

WESTFÄLISCHE GEOGRAPHISCHE STUDIEN

Herausgegeben von Prof. Dr. Wilhelm Müller-Wille

---

HEINZ MÜLLER

## Die Halterner Talung

3

---

Veröffentlichungen

des Geographischen Instituts der Universität Münster und der Geographischen Kommission im Provinzialinstitut für westf. Landes- und Volkskunde

WESTFÄLISCHE GEOGRAPHISCHE STUDIEN

Herausgegeben von Prof. Dr. Wilhelm Müller-Wille

---

HEINZ MÜLLER

## Die Halterner Talung

3

---

Veröffentlichungen

des Geographischen Instituts der Universität Münster und der Geographischen Kommission im Provinzialinstitut für westf. Landes- und Volkskunde

Münster (Westf.) 1950

---

Druck: C. J. Fahle GmbH., Münster (Westf.), Neubrückenstraße 11

# INHALT

	Seite
Einleitung . . . . .	5
Literatur und Aufgabe S. 5. Lage der Halterner Talung S. 7.	
I. Kapitel: Die Formengemeinschaften . . . . .	8
A. Die innere Formengemeinschaft . . . . .	8
1. Die A-Terrassen . . . . .	8
Die A-Terrasse der Lippe S. 8. Die A-Terrasse der Stever S. 10. Zusammenfassung S. 11.	
2. Die D-4-Terrasse der Lippe . . . . .	12
Allgemeines S. 12. Die Dünen der Westruper Heide S. 13. Die Strübingsche Sandhöckerlandschaft S. 14. Die Dünen der Hullern-Eversumer Heide S. 14. Die Dünen am Nordrand der Haard S. 16. Die Hullerner Ackerplatte S. 18. Übersicht der Dünenformen der Halterner Talung S. 18.	
B. Die äußere Formengemeinschaft . . . . .	21
1. Allgemeines . . . . .	21
2. Der Terrassenknotenpunkt von Hamm-Bossendorf . . . . .	21
3. Die Terrassen nördlich der Stadt Haltern . . . . .	23
4. Die Terrassensäume der Lippe von Ahsen bis Hamm-Bossendorf . . . . .	24
5. Die Taltreppe des Renn-Finken-Berges . . . . .	26
6. Der Sandlöß . . . . .	26
C. Die hügeligen Randlandschaften . . . . .	27
1. Die Haard . . . . .	27
2. Die Borkenberge . . . . .	30
3. Die Schichtstufenlandschaft des Südwest-Münsterlandes . . . . .	31
II. Kapitel: Zur Genese der Formengemeinschaften . . . . .	34
1. Die Schichtstufenlandschaft . . . . .	34
2. Die Flußterrassen . . . . .	34
Beziehungen der Lippeterrassen zu den Rheinterrassen S. 34. Die Ursachen der Terrassenbildung S. 37. Das Alter der Nieder- terrasse S. 38. Das Alter der Inselterrasse S. 40.	
3. Entstehung der Dünen . . . . .	43
Zusammenfassung und Ergebnisse . . . . .	45
Verzeichnis der Schriften . . . . .	47
Benutzte Karten . . . . .	48

## Abbildungen

	Seite
1. Schematische Darstellung des Lippelaufes zwischen Flaesheim und Bossendorf 1704 . . . . .	9
2. Widersinniges Gefälle der Lippe zwischen Westrup und Antrup . . . . .	9
3. Sichelförmige Düne in der Hullern-Eversumer Heide . . . . .	15
4. Profil einer durch Nordostwinde angewehten Düne am Westrand der Sandgrube östlich Plaggenheide . . . . .	17
5. Querprofil durch das Lippetal im Terrassenknotenpunkt von Hamm-Bossendorf . . . . .	21
6. Querprofil durch das Lippetal nördlich der Stadt Haltern . . . . .	23
7. Querprofil durch das Lippetal zwischen Ahsen-Hamm-Bossendorf . . . . .	24
8. Profilschnitt Recklinghausen-Lippetal . . . . .	28
9. Die Schichtstufenlandschaft des Südwest-Münsterlandes . . . . .	32
10. Profil der Übbenhagener und Netteberger Stufe . . . . .	33
11. Längsprofil der Lippeterrassen der Halterner Talung . . . . .	36
12. Mündungsgebiet der Stever zu Beginn des Postglazials . . . . .	40
13. Bodenplastische Formen der Halterner Talung . . . . .	Anhang

# Einleitung

**Literatur und Aufgabe.** Geländeuntersuchungen von Mai bis November 1946 lieferten das Material zur vorliegenden Arbeit. Die Beschränkung auf ein kleines Gebiet, nämlich die Halterner Talung und ihre Randlandschaften, gestattete eingehende Untersuchungen über die Formengemeinschaften dieser Talung.

Die Lippeterrassen der Halterner Talung sind bisher morphologisch nicht untersucht worden. Außerhalb der Halterner Talung sind an der Lippe nur wenige Terrassen gefunden worden, da alle über der Niederterrasse liegenden Talstufen durch die Wirkung des Inlandeises und anderer exogener Kräfte stark deformiert sind. Schotter sind an der Lippe garnicht oder nur in einem Fall bekannt geworden. Über eine Hauptterrasse konnten bisher zutreffende Angaben nicht gemacht werden, obwohl es oberhalb von Dorsten Höhen gibt, die die Lippe um einen der Hauptterrasse entsprechenden Betrag überragen.<sup>1)</sup>

Eine Mittelterrassenverebnungsfläche ist zuerst von Breddin südlich von Altendorf-Ulfkotten (Bl. Marl) ausgemacht worden.<sup>2)</sup> Seitdem sind von Löscher und Udluft weitere Reste dieser Terrasse gefunden worden, die alle außerhalb der Halterner Talung liegen.<sup>3)</sup>

Die Niederterrasse, deren geologische Verhältnisse von Bärting<sup>4)</sup> zuerst untersucht und von Andréé<sup>5)</sup> altersmäßig gedeutet worden sind, galt in ihrem dreiteiligen Aufbau bis zum Erscheinen der Udluft'schen Arbeit (1933) als Terrasse des letzten Glazials.

Nach Udluft soll das Lippetal nicht einheitlich ausgebildet sein. Von Hamm bis Lünen ist der Lippelauf nach Südwesten gerichtet, von Lünen bis Haltern nach Nordwesten und von Haltern bis Wesel nach Südwesten.

Udluft geht von der für ihn wichtigen Annahme aus, daß die zusammenhängende Niederterrasse in den beiden nach Südwesten gerichteten Laufstücken vorhanden ist, während sie in dem nach Nordwesten verlaufenden Tal, also auch in der Halterner Talung, nicht erkannt werden kann. Die hier vorhandene Talstufe besteht nach Udluft aus mittelterrassengleichen „älteren Talsanden“. Sie sollen als Ablagerungen des Steverurstromtales aufzufassen sein.

Auf Grund vergleichender Terrassenuntersuchungen kommt Udluft zu dem Schluß, daß der Lippeabschnitt Wesel-Bossendorf präglazial angelegt war, während der Mittellauf der Lippe kurz vor dem zweiten Glazial von Lünen über Waltrop ins Emschertal führte. — Das Dülmener Tal hat zu dieser Zeit ebenfalls bestanden. Wie weit dieses Tal der Halterner Talung tributär war und ob schon ein nach Nordwesten gerichtete

1) Breddin, H.: in Kukuk: Geologie, 1938, 488.

2) Udluft, H.: Erläuterungen Bl. Marl, 34.

3) Udluft, H.: Das Diluvium des Lippetales, 1933, 37.

Löscher, W.: Kreide, Tertiär, Quartär, 1927/28, 136.

4) Bärting, R.: Das Diluvium, 1912, 155.

5) Andréé, J.: Lippe- und Emscherablagerungen, 1926, 14—28, 108—109.

Die Literaturtitel sind verkürzt wiedergegeben.

tes, also der heutigen Richtung entgegengesetzt verlaufendes Tal vorhanden war, ist nach Udluft noch unklar. Die entscheidenden Umwälzungen vollführten erst die Schmelzwässer. Erst dann, also nach dem zweiten Glazial, soll die Lippe die Höhen zwischen der Haard und der Hohen Mark infolge rückschreitender Erosion durchbrochen und das Talstück Haltern—Lünen an das untere Lippetal angeschlossen haben.

Auch die Genese der Inselterrasse der Lippe ist umstritten. Löscher<sup>6)</sup> hält sie für eine selbständige Aufschotterungs-, Udluft für eine Erosionsterrasse in der Niederterrasse, während Steusloff<sup>7)</sup> die Inselterrasse garnicht als einheitliches Gebilde auffaßt.

Die Terrassen der Stever finden in der Literatur keine Erwähnung.

Die Dünen des Lippetales wurden in mehreren Aufsätzen behandelt, der Versuch einer kartographischen Darstellung ist nicht unternommen worden, lediglich der Entstehung und der Frage nach der Windrichtung wird Aufmerksamkeit geschenkt. Bärtling<sup>8)</sup> hält die Dünen der Halturner Talung für diluviale, durch Südostwinde angewehrte Bildungen, wobei der Sand der Westrufer Dünen aus den Haardhöhen und der Sand der Dünen der Schmaloeer Heide aus den Borkenbergen stammen soll. Wegner<sup>9)</sup> nimmt Südwestwinde an, ebenfalls Löscher<sup>10)</sup>, der die Herkunft der Sande aus der Inselterrasse der Lippe ableitet.

In gewisser Beziehung zum Dünenproblem steht die Untersuchung der Sandlößgebiete der Halturner Talung, die in der Literatur entweder nicht aufgenommen oder unklar beschrieben worden sind.<sup>11)</sup>

Neben der Klarstellung aller dieser Probleme ist die Parallelsierung der Lippe- und Rheinterrassen vorzunehmen. Die Frage der Lippeterrassen in der Halturner Talung und ihr Verhältnis zu den bergigen Randlandschaften ist vor allen Dingen mit Rücksicht auf die erste große Umgestaltung der Schichtstufenlandschaft und deren zeitliche Einordnung von Wichtigkeit.

Unklar ist auch der Anschluß der Netteberger und Übbenhagener Schichtstufe an die weiter im Westen gelegene Stufenlandschaft des Südwest-Münsterlandes.

Bei der Untersuchung stand mir nur das Meßtischblatt Haltern (Nr. 4209, 1943) und die geologische Übersichtskarte 1:200 000, Cleve-Wesel, zur Verfügung. Ich sah mich daher genötigt, zunächst eine geologische Kartierung der Halturner Talung und ihrer Randlandschaften vorzunehmen.

Von den verschiedenen Formenkreisen, die das Wesen einer Landschaft bedingen, ist dem Relief das Hauptaugenmerk gewidmet. Für die vorgenommene Gliederung in Kleinrelieftypen erwies sich neben der absoluten Höhe die relative als besonders wichtig, zeigt sich doch hierin der Grad der Zerkfurchung und damit die Reliefenergie am eindeutigsten.

6) Löscher, W.: Diluvial- und Alluvialfragen, 1933.

7) Steusloff, U.: Zur zeitlichen Eingliederung der Lippeterrassen, 1938, 1—4.

8) Bärtling, R.: Geologisches Wanderbuch, 1913, 290.

9) Wegner, Th.: Geologie Westfalens, 1926, 146.

10) Löscher, W.: Morphologie der Borkenberge, 1934.

11) Kukuk, P.: Geologie, 1938, 493—494.

**Lage der Halterner Talung.** Um die Vollformen der Haard, der Borkenberge, der Hohen Mark und des Rekener Kuppenlandes scharen sich Talungen: die Olfener und Halterner Talung, das Dorstener Lippetal und das Sythener Quertal. Von diesen Kleinlandschaften bilden die Halterner Höhen, das Halterner und das Sythener Tal eine hydrographische Einheit. Der Gebietszuwachs der Lippe konzentriert sich hier auf die Halterner Talung. Vorherrschend ist die Südost-Nordwest-Richtung, der sich die beiden Hauptflüsse, die Lippe von Lünen bis Bossendorf und die Stever von Olfen bis Haltern, unterordnen. Die anderen Nebenbäche folgen der allgemeinen Abdachung.

Bis zur Linie Datteln-Olfen beherrscht die Lippe das breiterrasierte Tal. Hier sind Lippe und Stever durch die Höhen von Bork-Vinum-Selm getrennt. In der Höhe von Olfen biegt die aus Nordostrichtung kommende Stever um und verläuft parallel der von Südosten kommenden Lippe.

Die Halterner Talung stellt innerhalb des Südwest-Münsterlandes eine elementare Formenlandschaft dar. Im Osten bildet die Linie Bockum-Haus Klosters-Olfen die Grenze. Die Nordabfälle der Haardkuppen begrenzen in einer 13 km langen Erstreckung von Bockum bis Hamm-Bossendorf die Talung im Süden. Im Westen schließt die Hohe Mark dieses sich hier nach Südwesten zum Dorstener Lippetal und nach Nordwesten zum Sythener Quertal verzweigende Tal ab. Im Norden begleiten die Hänge der Borkenberge und ihrer östlichen Ausläufer die Talung.

Trotz dieser Abgeschlossenheit ist die Halterner Talung Verbindungs-glied zwischen der Olfener Talung und dem Dorstener Lippetal, durch das Sythener Quertal wird die Talung mit der Merfelder Niederung verbunden.

Die Halterner Talung liegt somit im morphologischen Knotenpunkt des Südwest-Münsterlandes. Gewässerkundlich kann sie durch das Zusammenfließen dreier Flüsse — Lippe, Stever, Mühlbach — auf engstem Raum als hydrographischer Mittelpunkt aufgefaßt werden.

Vorliegende Untersuchung wurde Ende 1947 abgeschlossen und 1948 von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Westfälischen Landesuniversität Münster als Promotionsschrift angenommen. Dank der finanziellen Unterstützung durch die Landesplanungsbehörde Nordrhein-Westfalen, die Herr Landesoberbaurat Prof. Dr. Prager vermittelte, war es möglich, die Arbeit in Druck zu geben.



