Kristallin; 4 Kalke (besonders Muschelkalk); 5 Kieselschiefer; 6 Quarzite; 7 Quarze; 8 Tonschiefer; 9 Grauwacken; 10 Ramberggranit; 11 Diabas; 12 Herzynmaterial; 13 Sandsteine. Der unbestimmbare Rest wurde nicht mit dargestellt.

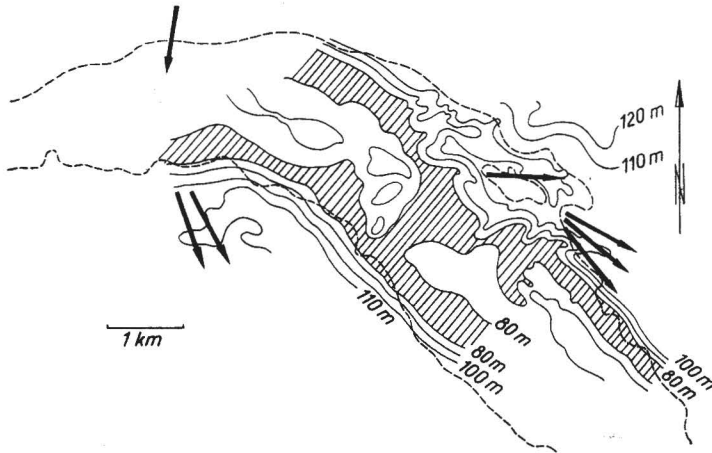


Abb. 8. Die Bewegungsrichtung des Inlandeises während des zweiten elstereiszeitlichen Vorstoßes in der Ascherslebener Depression.

Gerissene Linie: das Seeländereital; Höhenlinien: Auflagerungsfläche des Quartärs; schraffiert: Beckenfüllung aus einer Frühphase des Vorstoßes; Pfeile: Bewegungsrichtung des Inlandeises (jeweils aus 500 Längsachsenmessungen oblonger Geschiebe ermittelt)

Tabelle 1. Geschiebebestand und Farbe der elstereiszeitlichen Geschiebemergel aus Ascherslebener Depression (Durchschnittswerte von jeweils 5–15 Proben)

	unterer Geschiebemergel	oberer Geschiebemergel
Feuerstein	7,0 ‰	11,0 ‰
Nordisches Kristallin	12,2 ‰	22,0 ‰
Kalke	55,0 ‰	35,0 ‰
Kieselschiefer	6,0 ‰	5,0 ‰
Quarzite	3,0 ‰	4,5 ‰
Quarze	11,0 ‰	16,0 ‰
Herzynomaterial	2,0 ‰	1,5 ‰
Sandsteine	3,5 ‰	0,5 ‰
Rest	0,3 ‰	0,5 ‰
Flintkoeffizient	0,5–0,8	0,4–0,5
Farbe	graubraun	hellbraun bis graubraun

Der untere Geschiebemergel führt nur höhere Anteile von Muschelkalk und Buntsandstein. Das hängt wohl damit zusammen, daß der herausragende Triasrücken des Hakels dem ersten elstereiszeitlichen Eisvorstoß bessere Angriffsflächen bot als dem zweiten, der dann bereits ein abgeschliffenes und ausgeglichenes Relief vorfand. Im Gegensatz zum unteren besitzt der obere Geschiebemergel höhere Anteile nordischer Komponenten und von Quarzen. Die graubraune Färbung im Bereich der Ascherslebener Senke erhielten beide Grundmoränen bei der Aufnahme von Tertiärmaterial. In ihnen tauchen neben Braunkohlengesteinen auch oligozäne Mollusken und sandige Partien aus dem Hangenden der Flöze auf. Die Feuersteingeschiebe weisen alle noch ihre ursprüngliche, durch organische Substanz hervorgerufene schwarze oder dunkelgraue Farbe auf (vgl. Schulz 1962, S. 9). Besonders auffällig sind in beiden Moränen zahlreiche große Findlinge nordischen Kristallins (meistens Granite und Gneise). In beiden Moränen kommt zu 2,0 und 1,5 ‰ Herzynomaterial vor. Sie geben damit Aufschluß über zur Elstereiszeit noch vorhanden gewesene Reste altpleistozäner, vielleicht auch noch älterer Flußschotter, aus denen die Herzyngerölle vom Gletscher aufgenommen wurden.

Wird der Geröllbestand (Mittelkiesfraktion) der Schmelzwasserbildungen und der Denudationsrückstände beider Zyklen mit dem Geschiebemergel verglichen, fällt auf, daß die Kalkgerölle während des fluviatilen Transports auf ein Fünftel reduziert, Quarze aber relativ angereichert wurden. (Tab. 2). Dagegen ist der glazifluviatilen Vorschüttungsbildung des zweiten Zyklus ein sehr hoher Muschelkalkanteil charakteristisch. Das entspricht dem Lokalmoränentypus der auf ihr lagernden Grundmoräne.

Auffällig ist in den spätstadialen Schmelzwasserbildungen und dem Denudationsrückstand des ersten Zyklus trotz starker Reduktion der geringwiderständigen Geröllkomponenten ein bis zu 30 ‰ hoher Anteil weicher, hell- bis dunkelroter, feinkörniger und glimmerhaltiger Sandsteine oder sandiger

Tabelle 2. Geröllbestand elstereiszeitlicher Schmelzwasserbildungen aus der Ascherslebener Depression (Durchschnittswerte von jeweils 5–15 Proben)

in %	a	b	c	d	d	f
Quarze	32,2	23,0	47,0	18,5	19,2	40,8
Feuerstein	6,5	5,2	4,2	5,3	6,4	6,0
Nordisches Kristallin	7,7	9,8	4,3	9,0	16,0	5,7
Kalke	11,0	8,0	4,6	52,1	14,3	13,2
Kieselschiefer	4,8	6,0	2,5	3,2	2,6	6,0
Quarzite	3,2	9,0	2,3	3,5	5,3	4,0
Herzynmaterial	5,4	30,0	23,0	0,6	3,9	8,6
Sandsteine	23,4	—	—	0,8	27,8	6,9
Rest	5,8	9,0	12,1	7,0	4,5	8,8

a) Schmelzwassersande Zyklus 1, b) Schmelzwassersande Zyklus 2, c) im Holstein-Intergl. umgelagerte Schmelzwassersande des Zyklus 2, d) Vorschüttungsbildung Zyklus 2, e) Denudationsrückstand Zyklus 1, f) Denudationsrückstand Zyklus 2.

Letten. Sie stammen aus dem Unteren und Mittleren Buntsandstein des Ascherslebener Sattels. Ihr besonders hoher Anteil im unteren Denudationsrückstand läßt sich nur damit erklären, daß während der Erosionsphase nach dem ersten Eisvorstoß in der Ascherslebener Depression und dabei stellenweise erfolgter Abtragung der Tertiärbedeckung auch Partien des Sattelkernes intensiv angegriffen wurden. Im oberen Denudationsrückstand ist der Sandsteinanteil gering oder er fehlt völlig. Die zweite Erosionsphase hat also kaum den Sattelkern erreicht.

Den beiden glaziären Zyklen entsprechen zwei verschiedene Eisvorstöße. Damit gleicht das nordöstliche Harzvorland dem östlich anschließenden Gebiet von Saale, Elster und Mulde, in dem schon längere Zeit zwei elstereiszeitliche Eisvorstöße bekannt sind (Grahmann 1934, Eissmann 1961, 1964, Schulz 1962, Ruske und Wünsche 1964). Eine echte Interstadialbildung zwischen beiden Zyklen wurde nicht festgestellt. Es ist lediglich jene Phase kräftiger Abtragung und Erosion nachzuweisen, die in einem spätstadialen Zeitabschnitt stattfand. Eine gleichartige Phase schließt den zweiten Zyklus ab und leitet zum Holstein-Interglazial über.

### 3.2. Das Holstein-Interglazial

Während der Schmelzwassererosion nach dem zweiten elstereiszeitlichen Eisvorstoß entstand das holstein-interglaziale Gewässernetz. Das bedeutete für die Ascherslebener Depression die Existenz eines breiten, nach Nordwest gerichteten Tales, das durch jene Längsschwelle über dem Ascherslebener Sattel in zwei parallele Längsrinnen geteilt wurde. In dieses Tal mündete bei Aschersleben die Eine, um nach Nordwesten zur Selke zu fließen. Die südlich und südwestlich der Depression liegende Hochfläche wurde in dieser Zeit von zahlreichen Bachläufen und Wasserrissen, die nach Norden zur Eine entwässerten, durchfurcht. In einer Kiesgrube am Südrand der Seeländereien ist heute ein solcher Bachlauf angeschnitten worden. Er ist mit Schräg-

schichtungskörpern gefüllt, die an der Basis mit bei starker Strömung entstandenen Kiesen und Sanden beginnen (Tab. 2, c). Diese gehen nach oben in verwitterte sandige und schluffige Mudden über, die bei schwach strömendem oder stehendem Wasser abgelagert wurden. Auf den ehemaligen organogenen Sedimentanteil deuten vereinzelte Characeenoogonien, Mollusken und zahlreiche Ostrakoden. Ab und zu tauchen auch Knochen von Großsäugern auf (*Equus* sp.). Die ganze Rinnenfüllung wird diskordant von der Einehauptterrasse überlagert. Die tiefste Stelle der Rinne liegt bei 120 m ü. NN. Da sie sich nicht weit vom ehemaligen interglazialen Einetal befand, muß für dessen Sohle eine Höhe von wenigstens 115 m ü. NN angenommen werden.