## I. KAPITEL

# Die Formengemeinschaften

In der Halterner Talung kann man nach der Lage drei Formengemeinschaften unterscheiden:

1. Die innere Formengemeinschaft mit den A-Terrassen der Lippe und Stever und der D-4-Terrasse der Lippe mit den aufgesetzten topographisch-morphologischen Elementen.

2. Die äußere Formengemeinschaft mit den höheren Terrassensäumen, der Renn-Finkenberg-Taltreppe, dem Hamm-Bossendorfer Terrassenknotenpunkt, der Halterner Terrassenlandschaft und den Sandlößvorkommen.

3. Die hügeligen Formengemeinschaften der Haard und der Borkenberge am Rande der Talung.

## A. Die innere Formengemeinschaft

### 1. Die A-Terrassen

Die A-Terrasse der Lippe. Udluft<sup>1)</sup> wies 1933 nach, daß die Lippeaue nicht einheitlich ausgebildet ist, sondern eine Zweiteilung aufweist in eine höhere, dauernd besiedelte, in Ackerbau stehende Terrasse und eine tiefere, in Weidenutzung stehende Fläche. Die höhere Talstufe zieht an der Lippe ausgeprägt durch das Tal und läßt der eigentlichen Aue einen nur sehr begrenzten Raum. Diese höhere Stufe ist im ganzen Lippetal nachzuweisen. Sie hat keine zusammenhängende Oberfläche, wie die zuweilen spiegelebene D-4-Terrasse, sondern ist durch Kolke, tieferliegende Aueflächen und ehemalige Flußschlingen ausgezeichnet. Sie ist in Inseln aufgelöst. Die Grenze dieser Terrasse zur nächst höheren ist im Zweifelsfall, beim Fehlen einer Böschung, durch das Zurücktreten der genannten Merkmale gegeben.

Bei Waltrop etwas eingeengt, tritt die A-Terrasse in der Nähe von Felkum (das auf der D-4-Terrasse liegt) wieder in ihrer ursprünglichen Breite auf. Von der Rauschenburg flußabwärts entwickelt sie sich zu noch größerer Ausdehnung und tritt mit ungefähr einem Kilometer Breite in das Blatt Haltern ostwärts von Ahsen in einer durchschnittlichen Höhe von 42,0 bis 42,9 m (1,5 bis 2 m über dem-mittleren Lippe-spiegel) ein. Die eigentliche Talauie ist garnicht oder wie z. B. nördlich von Ahsen nur äußerst schmal ausgebildet.

Nach den Untersuchungen Udlufts liegt Ahsen auf den „älteren Talsanden“. Diese älteren Talsande — nach Udluft nicht identisch mit der D-4-Terrasse — haben Höhen von 45 m bei Leven, 44,5 m bei West-

---

<sup>1)</sup> Udluft, H.: Das Diluvium des Lippetales, 1933, 47.

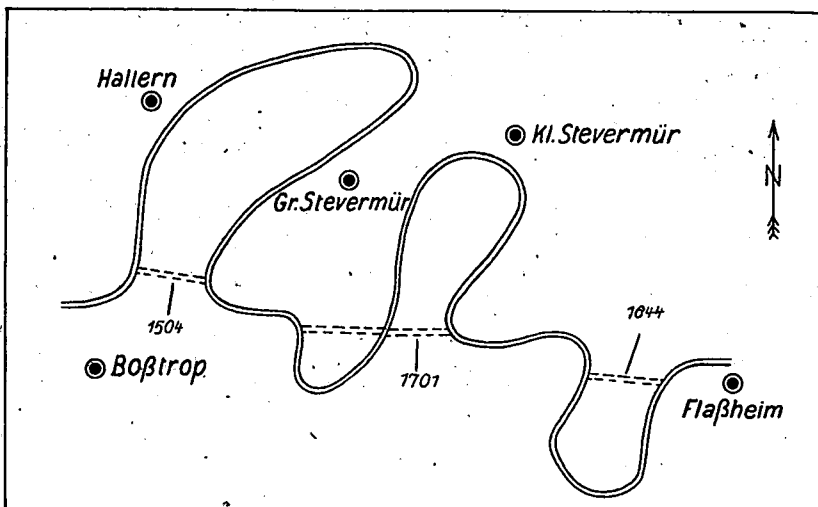


Abb. 1: Schematische Darstellung des Lippelaufes zwischen Flaesheim und Bossendorf 1704 (Nach Philippi)

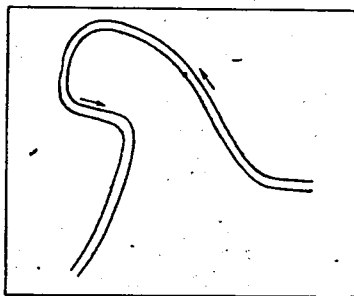


Abb. 2: Widersinniges Gefälle der Lippe zwischen Westrup und Antrup

leben, 43,4 m bei Flaesheim und 42,3 m bei Hamm-Bossendorf. Bei Ahsen findet man Werte von 41,4, 41,6, 41,9 und 42,0 m über NN, also Höhen, wie sie erst flussabwärts westlich von Hamm-Bossendorf für die „älteren Talsande“ zu erwarten wären. Diese bei Ahsen vorhandenen Werte lassen sich einwandfrei auf die A-Terrasse beziehen. Die in der großen Lippeschleife nördlich von Ahsen sichere A-Terrasse hat eine Höhe von 41,7 m über NN. Die nur 10 bis 30 cm höhere Terrassenlage dicht westwärts von Ahsen dürfte keiner höheren Terrasse angehören, zumal die morphologische Ausbildung im ganzen Bereich A-terrassenmäßig ist. Mithin kann es sich bei Ahsen nicht um ältere Talsande

und auch nicht um eine D-4-Terrasse handeln, sondern einwandfrei um die A-Terrasse.

Bei Punkt 41,6 (300 m nordwestlich der Kirche von Ahsen) biegt die Lippe um und mit ihr die A-Terrasse zum großen Ahsener Lippebogen. Zwischen Ahsen und Leven erreicht die A-Terrasse mit 1600 m ihre größte Breite. Der Seitenkanal Wesel—Datteln verläuft bis zum Ahsener Denkmal in ihr. Die A-Terrasse ist bis zur Linie Westleven—Antrup 800 bis 1100 m breit. Unterhalb von Westleven verbreitert sie sich auf 1200 m. Die Lippe pendelt zwischen beiden Ufern. Das geringe Gefälle hat eine starke Mäandrierung zur Folge (Abb. 1), es tritt zuweilen widersinniges Gefälle auf (Abb. 2). Bis zur Linie Westrup Gehöft Schulte-Althoff (800 m südöstlich Flaesheim) behält die A-Terrasse ihre Breite von 1200 m bei. Etwas oberhalb Flaesheim verengt sich die Terrasse auf 600 m und biegt dann 1 km südöstlich des südlichen Staubeckens nach Norden. Der äußere Rand auf der rechten Lippeseite folgt dem südlichen Klärbecken und vereinigt sich mit der A-Terrasse der Stever, wobei das südliche Staubecken dem 'Ostrand des nach Norden verlaufenden Außenrandes der A-Terrasse folgt. Die nunmehr nur der Lippe zugehörige A-Terrasse reicht mit einer Breite von 2,5 km von der Halternschen Mühle im Norden bis zum Seitenkanal im Süden. Der rechte Außenrand dieser mächtig entwickelten Terrasse verläuft zunächst entlang dem Westufer des Stausees und knickt, niedrig und undeutlich ausgebildet, 100 m nördlich der Straße Hullern—Haltern nach Südwesten um. Der Rand wird immer unscheinbarer und verschwindet hinter den Häusern an der Straße, etwas östlich des auf dem Meßtischblatt Haltern mit „BW“ bezeichneten Bahnwärterhauses. Jenseits der Straße ist die A-Terrasse stark verbaut, so daß ihr Außenrand nicht zu erkennen ist. Er verläuft vermutlich dicht südlich der Stadtmauern von Haltern, so daß der Kern der Stadt auf der D-4-Terrasse liegt. Eine Ausbuchtung der A-Terrasse nach Norden westlich der Stadtmauern ist deutlich erkennbar. Auf diese Erweiterung folgt eine Verengung der A-Terrasse bis auf 1500 m.

Eine zunächst schmale, südlich der Gasanstalt Haltern beginnende Aue der Stever verbreitert sich bis zur Stevermündung auf 400 m. Östlich der Glasfabrik steigt sie mit 4 m hohem Anstieg zur A-Terrasse an. Ihr weiterer Verlauf ist durch eine künstliche Aufschüttung südlich der Glasfabrik verdeckt. Erst westlich der Reichsstraße 51 tritt sie wieder zerfurcht auf und findet ihr Ende am letzten auf dem Blatt Haltern eingezeichneten Lippeknie.

**Die A-Terrasse der Stever.** Im Bereich der Hügellandschaften hat die Stever mehrere Terrassen, wenigstens eine A- und eine D-4-Terrasse ausgebildet. Im Halterner Tal ist nur die A-Terrasse ausgebildet. Von Olfen zieht sie über Kökelsum und tritt mit nur 300 m Breite östlich des Gehöftes Hoddenkamp in die Halterner Talung. Nach kurzem Lauf verschmälert sie sich und geht mit sanftem Abfall in die Aue über. Darauf folgt zwischen den Gehöften Hoddenkamp und Borkenfeld ein Wechsel von Einengungen bis 200 m und Weiten bis 500 m. Von Borkenfeld bis zum Heimingshof bildet die Stever eine selten über 400 m breite

A-Terrasse. Westlich des Heimingshofes wird die Terrasse durch die nach Süden vorspringenden Borkenberge auf kurze Entfernung stark eingengt. Die A-Terrasse geht hier unmerklich in die D-4-Terrasse über. Bis zur Mündung in den Halterner Stausee verbreitert sich die A-Terrasse wieder bis auf 400 m. Der Halterner Stausee ist die mit Wasser gefüllte A-Terrasse der Stever. Nach ihrem Austritt aus dem Stausee fließt die Stever in der A-Terrasse der Lippe.

**Zusammenfassung.** Entlang der Talstrecke der Lippe von Lünen bis Wesel steigt zu beiden Seiten des Flusses bzw. der schwach entwickelten Aue die im Durchschnitt 2 m über dem mittleren Lippespiegel liegende A-Terrasse an. Im Stevertal ist sie ebenfalls, jedoch als schwächere Terrasse vorhanden, die bis Olfen zwischen ihren eigenen diluvialen Rändern und von Olfen bis zur Mündung zwischen den glazialen Ufern der Lippe verläuft.

Aufschlüsse zeigen den im allgemeinen sandigen Aufbau beider Terrassen. Das Fehlen dieser Terrasse, vorwiegend an Prallhängen, muß auf spätere Fortführung durch die Flüsse zurückgeführt werden. Der Übergang zur nächsthöheren Terrasse vollzieht sich mit mehr oder weniger hoch entwickeltem, im Durchschnitt 2 m hohen Steilanstieg. Jedoch treten auch alle anderen Übergänge vom 5 m hohen steilen Hang über den sanft verlaufenden Anstieg bis zum nicht erkennbaren Übergang in die höhere Terrasse auf.

Die morphologische Ausbildung der A-Terrasse ist stark wechselnd. Neben wenigen Ebenheiten treten zur Hauptsache W- und pfeifenförmig geformte, tieferliegende Flußschlingen auf, die, wenn sie von Bächen nicht übertieft sind, als Hängetäler zwei Meter über dem Lippespiegel blind enden oder, wenn sie tiefer liegen, durch vor ihrer Mündung liegende Sandbarren verriegelt sind. Diese Barren finden sich nur auf der linken Seite der Lippe. Tiefere Aueflächen und Kolke gestalten gemeinsam mit den Altwässern die Oberfläche und damit das morphologische Bild der Landschaft der A-Terrasse. Sie ist in Inseln aufgelöst und stellt eine in sich geschlossene, leicht abzugrenzende Terrasse dar, deren Elemente — Flußschlingen, Kolke, tieferliegende Aueflächen, Hängetäler und Sandbarren — nur ihr eigen sind, in bestimmter Kombination auftreten und das unruhige Bild der A-Terrassenlandschaft gestalten. Die zuweilen auftretenden Ebenheiten, als eigentümliches Merkmal der D-4-Terrasse, leiten nicht zu dieser über, sondern vervollständigen in ihrer andersartigen Kombination mit den genannten Leitformen das Aussehen der A-Terrasse.

Der Boden der A-Terrasse ist als alluviale Bildung eng an das Flußtal gebunden. Er ist flach gelagert und besitzt mehr oder weniger hohen Grundwasserstand. Ein lebhafter Wechsel in der Bodenbeschaffenheit der Lippe- und Stever-A-Terrasse ist vorherrschend. Lehm, sandiger Lehm, lehmiger Sand und Sand treten auf. Trotz der sehr geringen Reliefenergie sind doch die geringen Höhenunterschiede innerhalb der A-Terrasse wichtig für den Wasserhaushalt des Bodens.

Die Böden der A-Terrasse stellen durch Wasser gebleichte und verarmte mineralische Grundwasserböden, Bruchböden und Waldböden dar.

Während die Grundwasserböden weidenbedeckt und die Bruchböden nutz-pflanzenarm sind, stehen die Waldböden zum Teil in Ackernutzung. Udluft<sup>2)</sup> gibt folgendes Profil eines mineralischen Grundwasser- oder Auebodens (0,2 km südwestlich Hs. Vogelsang, östlich Ahsen):

- Horizont A 24 cm humusbrauner, sandiger Lehm, grob gekrümelt.
- B (g) 45 cm graubrauner, sandiger Lehm, große Vieleckstruktur, porös, Humus- und Eisenüberzüge, auf Kluffflächen.
- G 1 60 cm hellgrauer lehmiger Sand, oben noch braune Flecken, leuchtende Rostflecke, etwas porös, keine deutliche Struktur.
- G 2 Weißgrauer mittelkörniger Sand, der Grundwasserstand wurde bei 1,5 m im Herbst 1937 gefunden.