### 3.3. Die Saaleeiszeit

Zu Beginn des Drenthestadials wurde die Hauptterrasse von Bode, Selke und Eine aufgeschottert. Mit dem Vorstoß des nordischen Inlandeises wurde diese Akkumulation beendet. Zunächst drang das Eis jedoch nur mit kleinen Gletscherzungen in die nach Nord gerichteten Flußtäler ein (Basalvorstoß, Schulz 1962). Nach dem Abschmelzen dieser Zungen bis zu einer unbekanntem Stillstandslage lebte die Aufschotterung der Hauptterrasse noch einmal kurz auf. Erst mit dem Eis-Hauptvorstoß wurde sie endgültig abgeschlossen. Mit dieser Abfolge entspricht das nordöstliche Harzvorland dem Saalegebiet (Schulz 1962, Ruske 1964). Kleinere Vorstöße nach dem Abschmelzen des Haupteises haben den Raum südlich des Hakels nicht mehr erreicht. Im Warthestadial fanden hier nur noch periglaziale Vorgänge statt.

#### Die Hauptterrasse:

Die gesamte Ascherslebener Depression ist Akkumulationsraum für die frühdrenthestadialen Flußläufe von Eine und Selke gewesen. Ihr mit „Hauptterrasse“ bezeichneter Schotterkörper verbreitert sich hier auf 9–10 km und erreicht an den tiefsten Stellen des Beckens Mächtigkeiten von 25 m. Er füllt also nicht nur die beiden Paralleltäler des Holstein-Interglazials. Das hängt mit weiteren Absenkungen zusammen, die durch den Verlauf der Auflagerungsfläche der Terrasse deutlich werden. Diese erreicht im Senkungsgebiet 100 m ü. NN, liegt also bei gleichbleibendem Gefälle der Terrassenoberfläche bis zu 10 m tiefer als stromab außerhalb des Senkungsgebietes. Mit normaler Mächtigkeit von 5–15 m kann die Hauptterrasse als sehr deutliches morphologisches Element stromauf bis in den Unterharz verfolgt werden. Hier wird sie mitunter von Felsterrassen ohne Schotterauflage abgelöst, bis sie allmählich ganz verschwindet. Im Gegensatz dazu setzt bei der Bode die Hauptterrasse sehr plötzlich nach Verlassen der Talschlucht am Gebirgsrand bei Thale ein. Sie liegt hier bereits 50 m tiefer als Eine und Selke und verbreitert sich zu einem großen Schotterfächer, da sie hier im Vorland nur wenig Gefälle besitzt.

Weissermel hat schon 1930 die Hauptterrasse im nordöstlichen Harzvorland eingehend beschrieben. Hier soll deshalb auf ihre ausführliche Darstellung verzichtet werden. Auch die nach der vermutlichen Terrassenmächtigkeit rekonstruierten Gefällsprofile ergeben keine besonderen Abweichungen von den Profilen bei Weissermel (1930, Taf. 3). Hier sollen nur einige Auenabstände von Unter- und Oberkante der Terrasse angegeben werden (Tab. 3).

Aus dieser Darstellung wird vor allem ersichtlich, daß die frühweichseleiszeitliche Niederterrasse, deren Oberkante 2–3 m über der Aue liegt, die Hauptterrasse bereits unterhalb von Gatersleben kreuzt.

Tabelle 3. Auenabstand der Hauptterrasse im nordöstlichen Harzvorland

	Unterkante	Oberkante
Eine		
bei Harkerode	5 m	15 m
bei Aschersleben	– 5 m	18 bis 20 m
Selke		
bei Meisdorf	3 bis 5 m	15 bis 18 m
bei Gatersleben	– 5 m	15 m
Bode		
bei Thale	3 bis 5 m	22 m
bei Wegeleben	unter der Aue	15 m

Weissermel (1930) beobachtete eine Zweiteilung der Bodehauptterrasse unterhalb von Quedlinburg. Ludwig (1958) konnte diese in einigen weiteren Aufschlüssen bei Quedlinburg, Ditfurt und Weddersleben ebenfalls feststellen. An den Talflanken liegt hier unter einem grauen, unverfärbten Teil des Schotterkörpers mit deutlicher Abgrenzung ein unterer, sekundär rotbraun bis gelbbraun verfärbter Terrassenteil. Die Färbung, die durch rostige Überzüge der Gerölle bedingt ist, nimmt nach unten allmählich ab. Die Abgrenzung nach oben wird durch einen Froststrukturhorizont deutlich, der vom oberen grauen Terrassenteil gekappt wird. Mitunter besitzt der oberste Horizont des unteren Terrassenteiles einen höheren Feinerdegehalt und verwitterte, wenig widerständige Gerölle (Tonschiefer, Diabase und Ramberggranit). In der Hauptterrasse von Eine und Selke konnte eine derartige Zweigliederung nicht festgestellt werden (im Gegensatz zu Ludwig 1958), noch nicht einmal in den großartigen Aufschlüssen der Ascherslebener Depression. Hier ist der untere Teil des Schotterkörpers demnach schon abgetragen oder gar nicht gebildet worden. Dafür beginnt hier die Hauptterrasse mit einer sogenannten „Basisfließerde“ (Abb. 6). Diese sowie mehrere, nur auf kleine Strecken aushaltende Froststrukturhorizonte mit Frostspalten, die bei kurzen, lokalen Sedimentationsunterbrechungen entstanden, beweisen ausnahmslos die kaltklimatische Natur dieser Aufschotterung. Faunistische Reste gehören kältevertragenden Großsäugern an (*Parelephas trogontherii* Blumenb., *Coelodonta antiquitatis* Blumenb., *Equus germanicus* Nehr., mehrere Boviden aus dem Tagebau Nachterstedt. – Neufunde und Weissermel 1930). Die Einehauptterrasse enthielt im Oberlauf an der Basis eine kaltklimatische Molluskenfauna (Weissermel 1930), die eine artenreichere Parallele in einer ähnlichen Fauna aus der dem Arbeitsgebiet benachbarten Holtemmehauptterrasse findet (Wüst 1907, Schröder 1922, S. 21–29; 1928, S. 32).

Mit Hilfe zahlreicher Schotteranalysen der Mittelkiesfraktion wurde die Hauptterrasse von Eine, Selke und Bode charakterisiert (Abb. 7). Die beiden Terrassenteile der Bode können kaum unterschieden werden. Sonst wurden

noch allgemein-geologische Vorgänge wie das Verhältnis zwischen Transportweg, Abrieb und relativer Anreicherung widerständiger Komponenten oder Stromstrichverlagerungen beim Zusammenfluß von Eine und Selke und die Änderung der Schotterzusammensetzung dabei untersucht.

Sie sollen hier nicht zur Diskussion kommen.

### Der Basalvorstoß

In der Hauptterrasse von Selke und Eine konnte an drei Stellen die Einlagerung einer bis 1,2 m mächtigen Geschiebemergelbank oder einer Steinsohle aus großen Geschieben beobachtet werden (Kiesgruben von Gatersleben und Welbsleben). Es handelt sich dabei um die Grundmoräne eines Talgletschers, der noch während der Aufschotterung der Hauptterrasse in das Eine- und wahrscheinlich auch das Selketal vordrang.

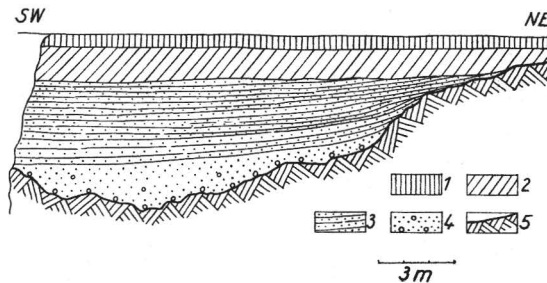


Abb. 9. Ablagerung eines drenthestadialen Eisstausees im Selketal südlich von Meisdorf.  
1 Hangschutt und umgelagerter Löß; 2 Geschiebemergel des Hauptvorstoßes; 3 Bänder-  
ton; 4 Schmelzwassersand; 5 Selkegrauwacke

### Der Hauptvorstoß

Fast im gesamten Bereich der Ascherslebener Depression liegt auf der Hauptterrasse in zusammenhängender Decke der Geschiebemergel des Hauptvorstoßes (Abb. 6). Er ist durchschnittlich 1,5 bis 2,0 m mächtig und greift nach Süden über das Senkungsgebiet hinweg. Im übrigen Bereich des Arbeitsgebietes bedeckt er vor allem die Hochflächen bis zum Gebirgsfuß, wo der Hauptvorstoß seine maximale Randlage erreichte. Hier schickte das Inlandeis kleine Gletscherzungen in die Gebirgstäler hinauf. Vor ihnen entstanden Staubecken, in denen sich Schmelzwassersande und Bändertone absetzten. Im Wippertale fand der Talgletscher bei Vatterode mit einem solchen Bänder-tonbecken sein Ende (Hoppe 1936, S. 65–66). Im Selketal liegen einige Kilometer südlich von Meisdorf 4 m mächtige Staubeckenabsätze auf der Hauptterrasse, die hier als Felsterrasse ausgebildet ist (Abb. 9 – Schulz 1962). Der Selketal-gletscher rückte über diese Eisrandbildungen hinweg noch ein weiteres Stück talauf und hinterließ eine 1,5 m mächtige Grundmoräne. Erst am Galgenberg bei Ballenstedt findet sich die nächste Eisrandbildung in Form grober Schmelzwasserkiese, die stellenweise in breiten Kolken im Kreide-sandstein zurückblieben (Weissermel 1930). Noch weiter westlich war die Teufelsmauer ein größeres Hindernis für den Gletscher und bestimmte so die Randlage.