## 2. Die D-4-Terrasse der Lippe

**Allgemeines.** Die D-4-Terrasse begleitet als vorherrschende Talstufe die Lippe in zusammenhängender, leicht gewellter Fläche mit stufenartigem Übergang zur A-Terrasse. Von Waltrop kommend, zieht sie breit entwickelt über Pelkum nach Ahsen. Auf der rechten Lippeseite wird sie durch die vorspringenden Erhebungen von Bork-Vinum eingeeengt und verbreitert sich erst südwestlich von Olfen mit dem Abfall dieser Höhen. Mit 6 km Breite tritt sie bei Ahsen in das Blatt Haltern ein. Durch die vorspringenden Haard- und Borkenberge wird sie im Gebiet westlich der Westruper Heide bis auf 4 km verschmälert. Durch die südöstlich Flaesheim nach Süden verlaufende Ausbuchtung der A-Terrasse und die nach Nordwesten vorspringenden unterenonen Halterner Sande der Haard wird die linksseitige D-4-Terrasse bis auf 120 m Breite eingeeengt. In dieser schmalen Ausbildung verläuft sie bis zum Dorfe Flaesheim. Zwischen Finken-Eggen-Berg und der Straße Flaesheim—Bossendorf verschmälert sie sich weiterhin und ist nur in kaum erkennbaren Leisten vorhanden.

Nördlich des Halterner Stausees vereinigt sich die D-4-Terrasse des Mühlenbaches (Heubach) mit der der Lippe. Die Breitenausdehnung beträgt hier 4 km. Im weiteren Verlauf wird ihre Breite geringer, bis sie in der Gegend Bossendorf-Halterner beiderseits der Lippe wiederum nur in schmalen Leisten auftritt.

Die morphologische Gestaltung der D-4-Terrasse wechselt stark. Ausgesprochen ebene Formen wechseln mit Hohl- und Vollformen. Die Ebenheiten sind ihrer Entstehung nach nichts anderes als die nicht von Decksand überlagerte ursprüngliche Oberfläche der D-4-Akkumulations-terrasse. Es gibt keinen Anhaltspunkt dafür, daß diese Aufschüttungsflächen ehemals höher gereicht hätten, ein postglazialer Abtrag konnte nicht festgestellt werden. Vom Ahsener Denkmal setzt sich die ebene Oberfläche über Leven, Westleven bis Flaesheim fort. Zwischen Lippe und Stever treten diese Ebenheiten seltener auf.

---

<sup>2)</sup> Udluft, H.: Erläuterungen Bl. Marl, 1939, 60.

Die Stever hat im Bereich der Halterner Talung keine D-4-Terrasse geschaffen.

Eine weitere Aufgabe war, die Oberflächenformen auf der D-4-Terrasse in kleinste topographisch-morphologische Elemente zu gliedern. Fünf solcher Elemente konnten, obgleich sie entwicklungsgeschichtlich nicht mit der D-4-Terrasse zusammenhängen, auf ihr in der Halterner Talung festgestellt werden. Nur die Zugehörigkeit zur inneren Formengemeinschaft läßt eine Behandlung dieser fünf Elemente innerhalb der Terrassendarstellung zu:

1. Die Dünen der Westruper Heide, 2. die Strübingsche Sandhöckerlandschaft, 3. die Dünen der Hullern-Eversumer Heide, 4. die Dünen am Nordrand der Haard, 5. die Hullerner Ackerplatte

**Die Dünen der Westruper Heide** (I auf Karte im Anhang). Trotz starker Gliederung sind drei große Bogen zu erkennen (Nr. 1, 2, 3). Außerhalb dieses Dünenfeldes liegen mehrere kleine und kleinste Dünen westlich und östlich der Westruper Heide.

Die von der Straße Strandbad Niemer—Westrup geschnittene Düne 1 ist mit 1000 m die längste. Deutlich ist eine nach Osten offene Bogenform zu erkennen. Die ausgeprägten 50 m breiten Flügel, die sich im spitzen Winkel im Kopf der Düne im Westen treffen, sind im Osten 400 m voneinander entfernt. Beide Flügel der Düne sind stark zerfurcht und in Kuppen aufgelöst. Dicht östlich der eben genannten Straße erreicht die Düne in Form eines nur wenige Quadratmeter großen Zwergplateaus mit 12 m ihre größte Höhe. Tiefe Windfurchen zerteilen die Düne bis zur Steinsohle. Charakteristisch wie für alle Dünen der Halterner Talung sind auch für diese Düne spornartige Anhänge.

Das durch den Bau der Straße Niemer—Westrup freigegebene Profil zeigt folgenden Aufbau: Unter dem Ortstein, ungefähr 1 m unter der Oberfläche, ist ein humoser Horizont mit darunter liegender Bleichzone ausgebildet, auf dessen Bedeutung Löscher<sup>3)</sup> hingewiesen hat. Hierunter folgt eine mit 10° nach Norden einfallende Schichtung von feinen Sanden mit Schmitzen von groben Sanden und Lagen von noch groberem, mit nordischen Geröllen vermischem Material.

Südlich dieser Düne folgt eine weitere nach Osten offene parabelförmige Sandanwehung, die z. T. durch künstliche Aufschüttung verdeckt ist. Dieser Düne (Nr. 2) ist ein nach Osten verlaufender Arm angeschlossen, so daß der Eindruck einer dreiarmigen Düne erweckt wird. Die parallel zueinander verlaufenden Hauptarme stoßen nicht spitzwinklig aufeinander, sondern treffen annähernd senkrecht auf einen 140 m langen Wall. Dem Ostabfall dieser Düne vorgelagert, finden sich kleinste, rundliche, abgetrennte Erhebungen. Der verbindende Wall beider Arme ist nachträglich durch eine an eine Strichdüne erinnernde Anwehung verlängert worden, die sich nach einer Erstreckung von 300 m hakenförmig nach Norden umbiegt.

<sup>3)</sup> Löscher, W.: Lippstädter Faustkeil, 73.

Die Düne 3 ist die östlichste der großen Erhebungen des Westruper Feldes. Ihre von den beiden anderen Dünen abweichende Form läßt im Kern noch die nach Osten geöffnete Bogenform erkennen. Der nach Nordwesten nachträglich verschobene 700 m lange und 80 m breite Nordarm läuft mit einem zweiten, ebenfalls nach Nordwesten gerichteten kürzeren Arm parallel. Durch eine schmale Hohlform getrennt, folgt ein dritter, S-förmig gebogener nur 200 m langer Rücken. Alle drei Arme stoßen in einem mächtigen Wall zusammen, dessen 10 bis 12 m hohe Kuppen durch kreisrunde bis elliptische Windwannen getrennt sind. Neben diese durch Wind geschaffene Hohlformen treten an dieser Düne durch Wasserwirkung entstandene Abflußrinnen von V-förmigem Querschnitt auf.

Südlich dieser Düne steigen drei von Süden nach Norden gerichtete Erhebungen an (Nr. 4, 5, 6), deren Enden eine Vorstülpung nach Westen zeigen.

Südlich der Düne 2 tritt eine mehrere 100 m lange von Westen nach Osten gerichtete vielkuppige Düne auf (Nr. 7), die ihre Fortsetzung in mehreren kleinen Sandanwehungen findet, die die ursprüngliche Länge der Gesamtdüne erkennen lassen. Weitere relikartige Dünen finden sich erst in der Nordwestecke der Westruper Heide wieder.

Den Abschluß des Westruper Dünenfeldes im Norden bildet der in der Nähe des Seehofes gelegene Niemenwall. Der Rücken besteht aus reinen Dünensanden, die auf einer 20 cm starken humosen Schicht aufgesetzt sind. Unterlagert wird der humose Horizont von gelblichen Tonen. Der am Südrand flach ansteigende Wall ist durch die Tätigkeit des Windes stark zerfurcht und zuweilen kuppig ausgebildet. Im Gegensatz zu den anderen Dünen ist seine scharfe Begrenzung und seine rechtwinklige Biegung nach Norden auffallend. Das Material dieses Walls stammt aus dem südlich gelegenen Dünenfeld, das teilweise bis auf die Steinsohle vom Sand entblößt ist.

**Die Strübingsche Sandhöckerlandschaft (II).** Südlich von Antrup steigt die in Weidenutzung stehende A-Terrasse mit einem Steilhang zur ackerbedeckten D-4-Terrasse an. Parallel ihrem Rand folgt in ungefähr 100 m Entfernung ein weiterer Anstieg zu der zwischen Hullern und Haltern beginnenden Strübingschen Sandhöckerlandschaft. Ihre zur Lippe gekehrte südliche Begrenzung ist stark zertalt. Weit dringen die mit Flachböschungen versehenen wasserlosen Tälchen in die Decksande ein und klingen flach ansteigend ohne Quellnischen aus. Durch diese Zertalung erhält dieses Gebiet in seinem südlichen Teil die Form einer Zwergriedellandschaft. Nach Westen zu verschwinden die Tälchen, der Abhang ist unzertalt. Hier, im Westen dieser Heide, treten kleine höckerförmige, durch langgestreckte Wannен geschiedene Sandkuppen auf, die in der Halterner Talung einmalig sind und der Heide das Gepräge einer Sandhöckerlandschaft geben. Nach Norden werden diese Höcker seltener, die Oberfläche wird ebener und trägt eine Schar größerer und kleinerer Dünen, die zur Hullern-Eversumer Heide überleiten.

**Die Dünen der Hullern-Eversumer Heide (III).** Betrachtet man diese Dünenzüge im Ganzen, so ergibt sich folgendes Bild: Am Nordwest- und

Südostrand finden sich ausgeprägte Dünen, dazwischen stark zerstörte, nicht einheitlich verlaufende Erhebungen, die auf den ersten Blick wirt durcheinander zu liegen scheinen.

Im Nordwesten dieses Dünenfeldes finden sich zwei größere Erhebungen. Die bogenförmige Düne (Nr. 10) beginnt im Westen fadenförmig und sehr niedrig. Nach 300 m steigt sie an und verbreitert sich. Während die vorgelagerte Düne (Nr. 9) nur eine Kuppe trägt, wechseln hier fortlaufend Kuppen und Wannen. Im Osten erreicht die Düne mit 8 m ihre höchste Erhebung in einem nach Norden und Osten steil abfallenden Zwergplateau. Durch einen tiefen Windgraben ist diese Düne südlich dieses Plateaus geteilt. Der südliche Teil dieser Düne ist charakterisiert durch eine ovale Delle.

In Verlängerung des flach abfallenden Westrandes dieser Düne tritt eine schmale, von Südwesten nach Nordosten verlaufende strichförmige Erhebung (Nr. 11) auf, die den Übergang zu einer nach Süden geöffneten sichelförmigen Düne (Nr. 12) bildet, die einen kleinen gedrunenen Bogen darstellt, bei dem die Entfernung beider Flügelenden größer ist als die Senkrechte auf dieser Linie zum Kopf (Abb. 3).

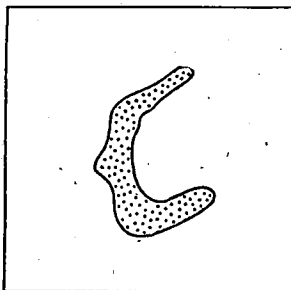


Abb. 3: Sichelförmige Düne in der Hullern-Eversumer Heide

Die zweite, größere Düne dieses Feldes (Nr. 13) schwingt von Südwesten nach Nordosten strichförmig vom Südfuß der Düne Nr. 11 bis über die Straße Hullern-Kökelsum hin. Mit 1000 m Länge zählt sie zu den größten Dünen der Halterner Talung. Sie stellt den Typ der Düne schlechthin dar, da sie alle morphologischen Merkmale und Besonderheiten einer Düne vereinigt. Sie steigt im Süden steil zu einer stark zerstörten Kuppe an. Nun wechseln im weiteren Verlauf runde Kuppen mit langen gratförmigen Strecken. Diese Vollformen werden ständig von runden, ovalen und muldenförmigen, meist nach Südwesten geöffneten Hohlformen abgelöst. Andere Täler erstrecken sich lang ausgezogen nach Süden und lassen neben der Windwirkung den Einfluß des fließenden Wassers erkennen.

Nördlich dieser Düne schließt sich eine kleine Sandhöckerlandschaft an, die mit einer südost-nordwestverlaufenden 150 m langen Düne (Nr.14) die Hullern-Eversumer Heide im Norden begrenzt.



Durch ein decksandfreies, ebenes Gelände von diesem ersten Dünenfeld der Hullern-Eversumer Heide getrennt, folgt das mittlere stark zerstörte Feld. Den Kern bildet eine schwach gekrümmte, nach Osten konvexe, von Süden nach Norden verlaufende Düne (Nr. 15), deren Oberfläche im Süden eben ist, während sie im nördlichen Teil höher und unruhiger wird.

Das dieser Sandanhäufung im Westen vorgelagerte Gelände mit einer durchschnittlichen Höhe von 47 m (= 7 m rel. Höhe) ist gekennzeichnet durch kleine, zunächst regellos angeordnete rundliche und ovale Kuppen und durch langgestreckte, für dieses Dünenfeld charakteristische von Süden nach Norden verlaufende einfache und verzweigte Hohlformen.

Südlich dieses Feldes treten am Innenrand der D-4-Terrasse am Ahsener Lippebogen drei kleinere Dünen (Nr. 16) in südnördlicher Erstreckung auf. Ebenfalls an der inneren Begrenzung dieser Terrasse erscheinen östlich von Eversum wieder einige größere Dünen. Die größte Düne (Nr. 17) beginnt im Wegedreieck östlich Eversum. Sie steigt im Westen schwach an, fällt bald zu einem heute von einem Weg eingenommenen Ausräum ab und erhebt sich wieder stufenförmig bis zur 55-m-Linie (= 8 m rel. Höhe). Die hier ausgebildete Kuppe fällt steil nach allen Seiten ab. Jenseits eines kleinen Waldweges setzt sich diese Düne mit derselben Steilheit fort.

**Die Dünen am Nordrand der Haard (IV).** Dieses dritte große Dünenfeld der Halterner Talung ist leicht abzugrenzen. Es erstreckt sich vom Ostufer des Gernebaches bis südöstlich Flaesheim. Es ist ein lang auseinandergezogenes Feld, das den schmalen Streifen zwischen dem Abfall der Haard und dem äußeren Teil der Lippe-D-4-Terrasse einnimmt. Nur rein genetische Erwägungen führten zur Zusammenfassung dieser Dünen zu einem Feld.