Die zahlreichen tiefen Kolke, die in Kreidesandsteinen östlich von Radisleben aufgeschlossen wurden, stellen keine Eisrandbildungen dar, sondern sind Erzeugnisse subglaziärer Schmelzwässer.

Den Geschiebebestand, der durch hohe Anteile von Muschelkalk und im Talgebiet von Hauptterrassenschotter charakterisiert wird, zeigt Tab. 4, während in Tab. 5 die elster- und saaleeiszeitlichen Geschiebemergel miteinander verglichen werden.

Tabelle 4. Geschiebebestand und Farbe saaleeiszeitlicher Geschiebemergel aus der Ascherslebener Depression (Durchschnittswerte von jeweils 6 Proben)

	Basalgrundmoräne	Hauptgrundmoräne
Feuerstein	5,5 %	7,0 %
Nordisches Kristallin	2,0 %	5,5 %
Kalke	31,0 %	54,0 %
Kieselschiefer	2,5 %	7,0 %
Quarzite	1,5 %	2,3 %
Quarz	20,0 %	13,5 %
Herzynmaterial	17,0 %	11,0 %
Sandstein	15,0 %	—
Rest	5,5 %	—
Flintkoeffizient	2,3 bis 2,8	0,9 bis 1,8
Farbe	braun	ockergelb bis gelbbraun

Tabelle 5. Petrographische Unterschiede elster- und saaleeiszeitlicher Geschiebemergel aus der Ascherslebener Depression

	obere und untere Grundmoräne der Elstereiszeit	Basal- und Hauptgrundmoräne der Saaleeiszeit
Farbe	graubraun	ockergelb — gelbbraun — braun
Beschaffenheit	mergelig	sandig
Geschiebe	zahlreiche große bis sehr große Geschiebe	große Geschiebe selten
Muschelkalkanteil	mäßig bis hoch	sehr hoch
Flintkoeffizient (Feuerstein : Nordisches Kristallin)	0,4 bis 0,8	0,9 bis 2,8
Farbe der Feuersteine	grau, unverwittert	gelb bis gelbbraun, weiß, verwittert

### Die Zeit nach dem Hauptvorstoß und das Warthestadial

Am Ende des Drenthestadials gehörte die Ascherslebener Depression zum Entwässerungssystem des abschmelzenden Inlandeises. Über dem Salzrücken des Ascherslebener Sattels wurde nun zum dritten Male seit dem ersten elstereiszeitlichen Eisvorstoß von erodierenden Schmelzwässern eine herzynisch streichende Talrinne, das schon oft genannte Seeländereital, ausgeräumt. Dabei wurde der gesamte drenthestadiale Komplex von Geschiebemergel und Hauptterrasse bis in hangende Partien der elstereiszeitlichen Ablagerungen durchschnitten. Auf Grund ausklingender Senkungsbewegungen über den Randsenken der Depression erhielt auch das Seeländereital stellenweise eine Gliederung in zwei flache Spezialrinnen, die durch eine nur noch bis zu 5 m hohe Längsschwelle getrennt wurden. Das Tal bildete die nordwestliche Fortsetzung einer Schmelzwasserrinne, die von Sandersleben und Freckleben her zunächst dem Wippertale folgte, dann bei Aschersleben die von Süden kommende Eine aufnahm und westlich der Ascherslebener Senke über das Bodetal zum Oscherslebener Bruche entwässerte.

Im Warthestadial diente das Tal sehr wahrscheinlich noch der Eine zum Abfluß nach Nordwesten. Dabei wurden bis zu 8 m mächtige sandige Kiese abgelagert, die aber vor allem aus Abtragungsprodukten der Umgebung bestehen. Da sie deshalb sehr viel umgelagertes Material der Hauptterrasse enthalten, läßt sich der warthestadiale Eineschotter nur schwer nachweisen. Nach der fluviatilen Sedimentation entstanden lokal bis zu 1,5 m mächtige Fließerden, die besonders im Nachterstedter Nordfeld an der Basis der jungpleistozänen Beckenfüllung aufgeschlossen worden sind.

#### 3.4. Das Jungpleistozän und Holozän

In der Zeit vom Ende des Warthestadials bis in das letzte Interglazial hinein wurde die Eine im Raum von Aschersleben nach Osten zum Schierstedter Tal abgelenkt. Dadurch wurde das Seeländereital zu einem toten Talarm. Gleichzeitig geriet der Talboden infolge von Absenkungsvorgängen unter das bei etwa 110 m (über dem heutigen Meeresspiegel!) gelegene Abtragungsniveau. Seitdem bildet das Seeländereital ein Seebecken, in dem ein etwa 20 m mächtiger jungquartärer Sedimentkomplex abgelagert wurde. Die Entwässerung des Sees war nur nach Nordwesten zum Selketal möglich. Die Höhenlage dieses Abflusses und somit auch der Seeufer wurde zunächst durch die ständige Aufschotterung der Selkeniederterrasse, schließlich aber durch deren zuletzt erreichte konstante Oberflächenlage bestimmt. Sie betrug also etwa 105–110 m ü. NN. Durch ständige Absenkung des Seeuntergrundes transgredierte ständig der See, so daß er im Atlantikum kurz vor seiner Verlandung die größte Ausdehnung erreichte.

Die Sedimentation im Seebecken war dem jungquartären Klimawechsel unterworfen. Auf diese Weise entstanden 11 Sedimentationsfolgen (Ia<sub>1</sub>, Ia<sub>2</sub>, Ib, II–IX), die durch die Absenkung des Seebodens konkordant übereinander abgelagert wurden und nur durch sie der Abtragung entgingen. Ihre stratigraphische Fixierung richtet sich vor allem nach folgenden Punkten:

- a) Die untere Begrenzung ist durch die spätwarthestadiale bis frühinterglaziale Seebeckenbildung gegeben. Die ersten Seesedimente stellen den limnischen Teil von Sedimentationsfolge Ia<sub>1</sub> dar.

- b) Nach oben wird der Sedimentkomplex durch die limnischen Bildungen der Folge IX, die im Holozän entstanden sind, aber vor allem durch einen wichtigen Leithorizont in Folge VIII begrenzt. Bei diesem Horizont handelt es sich um eine Schicht von jenem in Mittel- und Südwestdeutschland wiederholt beobachteten Laacher Bimstuff aus der Eifel (Frechen 1953, 1959), der so die limnischen Ablagerungen der Folge VIII der späteiszeitlichen Allerödschwankung zuweist. Spätglazial und Holozän aus dem Seeländereital wurden bereits von H. Müller (1953) pollenanalytisch untersucht. Dabei gelang es ihm, auch die Böllingschwankung festzustellen. Sie kann mit limnischen Ablagerungen aus der Sedimentationsfolge VII gleichgesetzt werden.

Die Profilaufnahmen aus dem Tagebau Königsau (Abb. 10) sind Schnitte durch die vollständige jungquartäre Sedimentserie im nordöstlichen Teil des Seeländereitales. Die Karte der Abb. 3 zeigt den beobachteten Verlauf der Uferlinien der hauptsächlichen Sedimentationsfolgen. Sie verdeutlicht, daß zu Beginn der Seebildung der Talboden noch in Längsrinnen über den innersten Zonen der sekundären Randsenken gegliedert war. Die Längsschwelle über dem Sattelkern zwängte die Seen der ersten Folgen Ia<sub>1</sub>, Ia<sub>2</sub> und Ib in die nordöstliche Spezialrinne ein. Erst in der Gegend südlich und südwestlich des Großen Bruchsberges verbreiterten sie sich und deuten damit eine Verbindung mit der südwestlichen Spezialrinne an. Die jüngeren Seen transgredierte immer weiter über die Längsschwelle und äußeren Uferbereiche hinweg. Das randsenkenbedingte Beckenrelief wurde dadurch ausgeglichen. Trotz vorherrschender Salzablaugung im Bereich des Salzrückens erfolgte aber eine schwache Senkung über den Randsenken bis in die jüngste Zeit hinein. Das beweist die Verbreitung der Sedimentationsfolge VII: In der Böllingschwankung entstanden nur kleine Tümpel an den tiefsten Stellen des Seebeckens. Diese befinden sich ausgerechnet über den sekundären Randsenken nordöstlich des Sattelkerns. Auch die Seen der Folgen III, V und VI, die nicht zur vollen Ausbildung gelangten und zuweilen nicht über das Tümpelstadium hinausgingen, liegen bevorzugt im Beckenbereich über den Randsenken. Außerdem wurden hier die mächtigsten limnischen Sedimentpakete gebildet (vgl. Abb. 10). Jede Sedimentationsfolge besteht aus drei Abschnitten: einem unteren fluviatilen (1), einem mittleren limnischen (2) und einem oberen periglazialen Abschnitt (3). In vollständiger Ausbildung sieht eine solche Gliederung wie folgt aus (siehe auch Abb. 13):

Steinsohle (Denudationsphase)				
3	Frostspalten und Fließerden Kryoturbationen Tropfenböden			
2	sandige tonig/schluffige sandige	} Seesedimente (Mudden)	Anmoore und Torfe	} Ufer- bildungen
1	sandige kiesige	} fluviatile Sedimente		
Steinsohle (Denudationsphase)				