Die östlichsten, südlich der Lippe gelegenen Dünenvorkommen der Halterner Talung finden sich südlich des Dorfes Leven, zwischen dem Gernebachtal und dem Dorf Ahsen. Dieses Sandgebiet folgt hier dem Innenrand der D-4-Terrasse. Sie steigt sanft nach Süden an, wobei die Oberfläche immer sandiger wird, bis sie südlich des von dem Punkt 47,6 zu den Ahsener Fischteichen führenden Weges nur von Flugsanden überlagert ist. Dieses Gebiet stellt ein vom Wind stark zerstörtes Dünenfeld dar. Schmale, niedrige bis 3 m hohe Dünen zeugen davon. Alle Dünen verlaufen in ostwestlicher Richtung. Südlich der großen Düne (Nr. 18) fällt das Gelände zu einem schmalen Bachtal ab, das sich zum Gernebach senkt. Der Quellpunkt des Baches liegt an einer „Mikrowasserscheide“ zwischen dem inneren D-4-Terrassenrand und dem Gernebach.

Südlich dieses auf der Karte unbenannten Baches steigt das Gelände zu kleinsten Dünen an, die sich alle der allgemeinen Richtung von Osten nach Westen unterordnen. Zwischen den Dünen liegen mehrere durch Winderosion entstandene wannenförmige Hohlformen, die sich in dem zum Gernebach absenkenden Gebiet mit Wasser gefüllt haben. Decksandbedeckt ist auch die mittlere der in den Ahsener Fischteichen liegenden Halbinsel. Dünen sind auf ihr nicht ausgebildet.

Auf der Nordwestseite des Gärnebaches liegt zwischen der unteren D-3-Terrasse am Osthang der Lévisch-Berge und dem Seitenkanal auf der D-4-Terrasse das Kerngebiet des Dünenfeldes. Es handelt sich um zwei nach Osten geöffnete, bogenförmige Dünen (Nr. 19), von denen die äußere, größere Düne weitgehend zerstört ist. Beide Dünen laufen ungefähr parallel. Die Länge jeder Düne beträgt ungefähr 400 m, ihre Breite schwankt um 70 m. Die höchste dünenförmige Kuppe südlich dieser Düne stellt keine Düne dar, sondern ist ein Ausläufer der Hälterner Sande der Lévisch-Berge.

Von hier aus folgt der Decksandgürtel dem Außenrand der D-4-Terrasse und wird bald durch den nach Norden vorspringenden Ausläufer der Lévisch-Berge verschmälert. In diesem Teil ist es nicht zur Dünenbildung gekommen. Die Decksanddecke füllt weiterhin z. T. die große Einbuchtung zwischen den Lévisch-Bergen und dem Schrammberg aus und endet am Innenrand der oberen D-3-Terrasse. Im weiteren Verlauf folgen zwischen der künstlichen Aufschüttung im Norden und der großen Sandgrube (SW Westleven) zahlreiche südwest-nordöstlich verlaufende kleinste Erhebungen. Sie zeigen eine hantelförmige Gestalt. An beiden Enden kuppig ausgebildet, verschmälern sie sich im Innern.

Weitere Dünen treten erst wieder westlich der genannten Sandgrube auf. Von besonderem Interesse ist die Düne Nr. 20, die durch die Ausbaggerung der Grube durchschnitten ist und ein von den Dünen der zwei großen anderen Felder abweichendes Profil aufweist. Diese Düne steigt an allen Seiten gleichmäßig an und erhebt sich bis 4 m über der D-4-Terrasse. Diese von Süden nach Norden durchschnitene Düne zeigt zuoberst eine dunkle, nahezu schwarze, aus zähen Würzelfasern zusammengesetzte Krume, die in vorspringenden Fladen über dem Rand hängt. Es handelt sich um Trockentorf oder Rohhumus. Unter ihm liegt eine graue bis weiße, fein- bis mittelkörnige Bleichsandschicht, der Podsolboden, der eine Stärke von durchschnittlich 15—20 cm hat. Darunter liegt der eigentliche Ortstein: eine oben schwarze, unten braun oder rostrot werdende Schicht. Diese nur an wenigen Stellen verfestigte Lage verläuft im allgemeinen in gleicher Tiefe unter der Oberfläche, nur

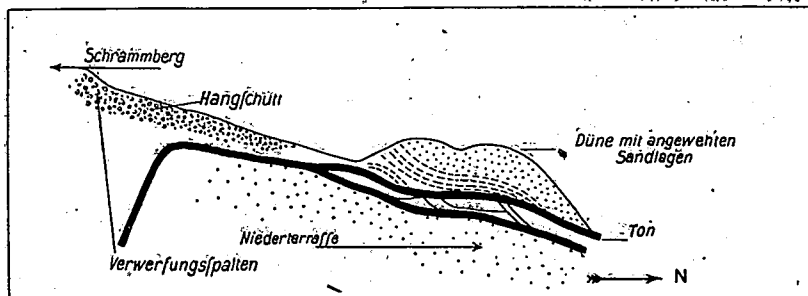


Abb. 4: Profil einer durch Nordostwinde angewehten Düne am Westrand der Sandgrube östlich der Plaggenheide

an manchen Stellen ist sie zapfenartig ausgebildet. Die Ortsteinschicht liegt in 20 bis 60 cm Tiefe. Unter dieser Schicht folgt wieder fein- bis mittelkörniger Dünen sand, der nach der Tiefe heller wird. Diese Sande steigen nach Süden schwach an und laufen wellenförmig zum Anstieg des Schrammberges hin aus (Abb. 4).

In diesen Schichten sind einzelne feine Fugen durch braune Färbung hervorgehoben. Unter diesen Sanden folgt eine Tonschicht, die auf kreuzgeschichteten Sanden lagert.

An diese Düne schließt sich im Westen die Plaggenheide an, deren Mittellinie eine 550 m lange und 100 m breite von Südwesten nach Nordosten verlaufende Düne (Nr. 21) darstellt. Im Osten steigt die Düne zu einer 5 m hohen, allseitig gleichmäßig abfallenden Kuppe an. Der ganze nördliche Teil dieser kuppig ausgebildeten Sandanwehung wird von einer rinnenförmigen Wanne begleitet. Im Westen steigt die Düne wieder an, wobei der Nordhang immer etwas steiler als der Südhang ist. Ein schwach ausgebildetes Ortsteinprofil ist in 15 bis 20 cm Tiefe vorhanden.

Südlich dieser Erhebungen geht der Dünen sand allmählich in feinkörnigeren Sand und Sandlöß über.

**Die Hullerner Ackerplatte (V).** Eingefaßt vom Westruper Dünenfeld im Westen, von der Strübingschen Sandhöckerlandschaft im Osten, im Norden und Süden von den Abfällen der D-4-Terrasse begrenzt, erstreckt sich in west-östlicher Richtung die um das Dorf Hullern liegende Ackerplatte. Die ebene, durchschnittlich 45 m hohe Oberfläche trägt fast unmerkliche, langgestreckte buckelförmige Erhebungen und bis 100 m lange Windausblasungen. Nach Norden und Süden fällt die Ackerplatte ab und ist an den Rändern zerlappt. Die Platte macht den Eindruck einer an ihren Rändern abgestochenen und von Menschenhand planierten Kleinlandschaft.

**Übersicht der Dünenformen der Halterner Talung.** Bei den Dünenfeldern ist die parallele Orientierung ihrer Längsachse zu der allgemeinen Flußrichtung auffallend. Alle Felder zeichnen sich durch eine betonte Geschlossenheit aus. Innerhalb der allgemeinen Orientierung sind die Dünenfelder der Talung aus Einzeldünen von unterschiedlichstem Grundriß zusammengesetzt.

Wall- und Strichdünen wechseln mit Bogen- und Parabeldünen. Walldünen stehen senkrecht zu der sie aufbauenden Hauptwindrichtung. Sie verlaufen also von Norden nach Süden und besitzen eine flach ansteigende Luv- (bis  $10^\circ$ ) und eine steil abfallende Leeseite (bis  $25^\circ$ ). Ihr Kamm verläuft im allgemeinen gradlinig. In der Halterner Talung treten sie nur vereinzelt auf und sind meist als Reste ehemaliger Bogendünen aufzufassen.

Im Gegensatz zu den Walldünen stehen die Strichdünen parallel zur Hauptwindrichtung. Diese Dünen verlaufen somit von Westen nach Osten. Ihre Böschungen weisen naturgemäß auf beiden Seiten gleiche Hangverhältnisse auf. Nach Solger<sup>4)</sup> ist diese Form der Düne selten in

4) Solger, F.: Inlanddünen, 1912, 29.

reiner Ausbildung zu finden, da jede Änderung der Windrichtung das Profil beeinflusst. Die Strichdünen zeigen daher im Innern eine große Neigung zur Kreuzschichtung.

Neben diesen einfachen Dünen treten zusammengesetzte Dünen auf: die Bogen- und Parabeldünen. Erstere werden von zwei Flügeln gebildet, die im Kopf der Düne spitzwinklig zusammenlaufen und eine ausgeprägte flache Luv- und steile Leeseite zeigen. Die Länge der Arme beträgt häufig 1000 m. Die Breite ist im Durchschnitt 75 m. Die 5 bis 10 m hohen Gipfelinien der zuweilen verschachtelten Dünen haben einen verhältnismäßig geraden Verlauf. Eine Unterabteilung der Bogendünen stellen die Barchane dar. Ihre typische Eigenart fand schon auf Seite 15 (Düne Nr. 12) Erwähnung. — Die zweite Form der zusammengesetzten Dünen, die Parabeldüne, hat ebenfalls einen bogenförmigen Grundriß, jedoch stoßen ihre Arme nicht spitzwinklig aufeinander, sondern sind durch einen auf beiden Armen senkrecht stehenden Wall verbunden. Die Außen- und Innenseiten sind gleich steil. Die Kammlinie ist zuweilen sehr unregelmäßig. Im Gebiet der Halturner Talung erreichen sie dieselben Höhen- und Breitenverhältnisse wie die Bogendünen. Zuweilen sind die Verbindungswälle durch Seitenäste verlängert, so daß der Eindruck dreiarmer Dünen erweckt wird.

Die Höhe dieser Dünen schwankt zwischen 1 und 15 m. Die durchschnittliche Höhe beträgt 5 m. Gleichmäßigkeiten in der Lage der höchsten Kuppen, wie sie Hoerle<sup>5)</sup> gefunden hat, konnten nicht festgestellt werden.

Im Profil der Dünen sind, wie schon bemerkt, Unterschiede zwischen Luv- und Leeseiten deutlich. Die der Hauptwindrichtung zugekehrte Seite ist flacher. Sie beträgt 6 bis 10°. Die dem Wind abgekehrte Seite ist bis 25° steil. Die senkrecht zur Hauptwindrichtung verlaufenden Walldünen weisen einen steileren Ostabfall auf. Häufig sind den Dünen kleinere Dünen vorgelagert, die selbständige Sandanwehungen sein können oder von der Hauptdüne nachträglich abgetrennt worden sind.

Während in der Westrupe Heide neben Parabeln die Bogendünen vorherrschen, findet sich im Bereich der Hullern-Eversumer Heide nur im Westen eine Parabeldüne, im mittleren Teil sind die Dünen sehr stark zerstört, im Osten dieser Heide treten vorherrschend Strichdünen auf. Die Dünen am Nordrand der Haard sind entwicklungsgeschichtlich vorwiegend Strichdünen. Wir können also folgende Einordnung feststellen: 5 Walldünen (Nr. 4, 5, 6, 15, 16), 8 Strichdünen (Nr. 7, 9, 13, 17, 18, 20, 21, 22), 1 Parabeldüne (Nr. 2), 3 Bogendünen (Nr. 1, 3, 19), 1 Sieldüne (Nr. 12).

Neben diesen Vollformen treten im Bereich der Halturner Talung Windmulden und Windgräben in fast nicht übersehbarer Zahl auf. Es handelt sich um abflußlose, nicht durch Wasser entstandene Vertiefungen. Sie verdanken ihre Entstehung dem Wind und zeigen häufig eine von

<sup>5)</sup> Hoerle, W.: Heidesandgebiete, 1920, 20.

Westen nach Osten verlaufende Richtung. Sie treten sowohl im Vor-  
gelände der Dünen, innerhalb eines Bogens als auch in den höchsten  
Erhebungen auf. Typische Windmulden zeigt die Düne 1, der Westru-  
per Heide. Bei einer bestimmten Windrichtung geht die Ausdehnung vor-  
wiegend in dieser Mulde vor sich, es entsteht so aus der Mulde ein  
Windgraben, der dauernd an Breite zunimmt. Wege und Wagenspuren  
können, wenn sie in der Hauptwindrichtung liegen, die Grabenbildung  
stark unterstützen.

In der Strübingschen Sandhöckerlandschaft finden sich nicht nur  
durch Wind geschaffene, sondern auch durch Wirkung des Wassers ge-  
bildete Hohlformen. Hier sind die jetzt wasserlosen Tälchen zwischen  
den Riedeln anzuführen. Diese Täler zeigen flachgeböschte Hänge mit  
V-förmigem Querschnitt. Nach Norden verschmälern sie sich, ihr Grund  
steigt an und endet vor den Dünen. Zuweilen treten auch an den Hängen  
hoher Dünen V-förmige, durch Erosion geschaffene Täler auf, die nach-  
träglich durch Sandanwehungen wieder umgewandelt worden sind.

In der weiten Ebenheit der Hullerner Ackerplatte treten ebenfalls  
muldenförmige Hohlformen auf, deren Durchmesser häufig 100 m beträgt.  
Auch diese Formen sind, ähnlich wie die bei Westleven, Leven und  
Ahsen durch die Tätigkeit des Windes geschaffen.