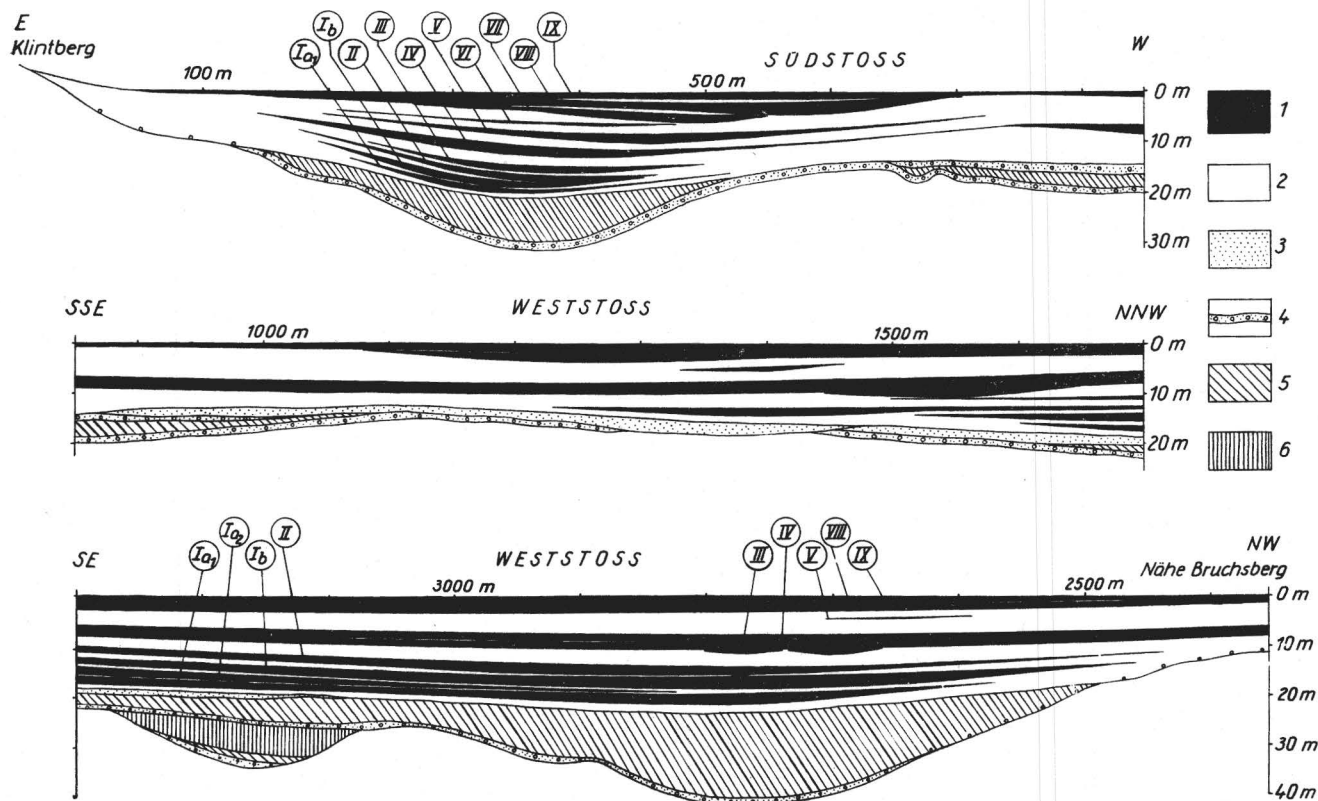


Abb. 10. Schnitt durch die jungquartäre Sedimentserie im Seeländereital, Tagebau Königsau. Ia<sub>1</sub>, Ia<sub>2</sub>, Ib, II—IX: Sedimentationsfolgen. 1 limnische Bildungen der Sedimentationsfolgen; 2 fluviatile und periglaziale Bildungen der Sedimentationsfolgen; 3 Denudationsrückstand der Saaleeiszeit; 4 Denudationsrückstände der Elstereiszeit; 5 tonig-schluffige gewarvte Beckenfüllung der Elstereiszeit; 6 Geschiebemergel des ersten elstereiszeitlichen Eisvorstoßes

In dieser Folge, die jeweils von zwei Denudationsphasen eingeschlossen wird, ist von unten nach oben eine Korngrößenabnahme, dafür aber eine Zunahme des Kalkgehalts und organogenen Sedimentanteils zu beobachten. Die beiden letzten Größen erreichen im mittleren Abschnitt Maximalwerte, werden aber gemeinsam mit der Korngröße im periglazialen Abschnitt erneut geändert. Vor allem verschwindet in diesem der organogene Sedimentanteil.

Im fluviatilen Abschnitt wurden hin und wieder Reste kältevertragender Großsäuger gefunden. In den limnischen Ablagerungen dagegen treten Pflanzen- und Tiergesellschaften kühltemperierten bis gemäßigten Klimas auf. Die Periglazialbildungen des hangenden Abschnitts sprechen ohnehin für kaltes Klima. Jede Sedimentationsfolge entspricht demnach einem klimatischen Kleinzzyklus, dessen Verlauf man sich wie folgt vorstellen kann:

Eine Denudationsfläche, die mitunter als Steinsohle ausgebildet sein kann, entstand durch Deflation während des stadialen Höchststandes mit mehr oder weniger kaltaridem Klima und durch schwache Erosion fließenden Schmelzwassers in der anschließenden Phase, die durch Wiedererwärmung und Feuchtigkeitzunahme gekennzeichnet war. In dieser setzte außerdem bei noch fehlender Vegetation verstärkt Abtragung in der Umgebung des Sees ein. Die Abtragungsmassen wurden in Form von Deltaschüttungen im Seebecken abgelagert. Sie bilden den unteren fluviatilen Teil einer Sedimentationsfolge. Gleichzeitig füllte sich das Seebecken mit Wasser. Abtragung und fluviatile Sedimentation ließen zu jenem Zeitpunkt nach, zu dem sich im weiteren Verlaufe der Klimaänderung die Vegetationsdecke zu schließen begann. Das macht sich in der Folge als Kornverfeinerung bemerkbar. Damit entwickelte sich ein stehendes Gewässer mit organogener Muddeproduktion im Becken und Anmoor- und Torfbildungen am Ufer. Die Klimaschwankung führte zu Interglazial oder Interstadial.

Mit der folgenden Temperaturerniedrigung hörte die organogene Sedimentbildung auf, es wurden gelegentlich wieder Sande eingeschwemmt, die Vegetationsdecke verschwand, und der Bodenfrost wurde wirksam. Dieser erzeugte mit der laufenden Temperaturerniedrigung und Zunahme der Aridität eine bestimmte Abfolge von Froststrukturen: Tropfenböden – Kryoturbation – Fließerden und Frostspalten. Gleichzeitig wurde die offene Wasserfläche reduziert, schließlich verschwand der See ganz. Die Froststrukturen wurden im kalt-ariden Klima des neuen Stadials inaktiv und mit neu einsetzender Deflation begann die nächste Sedimentationsfolge.

Die generelle Strukturabfolge vom Tropfenboden über Kryoturbation zu Fließerden und Frostspaltengeneration wurde wiederholt beobachtet (Abb. 11). Tropfenböden, die keine eigentliche Froststruktur darstellen, werden als Schwereausgleichsbewegungen im stark hydratisierten Mollisol erklärt (Abb. 11b. Im Sinne von W. v. Bülow 1964). Als Anreicherungs-horizont für das in der Suspension herabsinkende Material muß die obere Front des Dauerfrostbodens angesehen werden. Daraus lassen sich in mehreren Fällen sommerliche Auftautiefen von mindestens 2 bis 3 m ermitteln. Die Tropfenböden sind meist kryoturbat überprägt. Bei Kryoturbationen wurden sämtliche Formen von der feinsten Verfäلتelung bis zu starken Pressungen und Verwürgungen festgestellt. Dabei sind mitunter liegende Partien bis zu 1 m Höhe ins Hangende aufgepreßt worden (Abb. 11d). Manche Kryoturbationen erwiesen sich bei der näheren Untersuchung als Steinnetzboden mit Feinerdekernen von 0,5 bis 1,0 m Durchmesser (Abb. 11c). Fließerden sind besonders in Ufernähe der einzelnen Seen ausgebildet und können bis zu 4 m mächtig werden. Ab und zu sind Solifluktsdecken im ganzen Seebecken verbreitet.

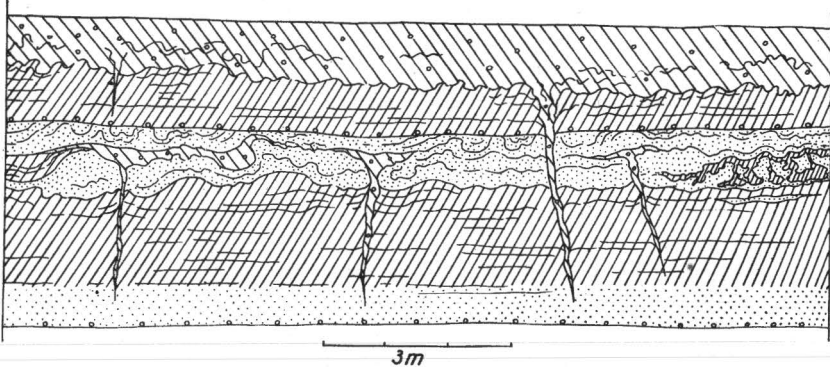
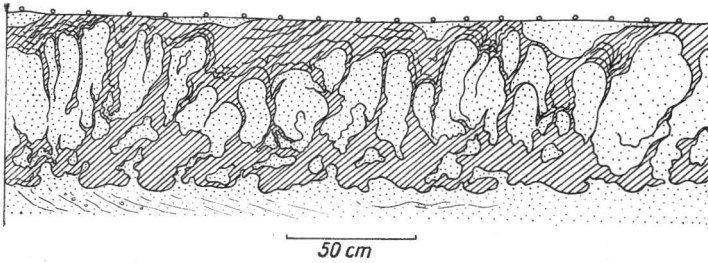
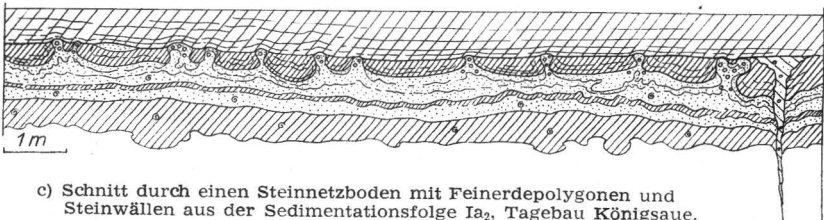
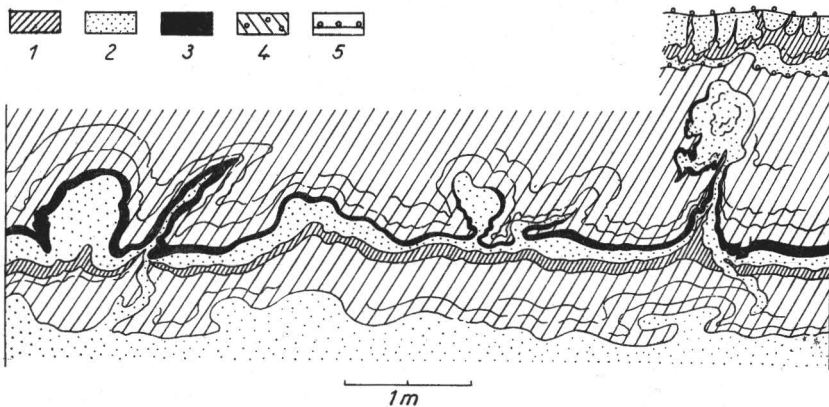


Abb. 11. a) Die Gliederung der Sedimentationsfolgen Ib und II im Tagebau Königsau



b) Schnitt durch einen Tropfenboden aus der Sedimentationsfolge Ib, Tagebau Königsau

c) Schnitt durch einen Steinnetzboden mit Feinerdepolygonen und Steinwällen aus der Sedimentationsfolge Ia<sub>2</sub>, Tagebau Königsau.d) Kryoturbation aus der Sedimentationsfolge Ia<sub>2</sub>, Tagebau Königsau.  
1 Mudde, 2 Sand, 3 Torf, 4 Fließerde, 5 Denudationsfläche

Das Material, das sie führen, stammt vorwiegend aus sandigen Uferzonen. Fließlöß ist in ufernahen Beckenteilen im Bereich der Sedimentationsfolgen V bis VII eingelagert. Autochthoner Löß selbst fehlt im Seeländereital. Nur in den generell nach Nord und Süd verlaufenden Nebentälchen ist er mit maximal 6 m Mächtigkeit zur Ablagerung gekommen. Meist liegt er an den nach Ost situieren Talflanken, füllt kleinere Talungen ganz aus und überzieht die Hochflächen mit dünnen Decken. Es ist anzunehmen, daß das nach Nordwest und Südost offene Seebecken bei generell aus Nordwest und West kommenden Lößwinden Ausblasungsraum und kein Sedimentationsraum für Löß gewesen ist. Dabei entstanden in den kalt-ariden Abschnitten jene Denudationsflächen (Steinsohlen!), die die Sedimentationsfolgen voneinander trennen. Erst bei spätweichseiszeitlichen Umlagerungsvorgängen gelangte sekundär Löß als Fließlöß oder Feinantel der Fließerden ins Seebecken hinein.

In 6 Sedimentationsfolgen sind mit unterschiedlicher Intensität Frostspaltennetze ausgebildet worden. In manchen Fällen werden die Spalten bis zu 6 m tief und 2 m breit. Sie sind nach dem Austauen des Bodeneises durch nachsackendes Material gefüllt worden und treten heute als Eiskeilpseudo-morphosen in Erscheinung (Abb. 11). Die Polygondurchmesser können 20 bis 60 m betragen! In Uferbereichen wurden Eiskeilpolygone beobachtet, die nur 3 bis 10 m Durchmesser besitzen.

Überall, wo Regelationsstrukturen auf dem Wege der Dehydratation beim Gefrieren (Schenk 1955) entstanden sind, ist das Sediment rotbraun bis ockerbraun gefärbt. Diese Färbungen sind auf Ausscheidungen eisenhaltiger Verbindungen beim Gefrieren des Bodenwassers zurückzuführen.

Die periglaziale Abfolge ist namentlich in Abhängigkeit von der Auftautiefe des Bodens und seiner Durchfeuchtung zu verstehen. Die Auftautiefe nimmt mit dem Gehalt an nicht im Eis gebundenen Bodenwasser zum kalt-ariden Klimastand eines Stadials ab. Für die Tropfenböden wurde eine notwendige Mindestauftautiefe von 2 bis 3 m ermittelt. Kryoturbationen entstanden als Druckausgleich zwischen der Dauerfrostbodenfront und der Oberflächenfront der Wiedergefrorenis, also in einem bereits reduzierten Auftauboden. Bei flachgründigen Auftauböden verstärkte sich die Solifluktion des stark hydratisierten Bodens, und nur jetzt erst wurden Frostspalten erhaltungsfähig. Im tiefgründigen Auftauboden hingegen wurden sie nach jedem Winter wieder weitgehend zerstört, sofern nicht mächtige Eiskeilfüllungen vorlagen. Solifluktion fand auch noch während und nach der Frostspaltenbildung statt, denn Fließerden führten über diese hinweg oder füllten sie nach dem Tauen des Bodeneises. Im kalt-ariden Klima wurden die Froststrukturen immer mehr inaktiv, schließlich setzte Denudation in Gestalt von Deflation ein.

#### Die Sedimentationsfolgen (Abb. 13)

##### Sedimentationsfolge Ia<sub>1</sub>

Die etwa 1 m mächtigen limnischen Bildungen der Sedimentationsfolgen Ia<sub>1</sub> liegen sandig-kiesigen Sedimenten des Warthestadials auf.

Sie bestehen aus gelblichweißen bis weißen, seekreideähnlichen Kalkmudden, geschichteten graugrünen Tonmudden und Schillmudden, während telmatische Bildungen an den ehemaligen Ufern als holzreiche Sumpftorfe und Anmoorböden

beobachtet wurden. Besonders im Ostteil des Nachterstedter Nordfeldes liegen ganze Verlandungssukzessionen, die von den Ablagerungen eines offenen Sees in Gestalt von Kalkmudden über Flachmoortorfe, Sumpftorfe und Anmoore mit kräftiger Humifizierung verliefen.

Ostrakoden- und Molluskenuntersuchungen sowie einige schon durchgeführte Pollenanalysen<sup>1</sup>, die den Nachweis eines Eichenmischwaldes mit hoher Beteiligung der Hasel erbrachten (5 % EMW-Pollen, 110 % *Corylus*), lassen darauf schließen, daß die Kalkmudden von Ia<sub>1</sub> in einem Interglazialklima abgelagert wurden. Nach der stratigraphischen Position kann nur das letzte Interglazial in Frage kommen.

Im Hangenden der Mudden von Ia<sub>1</sub> lassen sich die ersten jungpleistozänen Froststrukturen beobachten: schwache Kyroturbationen, ganz vereinzelt bis zu 1 m tiefe Frostspalten und ein Polygonboden (Abb. 11 c). Fließerden wurden kaum ausgebildet. Mit diesen Froststrukturen ist die erste Kälteschwankung der Weichselzeit gefaßt. Ein extrem kalt-arides Klima wurde aber bei weitem nicht erreicht.

#### Sedimentationsfolge Ia<sub>2</sub>

Über den Periglazialbildungen der Folge Ia<sub>1</sub> liegt mit ungestörter horizontaler Schichtung die 0,5 bis 1,0 m mächtige kalkhaltige Tonmudde von Ia<sub>2</sub>. Nur an einzelnen Stellen beginnt sie mit geringmächtigen Sanden. Der kalkklimatische Zeitraum zwischen Ia<sub>1</sub> und Ia<sub>2</sub> scheint nur von geringer Dauer gewesen zu sein. Wahrscheinlich war der See von Ia<sub>1</sub> nicht vollkommen zurückgegangen, so daß eine Sedimentationsunterbrechung nur in einer breiten Regressionszone erfolgte. Im Hangenden ist die Mudde von Ia<sub>2</sub> stark kryoturbat verändert, Fließerden und mäßige Frostspalten setzen ein.

#### Sedimentationsfolge Ib

Diese Folge ist als einheitlicher und auffälliger Horizont im gesamten Seebecken ausgebildet. Sein basaler Abschnitt besteht aus geschichteten Sanden, die im Uferbereich auf 2 m Mächtigkeit anwachsen können. Sie leiten in eine feingeschichtete, sehr kalkhaltige, fossilreiche Tonmudde über. Im mittleren Teil dieser Mudde ist eine sandige Schillmudde entstanden. Uferwärts geht sie in Flachmoor- und Sumpftorfe, schließlich in Bruchwaldtorfe und Anmoorböden über. An der Südseite des Großen Bruchsberges wurde das vertorfte Ufer genauer untersucht. Es bestand aus einer 30 bis 40 m breiten Strandterrasse. Darauf lag über einer sandigen Grobdetritusmudde mit Kiefern- und Birkenhölzern ein 0,5 bis 0,8 m mächtiger Bruchwaldtorf mit den Resten von Kiefer, Fichte, Birke, Erle und Weide. Landwärts verzahnte sich dieser Torf mit sandigen Einschwemmungen, die einer Anmoorbildung unterlagen. Seewärts setzten unter der Terrasse ein Moostorf, dann ein schilfreicher Flachmoortorf und schließlich die Mudde ein. Diese griff mit einem zähen, tonigen Horizont bis auf die Strandterrasse über. Auf Humuszonen im Torf und im Anmoor wurden drei artefaktreiche, mittelpaläolithische „Kulturschichten“ entdeckt, die auf einer Ufererstreckung von 450 m beim Abraumbaggern untersucht wurden<sup>2</sup> (s. auch Toepfer 1965 a und b).