# B. Die äußere Formengemeinschaft

## 1. Allgemeines

Zu der äußeren, an den Hängen der Haard und der Borkenberge auftretenden Formengemeinschaft zählen die Reste höherer Talböden, die in Form von Terrassensäumen erhalten geblieben sind. Infolge des hohen Alters der Terrassen sind diese zum Teil und ihre leicht zerstörbaren Schotter vollständig abgetragen worden. Die Terrassen treten daher nur in schotterlosen Flächen oder in schmalen Talleisten auf.

Diese Verebnungen können nicht durch flächenhaft wirkende Denudation entstanden sein. Sie lassen sich auf großen Strecken zu Horizonten ordnen, die dem Alluvialboden der Lippe parallel laufen, so daß kein Zweifel besteht, daß sie durch Erosion der Lippe gebildet worden sind.

## 2. Der Terrassenknotenpunkt von Hamm-Bossendorf

Treten die Terrassen von Ahsen bis zum Osthang des Finkenberges als schmale Leisten auf, so erscheinen sie im Hamm-Bossendorfer Terrassenknotenpunkt (Abb. 5) als verschlungene, um einen etwas südlich der Försterei Bossendorf gelegenen Mittelpunkt.

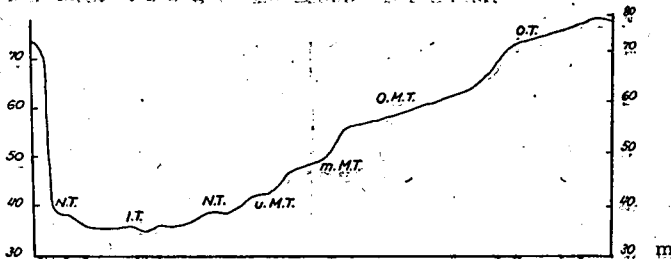


Abb. 5: Querprofil durch das Lippetal im Terrassenknotenpunkt von Hamm-Bossendorf

Die D-4-Terrasse, die westlich der künstlichen Aufschüttung bei Bossendorf beginnt, zeigt im Bereich des bebauten Teiles von Bossendorf ihre natürliche Oberfläche. Südlich des Ortes tritt Flugdecksand auf, der sich bis zum Anstieg der Halterner Sande erstreckt. Nach Westen wird der Decksand von Sandlöß abgelöst. Die D-4-Terrasse findet ihren äußeren Abschluß durch die 43,5-m-Linie und zieht über das Straßenkreuz (Punkt 43,4 südlich Haltern) zum Kanal, um hier 250 m westlich der Straße Sinsen-Haltern zu enden. Erst westlich des an der 45-m-Linie endenden schildförmigen Ausläufers der Halterner Sande tritt die Terrasse sandlößbedeckt wieder auf. Sie erstreckt sich zwischen dem Kanal bzw. der A-Terrasse und der Straße nach Marl, von der 45-m-Linie eingenommen, so daß der Ort Hamm auf der Terrasse liegt.

Die untere D-3-Terrasse. Die D-4-Terrasse wird im Bossendorfer Terrassenknotenpunkt von der mit dünner Sandlößdecke überzogenen

unteren D-3-Terrasse umrahmt. Schotterflächen sind nicht vorhanden. Deutlich tritt die Terrasse dicht westlich des Eggenberges in 15 m Höhe auf (über Talaue). 250 m südlich des großen Straßenkreuzes biegt die Terrasse nach Nordwesten um und endet im Osten der schon genannten schildförmigen Erhebung der Halterner Sande. Westlich tritt sie wieder auf, ihr Innenrand folgt der Straße nach Marl. Durch eine nach Nordwesten vorspringende Erhebung geteilt, erscheint sie am Westrand des Blattes Haltern in schmaler Ausbildung zwischen 43,75 und 47,5 m zum letzten Male.

**Die mittlere D-3-Terrasse.** Diese Talstufe reicht, bogenförmig nach Norden vorstoßend, von der 50-m-Linie im Norden bis zur 56,25-m-Linie im Süden. Schmal ausgebildet, biegt sie westlich Bossendorf, sich zu einer großen Fläche verbreiternd, nach Süden um und schickt einen schmalen talförmigen Arm nach Südosten in die höhere Terrasse. Westwärts liegt ihre Höhe zwischen 50 und 60 m, im Norden begrenzt von dem sanften Abfall zur unteren D-3-Terrasse. Durch nördlich von ihr liegende Halterner Sande (320 m südlich des Hammer Denkmals) wird sie eingengt und verläuft geschwungen in die Dorstener Talung.

**Die obere D-3-Terrasse.** Westlich der Straße Haltern-Sinsen folgt mit Steilabfall, zur mittleren D-3-Terrasse zwischen 60 und 68 m die morphologisch deutlich hervortretende obere D-3-Terrasse. Sie ist eben ausgebildet und steigt flach nach Osten an. Eine Sandlößzone trennt sie vom Anstieg zum Hammer-Berg. Am Westrand des Blattes, zwischen der mittleren D-3-Terrasse und dem Hammer-Berg, erscheint sie wieder und ist im Durchschnitt 65 m hoch. Sie beginnt im Osten spitzwinklig, verbreitert sich und geht in das Dorstener Lippetal über.

**Die D-2- und D-1-Terrasse.** Eine D-2-Terrasse, die an anderen Flüssen am stärksten in Erscheinung tritt, ist am Rande der Haard nur in wenigen Resten vorhanden.

Zu beiden Seiten der Försterei Bossendorf ( $\frac{1}{2}$  km südlich des großen Straßenkreuzes bei Bossendorf) setzt die ebene, morphologisch gut ausgebildete D-1-Terrasse ein, die im Norden im Jagen 318 beginnt und bis zum Kiebitz- und Hammer-Berg im Süden reicht. Ihre durchschnittliche Höhe beträgt 80 m abs. Sie ist als Fortsetzung der weiter östlich gelegenen, im Schrammberg-Niveau auftretenden Terrasse aufzufassen.

#### Terrassen des Hamm-Bossendorfer Terrassenknotenpunktes

Terrasse	Ufer	Höhenlage in m	
		absolut	über mittlerem Lippespiegel
A-Terrasse	links	37	2
D-4-Terrasse	„	42	7
untere D-3-Terrasse	„	45—50	10—15
mittlere D-3-Terrasse	„	50—60	15—25
obere D-3-Terrasse	„	65	30
D-2-Terrasse	„	—	—
D-1-Terrasse	„	80	45

### 3. Die Terrassen nördlich der Stadt Haltern

Während in dem Terrassenknotenpunkt von Hamm-Bossendorf die Talstufen mehr oder weniger ineinander verschlungen auftreten, bieten sich die Terrassen zwischen dem Sythener Quertal und dem St.-Anna-Berg der Beobachtung weit übersichtlicher (Abb. 6).

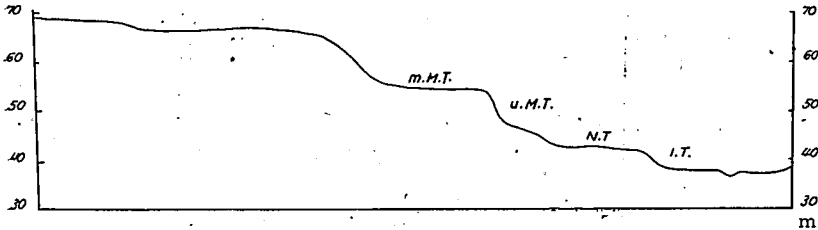


Abb. 6: Querprofil durch das Lippetal nördlich der Stadt Haltern

Von Nordosten kommend, begleitet die lößbedeckte untere D-3-Terrasse zwischen 50 und 45 m die D-4-Terrasse nördlich der Stadt Haltern. Westlich der Halterner Mühle tritt erstere sanft abfallend bis zum Rande des Stausees vor und biegt nach Westen über die Bahn zur Halterner Spinnerei um. Sie greift in mehreren Zipfeln nach Norden und endet vor der höheren Terrassenfläche, die das Kastell Aliso trägt.

Der unteren D-3-Terrasse im Norden vorgelagert, folgt die 50—60 m hohe, ebenfalls lößbedeckte mittlere D-3-Terrasse, die ihre äußere Begrenzung vor dem Anstieg der mächtig entwickelten D-3-Terrasse findet. Eine obere D-3-Terrasse ist im Gegensatz zur Terrassenlandschaft um Hamm-Bossendorf nicht ausgebildet. Dagegen zieht die D-2-Terrasse vom Wirtshaus Drügenpütt über die Uphuser Mark nach Hennewig. Sie ist teils von Grundmoräne, teils von Löß bedeckt. Stark durch Nebentäler zertalt, biegt sie dann bis zum Römerkastell um. Von hier verläuft sie parallel der Lippe zum St.-Anna-Berg, der, schon außerhalb der Halterner Talung, das Lippetal im Norden als mächtige D-2-Terrasse begrenzt.

#### Terrassen nördlich der Stadt Haltern

Terrasse	Ufer	Höhenlage in m	
		absolut	über mittlerem Lippespiegel
A-Terrasse	rechts	38	3
D-4-Terrasse	"	41—43	6—8
untere D-3-Terrasse	"	45—50	10—15
mittlere D-3-Terrasse	"	50—60	15—25
obere D-3-Terrasse	"	—	—
D-2-Terrasse	"	68—72	33—37
D-1-Terrasse	"	—	—



#### 4. Die Terrassensäume der Lippe von Ahsen bis Hamm-Bossendorf

**Allgemeines.** Auch hier lassen sich innerhalb der Höhen von 50 bis 68 m (= 12 bis 30 m über dem mittl. Lippespiegel) mehrere Terrassen unterscheiden, die als deutlich geneigte Flächen zum Lippetal abfallen. Im Gegensatz zum Hamm-Bossendorfer Terrassenknotenpunkt ist die untere D-3-Terrasse nicht ausgebildet (Abb. 7).

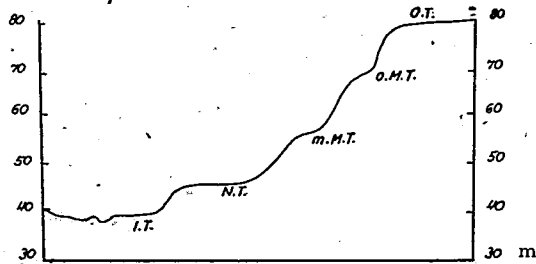


Abb. 7: Querprofil durch das Lippetal zwischen Ahsen und Hamm-Bossendorf

**Die mittlere D-3-Terrasse.** Ein Rest der mittleren D-3-Terrasse eines Seitenbaches (Gernebach) tritt nordwestlich der Ahsener Fischteiche zwischen diesen und dem Abfall der Levisch-Berge auf. Am Innenrand von der 51,25-m-Höhenlinie begrenzt, erstreckt sie sich nordsüdlich auf Halterner Sanden. Ihr vorgelagert und die Terrassenkante verdeckend, liegt die Düne Nr. 19. Der Außenrand der Terrasse wird im Westen zunächst von der 50-m-Linie, im südlichen Teil von der 52,5-m-Linie begrenzt. Am nördlichen Vorsprung der Levisch-Berge endet sie.

Ein weiterer Terrassenrest schließt sich an die kleinkuppige Dünenlandschaft südlich der künstlichen Aufschüttung an. Schmal, im Norden lappig gerandet, wird sie im Norden und Nordosten von der 50-m-Linie, im Süden von der 55-m-Linie eingefasst. Auch ihre von Sandlöß bedeckte Oberfläche ist schwach zur Lippe geneigt und von einer kleinen Düne bestanden.

250 m westlich setzt sich diese Terrasse in gleicher Höhe in einer ungefähr 250 m breiten und 800 m langen Verebnung südlich der Düne Nr. 21 fort. Sie endet an einer höheren, am Nordabfall des Schramm-Berges verlaufenden Talleiste.

Die nadelwaldbedeckte Ebenheit im Gebiet von Sundern, umrahmt von unteren Halterner Sanden und begrenzt von der 50- und 58,75-m-Linie, stellt die Verbindung zu dem längsten mittleren D-3-Terrassenrest auf der linken Seite der Lippe dar. Mit einer Länge von 1500 m zieht letztere leistenförmig in gleicher Höhe nach Nordwesten bis zu den Ausläufern des Finkenberges. Sandlößbedeckt fällt sie, auf Halterner Sanden ruhend, schwach zur Flaesheimer Ebene ab. Ebenfalls auf denselben Sanden ruhend, folgt südlich Bossendorf ein weiterer, jedoch fraglicher Rest, der sich nach Westen verjüngt und bogenförmig in den Terrassenknotenpunkt von Hamm-Bossendorf übergeht.

**Die obere D-3-Terrasse.** Diese Terrasse beginnt nördlich der Levisch-Berge und tritt nur in wenigen Resten auf. Sie stellt zwischen der in der Karte eingezeichneten künstlichen Aufschüttung und den Levisch-Bergen eine 60—65 m hohe Verebnung dar, die schon nach wenigen 100 m auskeilt und zur mittleren D-3-Terrasse überleitet. Nach kurzer Unterbrechung setzt sich die Terrasse in einer von Osten nach Westen schlangelnd verlaufenden, zur Lippe schwach geneigten Ebene fort. Sie beginnt schmal am Westabhang der Levisch-Berge, verbreitert sich und endet spitz auslaufend vor dem östlichen Arm des Schramm-Berges.

Der nächste Terrassenrest tritt in der Plaggenheide südlich der breiten mittleren D-3-Terrasse auf. Er ist mit 120 m sehr schmal und steigt allmählich zum Schramm-Berg-Plateau an. Dieselbe Höhenlage zwischen 60 und 65 m hat der nächste Rest dieser Terrasse zwischen dem Schramm- und dem Dachsberg. Beide Terrassen liegen auf Halturner Sanden und sind von einer dünnen Sandlößschicht bedeckt. Nun tritt bis zum Finkenberg diese Terrasse nicht mehr auf. Weitere Reste finden sich erst im Hamm-Bossendorfer Terrassenknotenpunkt.

**Die D-2-Terrasse.** Diese Terrasse tritt auf der linken Lippeseite nur in einem Rest auf. Südlich der künstlichen Aufschüttung bei Westleven liegt sie 15 m über der oberen D-3-Terrasse im Levisch-Bergniveau. Diese morphographisch stark hervortretende Terrasse wird von der 70-m-Linie eingefasst, nur im Südosten sinkt sie bis auf 65 m ab. Zertalungen und kleinere Erhöhungen weist sie in ihrem mittleren Teil auf.