Die Periglazialbildungen von Ib werden von geringmächtigen Sanden eingeleitet. Darin eingelagerte Tonmuddehorizonte sind zu Tropfenböden umgebildet

<sup>1</sup> Für die Analyse einiger Pollenproben möchte der Verfasser an dieser Stelle Herrn Dipl.-Biol. Lenk, VEB Geologische Erkundung West, Halle (Saale), danken.

<sup>2</sup> Die Ausgrabung dieser mittelpaläolithischen Fundstelle wurde gemeinsam mit den Herren Dr. V. Toepfer, Dipl.-phil. H. Hanitzsch und H. Wiegner vom Landesmuseum für Vorgeschichte, Halle (Saale), in der Zeit vom Juli 1963 bis zum Juni 1964 vorgenommen. Außerdem nahm an der Grabung Herr Dipl.-phil. W. Bauermann vom Landesmuseum für Vorgeschichte in Dresden teil.



worden (Abb. 11 a, b). Danach setzten kräftige Kryoturbationen ein, Fließerden entstanden und bis zu 2 m tiefe Frostspalten vereinten sich zu einer ausgeprägten Frostspaltengeneration.

#### Die Sedimentationsfolgen II — V

Diese vier Horizonte sind ziemlich ähnlich ausgebildet. Ihre limnischen Abschnitte bestehen aus sehr sandigen und schluffigen, selten tonigen Mudden von graugrüner bis graublauer Farbe und schwankendem, gegenüber den Mudden von Ia<sub>1</sub> bis Ib aber mäßigem bis schwachem Kalkgehalt. Molluskenreiche Schillhorizonte wurden nur in einigen Fällen in den Folgen II bis IV beobachtet. Sehr auffällig ist der bis zu 2 m mächtige Muddehorizont von IV. Er hält wie II durch das gesamte Seebecken aus. Dagegen sind III und V nur lokal an den tiefsten Beckenstellen verbreitet. Die Mudde von IV wird außerdem durch ein sandiges Mittel oder mindestens eine sehr sandige Mudde zweigeteilt.

Die überhaupt intensivsten Frostbodenbildungen im Seeländereital wurden im Periglazialabschnitt von II festgestellt: kräftige Kryoturbationen und zahlreiche bis zu 6 m tiefe Frostspalten, welche sich zu jenen Polygonen mit 20 bis 60 m Durchmesser zusammenfügen. Sie gehen von einem bis zu 4 m mächtigen Fließerdekomplex aus. Frostspaltengenerationen mit stark abnehmender Intensität sind noch über den Mudden von III und IV ausgebildet. Über V sind nur noch Kryoturbationen entstanden. Fließerdebildungen werden über diesem Horizont noch einmal 3 bis 4 m mächtig.

#### Sedimentationsfolge VI

Diese Folge ist nur lokal, unvollständig und schwach an den tiefsten Stellen des Seebeckens ausgebildet (Tagebau Königsau, Südstoß und Grube Georg). Sie liegt inmitten der mächtigen Fließerden über V: eine geringmächtige, sandige Mudde mit mäßigem organogenem Sedimentanteil mit geringem Fossilgehalt zwischen sandigen Einschwemmungen. Eine intensive Kryoturbation hat den gesamten Horizont erfaßt. Über ihm erscheint in der Fließerde umgelagerter Löß. Hier treten die letzten Kryoturbationen im Seeländerreital auf. Frostspalten wurden nicht mehr ausgebildet.

#### Die Sedimentationsfolgen VII bis IX

Unter den Folgen VII bis IX verbergen sich Spätglazial und Holozän. Sie konnten mit dem pollenanalytisch bestimmten Profil Müllers (1953) aus der Grube Georg wie folgt parallelisiert werden:

Sedimentationsfolge	Abschnitt	Vegetationsgeschichtliche Phasen
IX	2	Holozän
	1	Jüngere Dryas
VIII	2	Alleröd
	1	Ältere Dryas
VII	2	Bölling
	1	Älteste Dryas

Im jüngeren Abschnitt der Allerödzeit wurde im Ascherslebener See der vulkanische Tuff aus der Eifel abgelagert. Er bildet eine stellenweise bis 2000 m aus-

haltende Schicht von 4 bis 13 cm Mächtigkeit. Nach einer Untersuchung von Frechen (1953) hat eine Tuffprobe aus der Grube Georg folgende Zusammensetzung:

Augit	84,4 %
Hornblende	7,8 %
Biotit	1,5 %
Apatit	5,8 %
Titanit	0,5 %
Zirkon	—

Damit entspricht dieser Tuff der Teilschicht 4 der Laacher-See-Tuffe.

Schon Müller beobachtete den Wechsel von mineralreichen Tonmudden und organogenen Kalkmudden und konnte diese den wärmeren Abschnitten (Bölling, Alleröd, Holozän), jene aber den kälteren Dryaszeiten zuweisen. Nach den neuen Untersuchungen zeigte sich, daß dazwischen Denudationsphasen bzw. Sedimentationsunterbrechungen liegen und in Ufernähe außerdem sandige und kiesige Bildungen in den Dryaszeiten eingelagert wurden. Wir haben es mit Sedimentationsfolgen zu tun, die einen ganz bestimmten Sedimentwechsel besitzen:

(oben)	kalkreiche Mudden	Holozän Alleröd Bölling
	mineralreiche Mudden	-----
	Beckenschluff oder -sand	Dryaszeiten
	Sand	
	kiesiger Sand	
	Denudationsphase mit	
(unten)	Steinsohle	

Froststrukturen wurden nur noch im Liegenden der Ältesten Dryaszeit beobachtet. Ein Tropfenboden entstand zum letzten Male in der Jüngeren Dryaszeit. Ein Dauerfrostboden hat aber zu dieser Zeit wahrscheinlich nicht mehr vorgelegen.

Die ganze Seebildung des Spätglazials begann mit temporären Tümpeln im arktischen Klima der Ältesten Dryaszeit. In diesen entstanden auf feinkörnigen, geschichteten Beckensanden mineralreiche Schluff- und Tonmudden, die unter Zunahme organogenen Materials in kalkreiche Grobdetritusmudden der Böllingschwankung — ebenfalls Flachwasserablagerungen kleine Tümpel — übergingen. Diese Gewässer hielten sich z. T. noch durch die nächste Tundrenphase, die mit sandigen Einschwemmungen vertreten ist. Erst im Alleröd bildete sich ein ausgedehnter See, der bei einer maximalen Wassertiefe von 5 m das gesamte Becken mit bis zu 2,5 m mächtigen gewarvten Mudden füllte. In der Jüngeren Dryaszeit ist für diesen See eine 300 bis 500 m breite sandige Regressionszone festzustellen. Es blieb ein Restsee zurück, der sich mit der Klimaänderung zum Holozän in einen Flachwassersee verwandelte, der das ganze Seeländereital ausfüllte. Dieser hatte eine maximale Wassertiefe von etwa 3 m und bildete bis zu 1,5 m mächtige borealfrühatlantische Seekreiden. Im Atlantikum setzte seine Verlandung ein. Dabei entstand ein Flachmoortorf, die heutige Oberfläche der Seeländereien.

Für die Böllingtümpel und den Allerödsee konnten ebenfalls Verlandungszonen mit ufernahen Flachmoortorfen nachgewiesen werden. 3 Proben aus dem Profil A6 von Müller wurden der C<sup>14</sup>-Datierung zugeführt. Zwei stammen aus einem Seggentorf, der zu Beginn der Böllingzeit abgelagert wurde, die dritte wurde einer Tonmudde entnommen, die über der Böllingmudde lag und zu Beginn der

Älteren Dryaszeit entstanden ist. Es ergaben sich in Heidelberg folgende Daten (Firbas 1955):

1. H 88/74:	11 300 ± 280	v. u. Z.
2. H 106/89:	10 750 ± 320	v. u. Z.
3. H 77/54:	10 350 ± 260	v. u. Z.

#### Das Spätglazial vom Weinberg bei Schadeleben

Der Weinberg bei Schadeleben, der am Nordufer des Seeländereitales kliffähnlich 12 m aufsteigt, besteht aus tertiären Sanden und trägt eine intensiv verwitterte, muschelkalkreiche Grobschotterdecke, eine Schmelzwasserbildung der Elstereiszeit. Darauf sind bis zu 2,5 m mächtige, äolische Sedimente des Spätglazials und Holozäns erhalten geblieben (Abb. 12). Zuunterst liegt ein kalkhaltiger Löss, der nach Osten in einen Sandlöss übergeht. Er unterlag im Alleröd der Bodenbildung und trägt einen grauen Oberboden und einen braunen, entkalkten Unterboden. Im Humushorizont des Oberbodens ist der Laacher Bimstuff als 4 bis 5 cm dicke Schicht eingelagert. Stellenweise wird die Bodenbildung von im Alleröd aufgewehten Flugsanden unterbrochen. Über ihr liegt eine Flugsanddecke, die offenbar in der Jüngeren Dryaszeit aufgeweht wurde und die Reste einer bereits durch Deflation abgetragenen holozänen Bodenbildung trägt. Darüber folgen nochmals stellenweise erhaltene weiße Flugsande aus dem Holozän mit der rezenten Bodenbildung.