**Die D-1-Terrasse.** Eine andere, von der 80-m-Linie begrenzte Terrassenfläche stellt der Schramm-Berg dar. Vor allem in seinem nördlichen Arm tritt eine weite Ebenheit auf, deren Kante schroff zur oberen D-3-Terrasse abfällt. Nach Süden senkt sich die Verebnung allmählich und wird durch ein jüngerer Tal stark eingekerbt. — In dieses Schramm-Bergterrassenniveau passen sich drei rund bis ovale, zum Dachsberg weisende Erhebungen ein.

Jenseits des Finkenberges tritt erst im Terrassenknotenpunkt die schon behandelte Terrassenfläche um die Försterei Bossendorf auf. Alle genannten Terrassen liegen auf Halturner Sanden und tragen eine dünne, bis 20 cm starke Decke von Sandlöß.

#### Terrassen der Lippe von Ahsen bis Hamm-Bossendorf

Terrasse	Ufer	Höhenlage in m	
		absolut	über mittlerem Lippespiegel
Aue	rechts	37	1
A-Terrasse	"	39—41	3—5
D-4-Terrasse	"	44—45	8—9
D-3-Terrasse	"	—	—
mittlere D-3-Terrasse	"	50—55	14—19
obere D-3-Terrasse	"	60—65	24—29
D-2-Terrasse	"	70	34
D-1-Terrasse	"	80	44

## 5. Die Taltreppe des Renn-Finken-Berges

Im Gegensatz zum ostwestlichen bzw. südostnordwestlichen Verlauf der Haardhöhen nehmen Renn- und Finkenberg eine Sonderstellung ein. Beide verlaufen in einer 2,5 km langen Erstreckung von Süden nach Norden. Der Ausgangspunkt des Finkenberges liegt im Süden. Hier ist er durch ein 20 m tiefes, von Nordosten eindringendes Tal vom Renn-Berg getrennt. Der Finkenberg beginnt nördlich der Höhe 136,4, er verbreitert sich schnell und erreicht etwas nördlich seiner höchsten Erhebung (128,1) seine größte Breite. Im mittleren Teil verschmälert er sich und schickt östlich der Höhe 109,0 noch einmal eine Ausbuchtung nach Osten. In einem geschwungenen Verlauf fällt er sodann bis zum Anstieg des Eggen-Berges ab.

Interessant ist nun der stufenförmige Abfall des Renn- und Finken-Berges zur Lippeniederung. Innerhalb der Höhen von 135 bis 70 m treten sieben Treppen auf, die sich zu einem nach Osten geöffneten Bogen ordnen. Die höchste, eben ausgebildete Fläche liegt mit 135 m im Renn-Berg. Ihr im Westen vorgelagert folgt in gleicher Höhe eine weitere Fläche. Beide sind heute durch ein schmales Tal getrennt.

Die nächsttiefere D-2-Niveaufläche folgt im Südteil des Finkenberges, umrahmt von der 120-m-Höhenlinie. Die Fläche fällt von Norden nach Süden ab und hat von allen Terrassenflächen des Finkenberges die größte Ausdehnung. Zwei weitere D-1-Flächen im 100-m-Niveau folgen ihr im Norden. Erstere ist nur länglich schmal ausgebildet, die zweite hat die Form eines rechteckigen Plateaus.

Außerhalb des Finkenberges schließen sich auf Halterner Sanden als letzte Treppen westlich des Jagens 303 zwei kleinere Flächen im 70-m-Niveau an, die die Fortsetzung des D-2-Terrassenniveaus darstellen.

## 6. Der Sandlöß

Neben dem Lößvorkommen in der Halterner Lößinsel tritt Sandlöß in dünner Decke im Bereich der Halterner Talung auf. Er erreicht keine größere Mächtigkeit und ist schichtungslos. Vom eigentlichen Löß unterscheidet er sich durch die Zunahme der größeren Bestandteile, vor allem des Quarzes. Die Korngrößen sind etwa 0,05—0,02 mm. Scharfe Grenzen zwischen Löß und Sandlöß sind nicht zu ziehen. Es ist ein Übergang des Sandlösses in den Flugsand festzustellen. Jedoch ist die physikalische Verwandtschaft des Sandlösses zum Löß größer als die zum Flugsand.

Bodenartlich handelt es sich beim Sandlöß um schwach lehmigen Staubsand. Der Boden hat sich zu einem schwach bis mäßig gebleichten braunen Waldboden entwickelt.

Während der Flugsand sich vorwiegend auf die niederen Gebiete der Talung beschränkt, überdeckt der Sandlöß die höheren Flächen.

In der Halterner Talung nimmt außerdem der Löß große Gebiete ein. Er beginnt am Außenrand der D-4-Terrassen. In sehr dünner, zuweilen nur 20 cm mächtiger Decke überlagert er die äußeren und die randlichen Landschaften der Talung. Auf die Oberflächengestaltung hat er nur geringen Einfluß.

# C. Die hügeligen Rändlandschaften

## 1. Die Haard

Die Haard als südliche hügelige Randlandschaft ist aus unteren Sanden aufgebaut. Sie überlagern den nächst älteren Sandmergel von Recklinghausen oder die Zone des Marsupites ornatus. Mit diesen Sanden beginnt das eigentliche Untersenon über dem Emschermergel. Aufschlüsse in der Umgebung von Recklinghausen zeigen den Aufbau aus glaukonitischen Mergeln und mergeligen Feinsanden. Diese enthalten reine Kalkmergel in Form von Bänken, wie sie beim Bau des Prosperkrankenhauses zu Recklinghausen zu Tage gefördert wurden. Sie haben einen beträchtlichen Quarzgehalt. Unter anderem bauen sie den ost-westlich streichenden Recklinghäuser Höhenrücken auf.

Die Haard mit einer Flächenausdehnung von 5000 ha macht den Eindruck eines fast quadratisch gebauten Kettengebirges, das im Osten durch das tief eingeschnittene Gernebachtal von den unteren Bockumer Mergelsanden getrennt ist. Die Ostgrenze verläuft weiter am Westrand der Hachhausener Löß- und Sandlößlandschaft entlang nach Süden und schließt den Stimberger Tafelberg ein, so daß der weitere Verlauf der Ostgrenze die Mergelsande nördlich von Klein-Erkenschwick ausschließt. Die Haard greift hier, sich abdachend, nach Süden vor bis Klein-Erkenschwick und biegt nach Westen um. Die Südgrenze folgt dem Nordrand des nur 70—80 m hohen Erkenschwicker Tales. Dieses nach Wegner<sup>6)</sup> präglazial angelegte Tal ist mit Flugdecksanden, Grundmoräne, Vorschüttanden, Löß und Sandlöß angefüllt und wird heute durch Mühlenbach und Großer Bach nach Osten bzw. Westen entwässert. Durch eine quer, durch das Tal verlaufende, im Durchschnitt 7 m hohe Talwasserscheide bei Oer wird die Haard mit dem Recklinghäuser Rücken verbunden. Die Nordgrenze der Haard verläuft von Sickingmühle über Herne-Hamm und erreicht bei Bossendorf die nördlichste Ausweitung. Die Straße Bossendorf-Ahsen folgt dann ungefähr dem Haardrand bis zum Gernebachtal. Die die Haard aufbauenden Sande, von Schlüter<sup>7)</sup> als Zone des Pecten muricatus bezeichnet, bestehen fast aus reinen, gelben bis braunen, zuweilen rötlich aussehenden mittel- bis feinkörnigen Sanden. Sie enthalten im Vergleich zu den Recklinghäuser Sanden sehr wenig Kalksandsteinbänke. Im Westen und Süden der Haard bildet ein tonfreier Sand mit Lagen von gröberen Sanden den Untergrund, während nach Osten die Sande feinkörniger werden. Die Grenze zwischen beiden ist schwer feststellbar, jedoch dürfte sie im Norden der Haard zwischen Kiebitzberg und der Höhe 103,8, südöstlich der Försterei Bossendorf, zu suchen sein.

Die Halterner Sande besitzen einen hohen Gehalt an Schwefelkies. Durch das den Boden durchlaufende Wasser wird Schwefelkies zersetzt,

<sup>6)</sup> Wegner, Th.: Granulatenkreide, 1905.

<sup>7)</sup> Nach Bärtling, R.: Wanderbuch, 1913, 286.

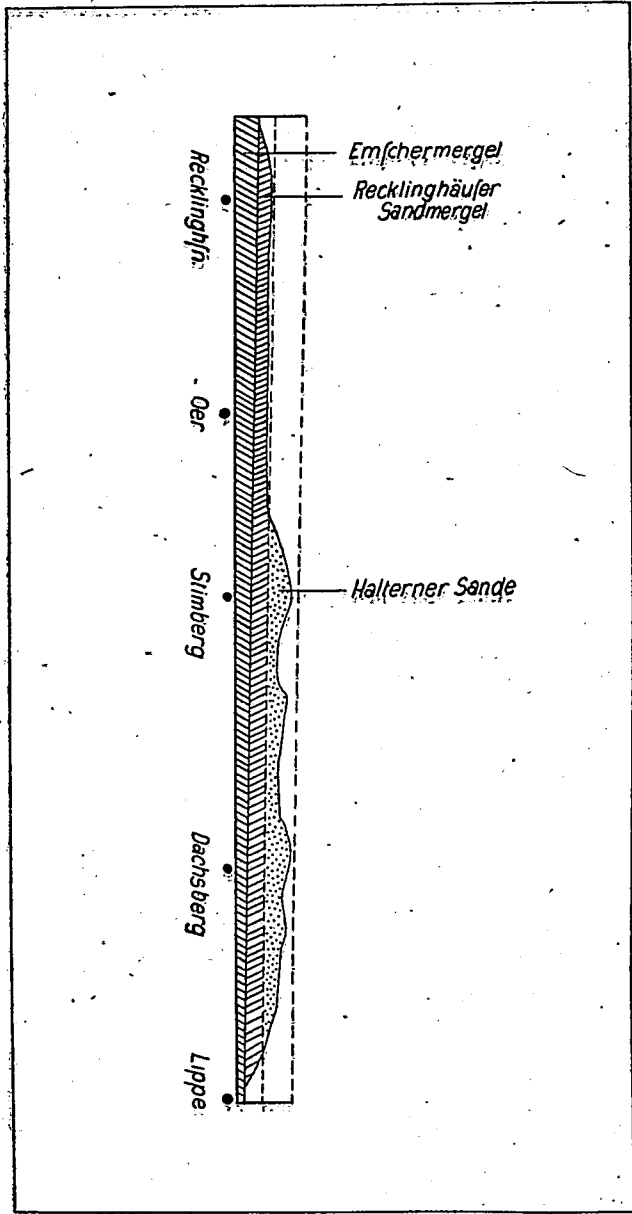


Abb. 8: Profilschnitt Recklinghausen-Lippetal

wobei es zunächst zu Eisensulfat oxydiert wird, das durch Fortführung der SO<sub>4</sub>-Ionen in Eisenhydroxyd übergeht. An der Luft oxydiert der Niederschlag sehr leicht und geht nach mehreren Zwischenstufen schließlich in rotbraunes Eisen(III)hydroxyd über. An den Entstehungsorten verbindet diese Base die Sande zu dunkelbraunen, schalenförmigen Sanden von bedeutender Härte. Diese Eisensandsteine liegen in großer Zahl auf der Oberfläche zerstreut oder sind durch Bodenfließen und durch die selektive Tätigkeit des fließenden Wassers zu zuweilen starken Lagern angereichert, die an aufgeschüttete Eisenbahndämme erinnern, wie dicht südlich der höchsten Schrammbergerhebung. Unter der Oberfläche der Haard treten Eisensandsteine nicht in den Mengen auf, da eben nur an der Oberfläche eine Anreicherung stattgefunden hat. Die Widerstandsfähigkeit der Halterner Sande ist nicht nur dadurch bedingt, daß das Wasser schnell durch den Sand sickern kann und er nicht abgeführt wird, sondern ist auch bedingt durch die großen Massen der Eisensandsteine, die den schon stark abgetragenen Sanden einen Halt bieten, wodurch die weitere oberflächliche Abtragung unterbunden wird. Die Eisensandsteinscherben liegen über den Quarziten, wie Aufschlüsse am Stimberg und südlich des Rennberges zeigen. Diese Quarzite sind ungeschichtete, wulstige Gebilde, die nach Udluft<sup>8)</sup> an Ort und Stelle aus den Sanden hervorgegangen sind. Sandlinsen von etwas größerer Härte bilden den Beginn der Verkiešung, die nach den gleichen Vorgängen verläuft, wie sie bei den Eisensandsteinen beschrieben wurde.

Die Haard nimmt in vieler Hinsicht eine Sonderstellung ein. Im Gegensatz zu den sanft geformten Höhen der Recklinghäuser Landschaft ist die Haard ein „Gebirge“ im Kleinen. Sie ist aufgelöst in Einzelkuppen, schmale Bergrücken und Tafelberge. Die Berge sind meist sehr steil und von tiefen Tälern umgeben. Die Haard macht den Eindruck eines der nördlich von Recklinghausen beginnenden Abdachungsfläche aufgesetzten Fremdkörpers<sup>9)</sup>. Anstatt daß sich das Gelände weiter nach Norden senkt, steigt es zu den höchsten Erhebungen an und fällt dann steil zum Lippetal (Abb. 8). Die höchste Erhebung liegt mit 157,3 m im Südosten im Stimberg.

Nach Wegner lassen sich drei Bergplatten unterscheiden, aus denen drei Täler einzelne Kuppen und Tafelberge herausgearbeitet haben: den östlichen Stimberger Tafelberg, das westliche Kaninchenberger Plateau, die in der Mitte der Haard gelegenen Weseler Berge und die nördlich davon auftretenden Plateaus des Hammer- und Pinkenberges, ferner die Verebnungsflächen des Renn-, Dach- und Schramm-Berges und die der Levisch-Berge im Nordosten.