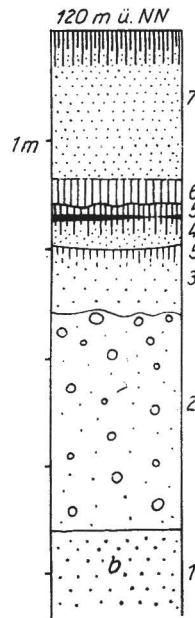


Abb. 12. Das spät- und nacheiszeitliche Profil vom Weinberg bei Schadeleben.

- 1 Tertiärsande; 2 Grobschotter (Elstereiszeit); 3 Löss und Sandlöss; 4 Flugsand (Alleröd); 5 Bodenbildung mit vulkanischem Tuff (Alleröd); 6 Rest einer abgetragenen frühholozänen Bodenbildung; 7 Flugsand mit Bodenbildung (Holozän und Rezent)

Diese äolische Folge entstand bei Westwinden im Sog hinter der Kliffkante. Das Material stammt vorwiegend aus sandigen Uferstreifen des Sees und vom Fuße des Weinberges selbst. Eine geringe Aufwehung findet auch heute noch hinter der Kliffkante des Weinberges statt.

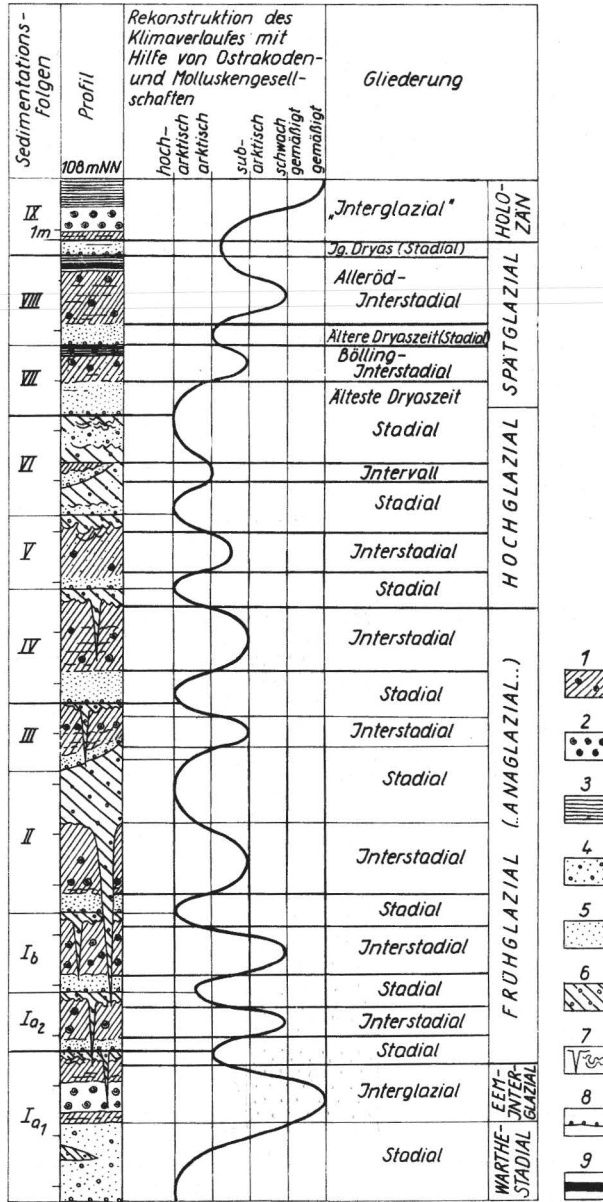


Abb. 13. Die jungquartären Sedimentationsfolgen aus dem ehemaligen Ascherslebener See und ihre klimatische Ausdeutung.

1 Mudden; 2 Seekreide; 3 Flachmoortorf; 4 kiesiger Sand; 5 Sand; 6 Fließerde; 7 Froststrukturen; 8 Denudationsphase; 9 Laacher Bimstuff (Alleröd).

Die Klimakurve entspricht nicht der absoluten Dauer der einzelnen Abschnitte, sondern der Sedimentmächtigkeit.

Sämtliche Sedimentationsfolgen widerspiegeln den Ablauf eines klimatischen Großzyklus, der die Zeit vom letzten Interglazial über die gesamte Weichseiszeit bis in das Holozän umfaßt. Untersuchen wir nur die limnischen Horizonte, so fällt auf, daß stark kalkhaltige Mudden nur in der unteren (Ia<sub>1</sub>) und oberen Sedimentationsfolge (IX) des Zyklus entstanden sind. In diesen Mudden ist der höchste organogene Sedimentanteil nachweisbar. Außerdem treten hier die arten- und individuenreichsten Mollusken- und Ostrakodengesellschaften auf. Mitunter sind ganze Schillhorizonte ausgebildet. In Ia<sub>1</sub> kann der Anteil von Ostrakodenschalen im Sediment 50 bis 60 % erreichen! Der limnische Abschnitt von Ia<sub>1</sub> gehört in das Eem-Interglazial, der von IX in das Holozän, beide sind also im gemäßigten Klima entstanden. Die limnischen Horizonte der 9 Folgen dazwischen stellen demnach Wärmeschwankungen innerhalb der Weichseiszeit dar. Zunächst sind in den Tonmudden von Ia<sub>2</sub> und Ib Kalkgehalt, organogener Sedimentanteil und Fossilreichtum noch sehr hoch, aber gegen Ia<sub>1</sub> schon stark vermindert. In II–V nehmen sie noch mehr ab. Die Mudden erhalten jetzt einen immer höheren mineralischen Sedimentanteil, es entstehen also sandige und schluffige Mudden. In VI ist nur eine geringmächtige, sehr sandige Mudde mit mäßigem Fossilgehalt entstanden – Ausdruck einer nur sehr schwachen Schwankung. In den limnischen Bildungen von VII und VIII nehmen aber Kalkgehalt, organogener Sedimentanteil und Fossilreichtum wieder stark zu. Mit den Maximalwerten im Holozän ist der Großzyklus beendet.

Gegensätzlich zu diesen Bildungen verhalten sich die Periglazialerscheinungen. Über den interglazialen Mudden wurden als Folge der ersten weichseiszeitlichen Temperaturerniedrigung schwache Kryoturbationen, Polygonböden und nur selten kleine Frostspalten gebildet. Über Ia<sub>2</sub> und Ib werden diese Erscheinungen schon kräftiger. Fließerden kommen in immer größerem Umfange dazu. Im Periglazialabschnitt von II wird ein Höhepunkt erreicht. Hier sind der mächtigste Fließerdekomplex und die intensivsten Frostspaltenbildungen entstanden. In den nächsten Sedimentationsfolgen werden die Froststrukturen immer schwächer, nur Fließerden sind weiterhin in größerem Maße vorhanden. Sie werden noch einmal über V sehr mächtig. Aber in diesem Abschnitt entstanden keine charakteristischen Frostspalten mehr. Der letzte und schwache Frostspaltenhorizont liegt über IV. Die letzte Kryoturbation befindet sich über VI, an der Basis von VII, also in der Ältesten Dryaszeit, während der letzte Tropfenboden in der Jüngeren Dryaszeit entstand. Tropfenböden sind sonst für die Periglazialabschnitte von Ia<sub>1</sub>, Ia<sub>2</sub> und Ib typisch gewesen.

Hinter der großzyklischen Abfolge verbirgt sich vor allem noch die sich ändernde Kontinentalität des Klimas. Bis in den hangenden Abschnitt von II muß das Periglazialklima bei ständiger phasenhaft verlaufender Temperaturerniedrigung noch sehr feucht gewesen sein. Dafür spricht die extreme Zunahme der Froststrukturintensität. Ihre nun erfolgende Abnahme bis zu V/VI, verbunden mit der Bildung schluffiger und sandiger Mudden in den Wärmeschwankungen, muß mit einer dauernden Zunahme kontinentalen Klima-einflusses zusammenhängen. Eine Änderung tritt erst wieder seit Beginn der spätglazialen Folge VII mit der allmählichen Zunahme von Feuchtigkeit und Temperatur ein.