Die zuletzt genannten Plateaus bilden die nördliche Kette der Haard mit Erhebungen von 72 bis 137 m.

8) Udluft, H.: Erl. Bl. Recklinghausen, 1939, 27—28.

9) Molly, K.: Die Haard, 1922—24.

Sie zeigen mit Ausnahme des Renn- und Finkenberges eine Ost-West-Erstreckung und tragen die Höhenterrassen der Lippe.

Den Südabschluß im Westen bildet der Hammerberg. Mit einer Länge von 1000 m und einer Breite von 600 m stellt er ein zweistufiges Plateau dar, das allseitig von Terrassenverebnungsflächen umgeben ist. Größere Täler sind an diesem Berg nicht vorhanden. Am Aufbau des Berges beteiligen sich die untersenonen Halterner Sande, die hier aus mittelkörnigen Sanden mit Lagen von groben Sanden und Eisensandsteinen bestehen. Zahlreiche Abdrücke von *Pecten muricatus* sind neben Knauern, Quarziten und wenigen nordischen, aus der Grundmoräne gelösten Gesteinen zu finden.

Der benachbarte, gleich hohe Kiebitzberg zeigt den gleichen Aufbau.

Östlich der Straße Sinsen—Haltern steigt das Gelände nach kurzem Abfall wieder steil zu den Höhen 103,5 und 105,2 an. Beide Erhebungen weisen einen anderen Aufbau auf. Sie bestehen aus mittel- bis feinkörnigen Sanden. Lagen gröberer Sande und Kieselsandsteine treten in geringerem Umfang auf. Der Ostabfall dieser Höhen vollzieht sich sehr steil zu einem breiten Tal mit Sandlößschleier. Nördlich dieses Tales steigt das Gelände zu einer sehr unruhigen, ebenfalls aus untersenonen Sanden bestehenden hügeligen Landschaft an.

Durch eine nach Süden verlaufende höhere Talstufe getrennt, folgt die Taltreppe des Renn-Finken-Berges. Jenseits einer Sandlößzone mit drei kleinen Kuppen aus untersenonen Sanden erscheint der steil ansteigende 122,6 m hohe Dachsberg in Südost-Nordwest-Erstreckung. Vom Rennberg ist er durch ein tiefes Trockental getrennt. Die Abhänge des Dachsberges treten zungenförmig hervor und lassen zwischen sich tiefe Kerbtäler frei. Er steigt nicht in Stufen an, trägt aber auf seiner Oberfläche nördlich des höchsten Punktes eine Verebnung. Durch drei Kuppen wird der Dachsberg mit dem Schrammbergplateau verbunden. Letzterer bildet mit dem Plateau der Levisch-Berge den Abschluß der hügeligen Randlandschaft der Halterner Talung.

## 2. Die Borkenberge

Die als vorgeschobene Posten erscheinenden Borkenberge sind nach Bärtling<sup>10)</sup> ein System von Südwest nach Nordost verlaufender schmaler Rücken, die den gleichen Aufbau wie die Haard zeigen, jedoch mehr stark verkittete Eisensandsteine enthalten. Diese verlaufen nach Löscher<sup>11)</sup> im Streichen der Schichten. Sie haben die Vorbedingung für den rezenten Verlauf der Borkenberge gegeben, deren Modellierung in vier Reihen von Zeugenbergen während des Diluviums und des Alluviums durch Wind und Wasser geschehen sein soll.

Die inselförmigen Kegel des Stein- und Waustberges sind dadurch entstanden, daß die Eisensandsteinbänke nicht gleichmäßig durch-

10) Bärtling, R.: Wanderbuch, 1913, 291.

11) Löscher, W.: Morphologie der Borkenberge, 1932/33.

laufen, sondern unterbrochen sind. Ebenso ist das Tal zwischen dem Rauhen Hang und der Steintelle zu erklären. Quarzite treten nicht auf.

Die Borkenberge lassen sich in die allgemeine Abdachung der Haard einordnen und standen vermutlich mit ihr im Zusammenhang. Durch die Erosion der Lippe wurden Borkenberge und Haard voneinander geschieden.

### 3. Die Schichtstufenlandschaft des Südwest-Münsterlandes

Bei der Untersuchung des südlichen Abfalles der Haard konnte von mehreren Autoren der Nachweis erbracht werden, daß es sich hier um eine Schichtstufenlandschaft handelt (Abb. 9). Die Schichtstufenhänge haben sich nun nicht nur am Südrand der Haard herausgebildet, sondern sie sind nach Osten und Nordwesten weiter zu verfolgen. Die Haard stellt nur einen Ausschnitt der Schichtstufenlandschaft der Westfälischen Bucht dar, die in den von Dahmen<sup>12)</sup> behandelten Beckumer Bergen mit mehreren nach Osten abfallenden bogenförmigen Stufen beginnt, bei Beckum in Ost-West-Erstreckung umbiegt und entlang der Lippe bis Lünen verläuft. Hier ist die Schichtstufe zweifach ausgebildet (Abb. 10).

Den tieferen Untergrund bildet der weiche Tonmergel von Nordlünen, der im Gelände der Zgl. Roberts aufgeschlossen ist. Den Abschluß dieser Mergel im Norden bilden widerstandsfähigere glaukonithaltige Gesteine mit harten Kalkbänken und weichen Mergelschichten. Das Auftreten von *Marsupites ornatus* beweist die Zugehörigkeit dieser Zone zum Recklinghauser Sandmergel. Der von Franke<sup>13)</sup> als Sandstein von Kappenberg benannte Mergel bildet den südlichen der beiden Traufhänge, die Übbenhagener Landstufe aus. Die Übbenhagener Landterrasse wird aus den von Grundmoräne und diluvialen Sanden überlagerten grauen Tonmergeln von Kappenberg gebildet.

Die nächst höhere Netteberger Landterrasse wird wieder durch härtere, den Halterner Sanden entsprechende Sandsteinbänke gebildet, die in ihrem weiteren Verlauf nach Norden von den Netteberger Tonmergeln verdeckt werden. Die Schichten zeigen eine Ost-West-Streichrichtung und fallen unter einem Winkel von ungefähr acht Grad nach Norden ein. Beide Stufen erleiden eine in ihrer sich nach Westen fortsetzenden Streichrichtung durch die Lippe eine Unterbrechung. Die Übbenhagener, von Bork kommende Stufe setzt sich jenseits der Lippe in den Höhen um Datteln fort, umfaßt die Dattelner Berge und die Mergelsande von Bockum-Haus Klosters. Hier wird die Stufe unterbrochen: die Hachhausener Sandlößlandschaft, die fast bis zum Ostfuß des Stimberges reicht, bildet den Übergang bis zum Wiedereinsetzen der Stufe zwischen Klein-Erkenschwick und Rapen. Nun verbreitert sich die zugehörige Platte und nimmt das Gebiet zwischen Recklinghausen und

<sup>12)</sup> Dahmen, G.: Beckumer Berge, 1942, 1—2.

<sup>13)</sup> Franke, A. u. F.: Wanderbuch, 1925, 99.



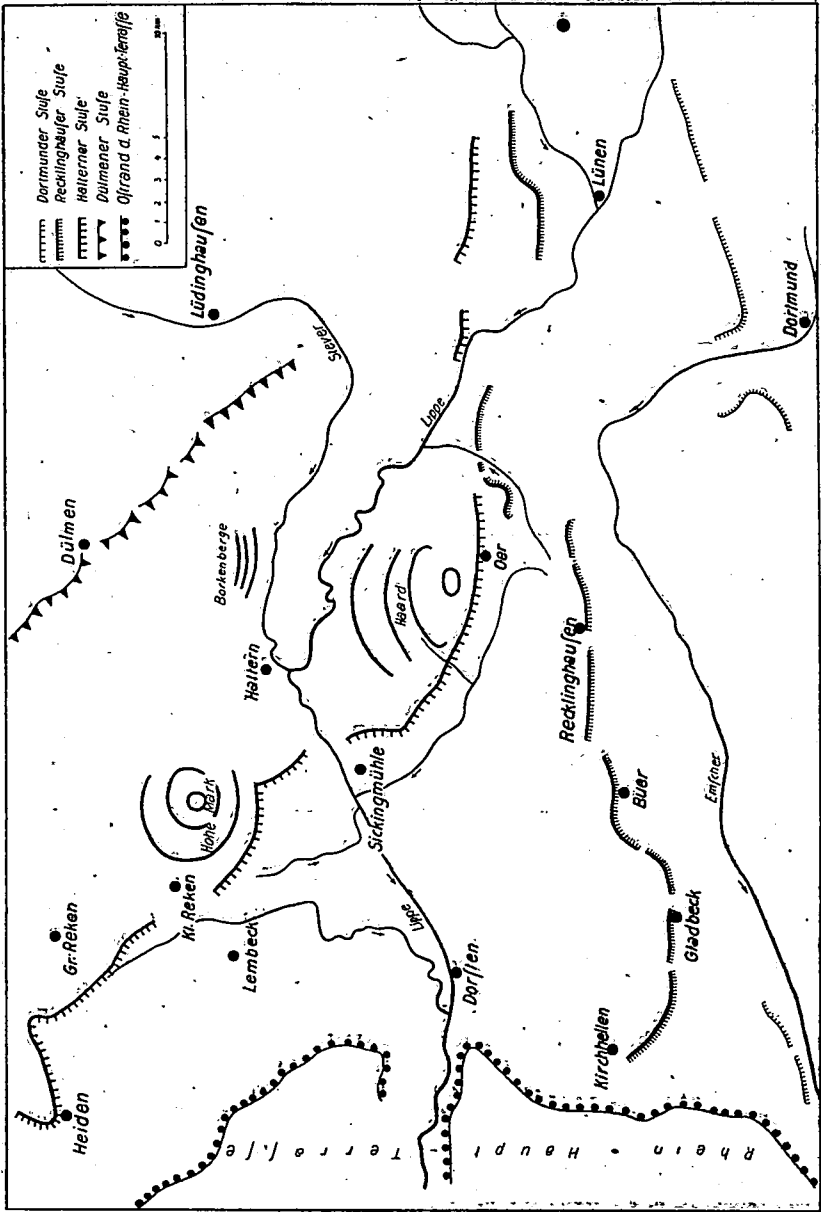


Abb. 9: Die Schichtstufenlandschaft des Südwest-Münsterlandes

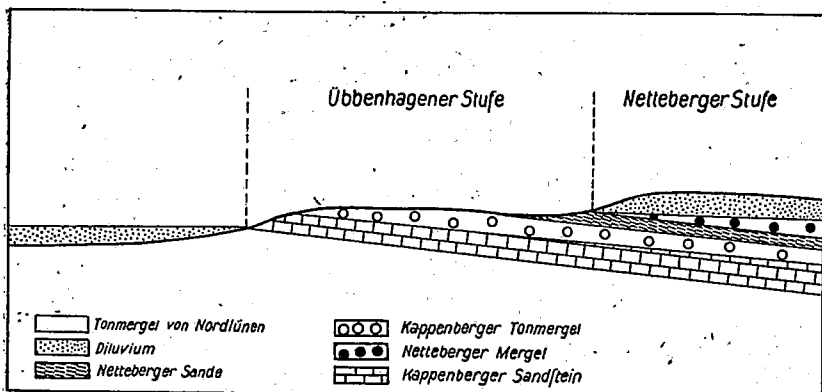


Abb. 10: Profil der Übbenhagener und Netteberger Stufe.  
(Nach A. u. F. Franke)

der Haardstufe ein. Der Traufhang setzt sich von Suderwich über Recklinghausen, Hochlar, Buer, Gladbeck bis südlich Kirchhellen fort. Nach Süden fällt er steil zu dem 3—6 km breiten, als Saumtal entwickelten Längstal der Emscher ab und ist durch Kerbtäler stark zertalt. Jenseits des Erkenschwicker Tales, zu Füßen der Haard, folgen die letzten mergelsandigen Reste der Recklinghäuser Stufe. Hierauf erscheint der Steilhang der Haardstufe, deren Landterrasse die schon beschriebene Haard, die Borkenberge und die Hohe Mark darstellen. Die Schichtstufe ist als Fortsetzung der Ost-West streichenden Stufe von Netteberge anzusehen. Am Stimberg biegt sie aus der Ost-West-Streichrichtung in die Südost-Nordwest-Richtung um und zieht nördlich an Oer und Sinsen vorbei bis Sickingmühle. Jenseits der Lippe setzt sich der Stufenhang in den fast gleichen Höhen der Hohen Mark fort. Von Lippramsdorf verläuft er stark zertalt über Eppendorf, Klein-Reken, über den Melchenberg bei Groß-Reken bis zu den Bergen bei Borken. Das ihm vorgelagerte, in der Recklinghäuser Landterrasse eingelassene Erkenschwicker Tal verläuft parallel der Haard-Schichtstufe von Datteln-Räpen über Erkenschwick, Speckhorn, Lenkerbach bis Sickingmühle. Dieses Tal endet nicht, wie man erwarten sollte, beim Eintritt in das Dorstener Lippetal, sondern setzt sich nördlich der Lippe von Lippramsdorf über Eppendorf, Lembeck, Wessendorf, Rahde, Buschhausen, Heiden bis Borken fort.

## H. KAPITEL

# Zur Genese der Formengemeinschaften

### 1. Die Schichtstufenlandschaft

Die genetische Betrachtung der Schichtstufenlandschaft des Südwest-Münsterlandes muß mit einer Behandlung der paläogeographischen Verhältnisse der Kreide, vornehmlich der oberen Kreide, beginnen. Die Kreide des Münsterlandes stellt einen Ausschnitt der Kreidesedimentation Mitteleuropas dar. Die Transgressionen jener Zeit sind allgemein bekannt. Die Meeresüberflutung des Halterner Gebietes beginnt mit dem Cenoman, Turon und Emscher. Zur Senonzeit tritt ein auffälliger Wandel ein. Die Ablagerungen küstennaher Bildungen nimmt zu, worauf die Faziesverschiedenheiten hinweisen. Gegen Ende der jüngeren Kreidezeit (Obersenon) setzte eine anhaltende Hebung ein. Die Schrägstellung der Schichten erfolgte etwa gleichzeitig. Das an der Oberfläche des gehobenen Landes abfließende Wasser schaffte Dellen und Senken, die zu Tälern wurden und im Verein mit der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der Gesteine die Stufen herausbildete. Aus fehlenden Ausliegern kann geschlossen werden, daß die Zurückbildung der Stufen sich in bescheidenen Grenzen hielt. Die Flußerosion hatte nur zum Teil Bedeutung. Während die Haard-Schichtstufe nur unwesentlich durch die Erosion beeinflußt wurde, ist bei dem Recklinghäuser Stufenrand das auffällige Zurückspringen vor dem Emscherknie nordwestlich Dortmund bedeutsam.