In allen limnischen Ablagerungen wurden zahlreiche Ostrakoden gefunden, die einer eingehenden Untersuchung zugeführt wurden (Mania 1966). Dabei konnten für die einzelnen Wärmeschwankungen folgende charakteristische Ostrakodengesellschaften festgestellt werden:

IX, 2 (Holozän)		-- warm-gemäßigte Fauna
IX, 1 (Jüngere Dryas)		-- resistente „Allerödrestfauna“
VIII, 2 (Alleröd)		-- subarktische Fauna m. gemäßigtem Einschlag
VIII, 1 (Ältere Dryas)		-- arktische Fauna
VII, 2 (Bölling)		-- subarktische Fauna („Übergangsauna“)
VII, 1 (Älteste Dryas)		-- arktische Fauna
VI (kurze Schwankung)		-- arktisch-subarktische Fauna
V	} (Interstadiale)	-- subarktische Fauna
IV		
III		
II		
Ib	} (Interstadiale)	-- subarktische Fauna m. gemäßigtem Einschlag
Ia <sub>2</sub>		
Ia <sub>1</sub>	(Interglazial)	-- warm-gemäßigte Fauna

Nach den geologischen, faunistischen und bisherigen paläobotanischen Untersuchungen sind also am Profil von Königsau 11 Klimaschwankungen nachzuweisen, die das gesamte Jungpleistozän und Holozän umfassen und in einer großzyklischen Folge vom gemäßigten Klima des letzten Interglazials über die Weichseiszeit bis zum atlantischen Mittelholozän verlaufen. 9 Klimaoszillationen gehören allein in die Weichseiszeit. Sie führten zu 9 Wärmeschwankungen, von denen 8 echte Interstadiale darstellen. Zwischen ihnen liegen 9 bis 10 Stadiale. In den zwei ersten Interstadialen war noch ein starker gemäßigter Einfluß wirksam, während die nächsten vier rein subarktisches Klima besaßen. Die nun folgende kurze Schwankung, die in dem durch starke Kontinentalität gekennzeichneten Profiltail liegt, führte kaum aus der arktischen Umwelt heraus. Im subarktischen Klima von Bölling- und Alleröd-Interstadial nahm schließlich der gemäßigte Einfluß wieder zu. Abb. 13 soll den generellen Klimaverlauf zeigen. Wahrscheinlich ist das Hochglazial erst mit dem Ende der Sedimentationsfolge IV anzusetzen. Alles, was davor liegt, gehört dann mit Ausnahme der interglazialen limnischen Bildungen von Ia<sub>1</sub> zum sog. Anaglazial. Das Spätglazial beginnt mit der Ältesten Dryaszeit am Ende des Hochglazials (VII, 1), das Holozän am Ende der Jüngeren Dryaszeit (nach IX, 1). Von weiteren Parallelisierungen soll jetzt noch abgesehen werden, da die Pollenanalysen der meisten Abschnitte erst bearbeitet werden.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Die Pollenanalysen werden zur Zeit von Frau Dr. Kneblova-Vodičkova, Prag, durchgeführt.

## 4. Zusammenfassung

Über dem Ascherslebener Sattel im Nordharzvorland entstand durch Salzauftrieb und Salzablaugung ein Senkungsgebiet („Ascherslebener Depression“). Dieser Vorgang verlief in drei Phasen: 1. Bildung der Randsenken im Tertiär, 2. Bildung von zwei parallelen Taldepressionen im Alt- und Mittelpleistozän, 3. Bildung der postdrenthestadialen Taldepression über dem Salzlücken des Sattels („Seeländereital“). In der pleistozänen Depression haben sich die Ablagerungen von zwei elstereiszeitlichen Eisvorstößen, holstein-interglazialen Bachläufen und des Drenthestadials erhalten. Im Seeländereital aber liegen in einer bisher einmaligen Ausbildung 11 jungquartäre Sedimentationsfolgen übereinander. Sie schließen sich zu einem klimatischen Großzyklus zusammen, der vom letzten Interglazial über die Weichseleiszeit mit 8 Interstadialen und einer schwachen Wärmeschwankung sowie 9 bis 10 dazwischenliegenden Stadien bis zum Holozän verläuft.

## Schrifttum

- Bülow, W. v.: Ein Taschen- und Tropfenboden von Grebs (SW-Mecklenburg). *Geologie* **13** (1964) 253–260.
- Eissmann, L.: Zur Gliederung des Mindelglazials Sachsens und der angrenzenden Gebiete westlich der Elbe. *Geologie* **10** (1961) 461–468.
- Eissmann, L.: Ausbildung und Gliederung des Pleistozäns in Mittelsachsen (Raum Döbeln–Riesa). *Geologie* **13** (1964) 942–969.
- Firbas, F.: Das wahrscheinliche Alter der späteiszeitlichen „Bölling“-Klimaschwankung. *Naturw.* **42** (1955) 509.
- Frechen, J.: Die Herkunft der spätglazialen Bimstoffe in mittel- und süddeutschen Mooren. *Geol. Jb.* **67** (1953) 209–230.
- Frechen, J.: Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. *Fortschr. in der Geologie von Rheinland und Westfalen* **4** (1959) 363–370.
- Grahmann, R.: Grundriß der Quartärgeologie Sachsens. In: Frenzel, Radig & Reche: Grundriß der Vorgeschichte Sachsens, Leipzig 1934.
- Hoppe, H.: Die Geschichte des Wippertales und ihre Beziehung zu den jüngsten tektonischen Bewegungen des Harzvorlandes. *Jb. des Halleschen Verbandes NF* **14** (1936) 11–72.
- Keilhack, K.: Beiträge zur Stratigraphie und zu den Lagerungsverhältnissen der Trias und des Tertiärs des nordöstlichen Harzvorlandes. *Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst.* **41** (1920) 264–307, Teil II, Berlin 1922.
- Kirsten, E.: Der geologische Bau des Gebietes zwischen Eine und Hakel. *Jb. des Halleschen Verbandes NF* **7** (1928) 30–67.
- Ludwig, A.: Beobachtungen im Pleistozän des nordöstlichen Harzvorlandes. *Geologie* **7** (1958) 769–793.
- Mania, D.: Stratigraphie, Genese und Palökologie des Quartärs im Gebiet der Ascherslebener Depression und ihrer Umgebung. Unveröff. Diss. Halle (1965).
- Mania, D.: Das Quartär der Ascherslebener Depression. Vortrag und Exkursion. Kurzreferate und Exkursionsführer zum 5. Treffen der Sektion Quartärgeologie in Magdeburg 1965. Berlin 1965.
- Mania, D.: Pleistozäne und holozäne Ostracodengesellschaften aus dem ehemaligen Ascherslebener See. Manuskript, Halle (1966).
- Müller, H.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebietes. *Nova Acta Leopoldina NF* **16**, 110 (1953).

- Nötzold, T.: Die Fazies der spätquartären Ablagerungen von Königsau bei Gatersleben auf Grund der karpologischen Pflanzenreste. *Geologie* **14** (1965) 699–721.
- Primke, G.: Entwurf einer abgedeckten geologischen Karte des Ascherslebener Sattels zwischen Frose und Mehringen. *Z. angew. Geol.* **8** (1962) 113–115.
- Richter, K.: Die Bewegungsrichtung des Insandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. *Z. f. Geschiebeforschung u. Flachlandsgeologie* **8** (1932) 63–66.
- Ruske, R.: Das Pleistozän zwischen Halle (Saale), Bernburg und Dessau. *Geologie* **13** (1964) 570–597.
- Schenk, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. *Abh. d. Hessischen Landesamtes für Bodenforschg.* **13** (1955).
- Schmierer, T.: Über fossilführende Interglazialablagerungen bei Oschersleben und Ummendorf (Prov. Sachsen) und über die Gliederung des Magdeburg-Braunschweigischen Diluviums im allgemeinen. *Jb. d. Königl. Preuß. Geolog. Landesanst.* **33** (1912) 400–417, Teil II, Berlin 1914.
- Schröder, H.: Süßwasserkalke, Herzynschotter und Glazialbildungen am Huy und Fallstein. *Jb. d. Preuß. Geolog. Landestanst.* **40** (1919) 1–45, Teil II, Berlin 1922.
- Schröder, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen. Blatt Halberstadt, Nr. 2307, Lfg. 240, Berlin 1928.
- Schulz, W.: Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle (Saale). *Geologie* **11** (1962) Beiheft 36.
- Toepfer, V.: Paläolithische Fundstätten am ehemaligen Ascherslebener-Gaterslebener See. *Ausgrabungen u. Funde* **10** (1965) 3–10.
- Toepfer, V.: Paläolithische Kulturen und pleistozäne Faunen zwischen Ohre und Harz. *Kurzreferate und Exkursionsführer zum 5. Treffen der Sektion Quartärgeologie in Magdeburg 1965*, Berlin 1965.
- Trusheim, F.: Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. *Z. d. Deutschen Geol. Gesellsch.* **109** (1957) 111–152.
- Wahnschaffe, F.: Über die Entstehung der in den Braunkohlentagebauen von Nachterstedt und Frose aufgeschlossenen Quartärablagerungen. *Z. d. Deutschen Geol. Gesellsch.* **51**, Verh. (1899) 41–42.
- Waltmate, G.: *Feinstratigraphische Untersuchungen der Braunkohle in den Tagebauen Nachterstedt und Frose*. Unveröff. Diplomarbeit, Halle (Saale) (1956).
- Weissermel, W.: *Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Aschersleben und Ballenstedt und dem anhaltischen Teile des Blattes Quedlinburg*. *Jb. d. Königl. Preuß. Geolog. Landesanst.* **31** (1910) 551–553, Teil II, Berlin 1913.
- Weissermel, W.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen. Lfg. 217, Blätter Aschersleben, Ballenstedt, Kochstedt und Wegeleben*. Berlin 1926.
- Weissermel, W.: *Zur Stratigraphie und Tektonik des östlichen Teiles der Subherzynen Mulde und ihrer nordöstlichen Nachbargebiete. I. Das Diluvium und seine Stellung im norddeutschen Gesamtdiluvium*. *Abh. d. Preuß. Geolog. Landesanst. NF* **125** (1930).
- Weissermel, W., O. Grupe, F. Dahlgrün und W. Schriel: *Zum Problem des Harzranddiluviums*. *Z. d. Deutschen Geolog. Gesellsch.* **84** (1932) 173–189.
- Wiegiers, F.: *Das Alter des Diluviums in der Gegend zwischen Oschersleben – Bode und Staßfurt und der Unterlauf der diluvialen Bodeterrasse*. *Jb. d. Preuß. Geolog. Landestanst.* **52** (1932).
- Wüst, E.: *Fossilführende pliocäne Holtemmeschotter bei Halberstadt im nördlichen Harzvorlande*. *Z. d. Deutschen Geolog. Gesellsch.* **59** (1907) 120–130.