Durch das weite Netz von Dellen und durch die sich immer tiefer einschneidenden Senken entstand nach der kreidezeitlichen Hebungsphase die wellige, z. T. stark zertalte Oberfläche der Recklinghäuser und Haard-Landterrasse. Letztere wurde durch die Anlage des Halterner Tales in ihrem ursprünglich mittleren Teil zerschnitten, so daß die Hohe Mark und die Borkenberge sich von der Haard abzusondern begannen. Diese zerschnittene und schwach abgetragene Landschaft wurde hierauf durch diluviale Einwirkungen weiter verformt. Flußterrassen entstehen, die Tieferlegung des Tales schreitet voran. Weiterhin spielt die Erosion der Gehängebäche, Verwitterung, Abspülung und Massenabwanderung eine Rolle. Glaziale und periglaziale Bildungen hüllen die Oberfläche ein.

### 2. Die Flußterrassen

**Beziehungen der Lippeterrassen zu den Rheinterrassen.** Bei dem Anschluß der Lippeterrassen an die Rheinterrassen ergeben sich einige Schwierigkeiten. Löscher<sup>1)</sup> hat, um die Terrassenverhältnisse zu klären, vergleichende Untersuchungen bei Datteln und Lippstadt vorgenommen. Bei Datteln hat die Inselterrasse, die Löscher ursprünglich für die Aue hielt, eine Höhe von 40 bis 42 m, die Niederterrasse liegt bei

<sup>1)</sup> Löscher, W.: Kreide, Tertiär und Quartär, 1927/28, 148—152.

44 bis 45 m, eine Mittelterrassenfläche bei 49. bis 50 m und eine von Moräne überlagerte obere Mittelterrasse (?) bei 60 bis 61 m. Nach Löscher hat Riedel<sup>2)</sup> bei Dorsten folgende Ergebnisse festgestellt: die Inselterrasse liegt bei 28,5 m, die Niederterrasse bei 33 bis 35 m, die untere Mittelterrasse bei 37 bis 48 m, die obere Mittelterrasse bei 50 bis 58 m. Über die Hauptterrasse konnte Löscher keine endgültigen Angaben machen. Zu beachten ist aber nach Löscher, daß die Rheinhauptterrasse in ihrer heute noch erhaltenen Ausbildung bis westlich der Linie Balkefurth-Forsthaus Freudenberg (Bl. Raesfeld) und früher noch etwas weiter nach Osten gereicht hat. Bei Freudenberg liegt die Unterkante der Rheinhauptterrasse bei 60 bis 62 m und damit ungefähr 35 m über dem mittleren Lippespiegel. „Man muß daher annehmen, daß die Lippehauptterrasse unter gleichen Höhenverhältnissen hier etwa mündete.“<sup>3)</sup> Die Aue liegt bei Gehlen-Schermbek bei ungefähr 27 m, die Niederterrasse bei 29,5 bis 35 m, die untere Mittelterrasse bei 42 m. An der Lippemündung in das heutige Tal des Rheines bei Buchholtwelmen liegt die Inselterrasse bei 23 bis 24 m, die Niederterrasse bei 27 m und eine untere Mittelterrasse (?) bei 35 bis 36 m. Über höhere Lippeterrassen kann Löscher keine Auskunft geben. Ein direkter Anschluß der Lippe an die Rheinterrassen ist also nur für die niederen Terrassen bis zur unteren Mittelterrasse zu vollführen. Der Anschluß der übrigen Terrassen ist nur zu konstruieren.

Aus einem Vergleich der Höhenlage der Terrassen bei Buchholtwelmen, Dorsten, Haltern, Ahsen und Datteln ergibt sich folgendes Bild:

Terrasse (Höhe über Lippespiegel in m)

	Buchholtwelmen	Dorsten	Datteln
Lippespiegel	22	26	39
Inselterrasse	1—2	2,5	2—3
Niederterrasse	5	7	5—7
untere Mittelterrasse	13—14	11—22	10—11
mittlere Mittelterrasse	—	—	—
obere Mittelterrasse	—	24—32	21—22

Terrasse (Höhe über Lippespiegel in m)

	Haltern	Ahsen
Lippespiegel	35	36
D-4-Terrasse	3	3—5
untere D-3-Terrasse	10—15	—
mittlere D-3-Terrasse	15—25	14—19
obere D-3-Terrasse	—	24—29
D-2-Terrasse	33—37	34
D-1-Terrasse	—	44

<sup>2)</sup> Löscher, W.: Kreide, Tertiär und Quartär, 1927/28, 149.

<sup>3)</sup> Udluft, H.: Das Diluvium, 1933, 38.

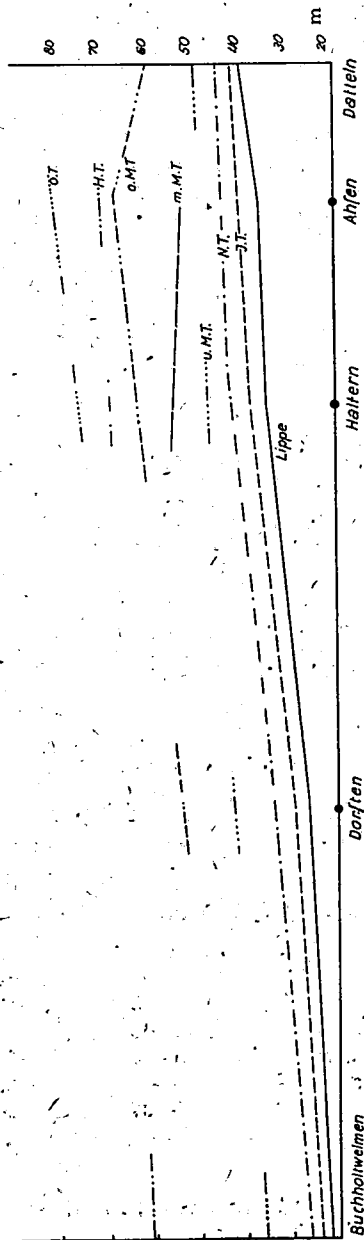


Abb. 11: Längsprofil der Lippeterrassen der Halterner Talung

Ein Vergleich der Höhenlage der Terrassen (Abb. 11) an obengenannten Orten läßt ohne weiteres einen Zusammenhang aller Stufen von der Lippemündung bis Datteln erkennen. Die A-Terrasse der Halterner Talung entspricht in ihrer Ausbildung und Lage zum Fluß der Inselterrasse des Rheines. Die D-4-Terrasse ist durchgehend von Datteln bis Buchholtwelmen ausgebildet und geht in die Niederterrasse des Rheines über. Die untere D-3-Terrasse ist ebenfalls mit der unteren Mittelterrasse des Rheines gleichzusetzen. Beim Anschluß der mittleren D-3-Terrasse an den Rhein ergeben sich Schwierigkeiten, da im Bereich der Lippemündung eine entsprechende Terrasse nicht ausgebildet ist. Ähnliches gilt für die obere D-3-Terrasse. Ihre Lage zu den tieferen Terrassen und der Hauptterrasse des Rheines läßt jedoch die Annahme einer mittleren und oberen Mittelterrasse zu. Die D-2-Terrasse läßt sich im Längsprofil ohne weiteres an die Rheinhauptterrasse von Peddenberg-Drevenack anschließen, so daß die Vermutung, die Mündung der Lippe der Hauptterrassenzeit hier zu suchen, zu Recht besteht. Die an der Lippe nur in wenigen Resten vorhandenen höheren Terrassen D-1, P-2, P-3 konnten nicht an gleichaltrige Talböden des Rheines angeschlossen werden.

**Die Ursachen der Terrassenbildung.** Die Entstehung der Flußterrassen ist durch den Wechsel von Akkumulation und Erosion bedingt. Die Frage nach den Ursachen dieses Wechsels ist von Grupe und Siegert für das Wesertal behandelt worden. Grupe erklärt die Aufschüttung in glazialer Zeit durch die Stauwirkung eines sich talauf bewegenden Inlandeises. Erst nachdem sich das Eis zurückgezogen hatte und die Flüsse wieder frei abfließen konnten, nahmen sie ihre Tiefenerosion wieder auf.<sup>4)</sup> Sein Ergebnis stimmt mit dem von Penck und Brückner überein.<sup>5)</sup> Henkel<sup>6)</sup> lehnt diese Annahme ab und vertritt, wie Troll für den Himalaja, die Auffassung, daß die Flüsse durch Tunnel unter dem Eis abgeflossen sein sollen. Im Gegensatz zu Grupes Theorie der glazialen Aufschüttung sucht Siegert die Ursachen der Aufschotterung in den Verhältnissen der Interglaziale. Spreitzer<sup>7)</sup> konnte durch seine Untersuchungen im Innerste-Gebiet ein glaziales Alter der Akkumulation und ein interglaziales der Erosion nachweisen. Er erkennt aber die Grupesche Erklärung für die Aufschotterung und Eintiefung nicht an und vertritt die Anschauung Soergels der klimatischen Bedingtheit der Flußterrassen. Soergel sieht im Einfluß klimatischer Einwirkungen die sekundären Ursachen der Terrassenentstehung. Da die eiszeitliche Akkumulation regional stattfand, können sowohl orogenetische als auch kontinentale Bewegungen nicht die einzigen Ursachen der Terrassenentstehung sein. Soergel sieht in der Zunahme und Abnahme der Niederschläge und der Temperatur die Hauptursachen der Terrassenbildung. Er kommt zu einem kalten, trockenen Klima als erste Voraussetzung für die diluviale Aufschotterung.

4) Grupe, O.: Flußterrassen des Wesergebietes, 1912, 294.

5) Penck, A.: Alpen, 1909, 1 u. 2.

6) Henkel, L.: Entwässerung der deutschen Mittelgebirge. Pet. Mit. 1925, 14/15.

7) Spreitzer, A.: Talgeschichte im Flußgebiet der Innerste, 1931, 1—119.

Die Verhältnisse der Lippeniederterrasse und der Inselterrasse beweisen die Richtigkeit der glazialen Altersdeutung der Akkumulation und des interglazialen bzw. postglazialen Alters der Erosion.

Die Erosion in der präglazialen Zeit hatte die Anfänge der starken Zertalung der Haard-Landterrasse zur Folge. Die erste, heute schotterlose P-2-Talsole der Lippe stellte den Anfangszustand der Halturner Talung dar. Die erste Terrassenentstehung kann nicht durch klimatische Einwirkungen erklärt werden, vielmehr muß sie durch Senkungen im Bereich des Niederrheines gedeutet werden.

Vier über der Hauptterrasse liegende Einebnungsterrassen treten in Erscheinung. Die höchste in 137 m auftretende Rennbergstufe tritt im Halturner Tal nur einmal auf und hat daher keinen landschaftsbildenden Charakter. Zudem kann sie sich als unabhängig von der Lippe erweisen und nur eine Verebnungsfläche darstellen. Die im Durchschnitt 17 m tiefere waldbedeckte P-2-Stufe (Finkenbergsstufe) tritt stärker hervor. Zu ihr gehört die oberste zur Lippe abfallende Fläche des Finkenberges in 128 bis 120 m. Recht kräftig tritt die ebenfalls waldbedeckte Verebnung der P-1-Stufe (Dachsbergstufe) auf, die sich in zwei getrennten 100 bis 110 m hohen Flächen des mittleren Finkenberges und im Kiebitzberg fortsetzt. Diese sich in gleicher Höhe erstreckende Fläche biegt vom Dachsberg nach Nordwesten zum Finkenberg und wendet sich zum Kiebitzberg.

Die nächstjüngere, über der Hauptterrasse im 80-m-Niveau liegende Oberterrasse muß in Anlehnung an die entsprechende Rheinterrasse als älteste diluviale Terrasse gedeutet werden.

Die in die erste Eiszeit fallende Bildung der Hauptterrasse ist durch eine Akkumulation eingeleitet worden, die in der darauf folgenden ersten Zwischeneiszeit durch eine mächtige Tiefen- und Seitenerosion unterbrochen und wieder fortgeräumt wurde, so daß in der Halturner Talung keinerlei Schotter dieser Zeit vorhanden sind, jedoch finden sich nach Udluft im Gebiet von Waltrop Flußablagerungen ein Kilometer von Waltrop, 200 m westlich der Landstraße Waltrop—Recklinghausen.

Seit der Hauptterrassenzeit ist es nun mehrere Male zu weiteren Terrassenbildungen gekommen. Ob ein mehrmaliger Wechsel von Akkumulation und Erosion in der Mittelterrassenzeit stattgefunden hat, ist in unserem Untersuchungsgebiet nicht festzustellen, da auch aus dieser Zeit keinerlei Schotter vorhanden sind. Nun zeigt die Mittelterrasse drei verschiedene Stufen, deren Bildung durch Oszillationen des Eisrandes erklärt werden muß. Lokale Ursachen dürfen nicht herangezogen werden, da die Unterteilung der Mittelterrasse bei der Mehrzahl der nordwestdeutschen Flüsse (Rhein, Ruhr) eine typische Erscheinung ist. Ein regional wirkender Einfluß — das Klima — muß als Ursache der Dreiteilung der Mittelterrasse angenommen werden. Die nur schwach ausgebildete untere Mittelterrasse ist nach dem vollkommenen Rückzug des Eises gebildet worden.

**Das Alter der Niederterrasse.** Auf Grund vergleichender Terrassenuntersuchungen konnten die bei Datteln an der Lippe und bei Ternsche an der Stever auftretenden Talsandflächen, die „älteren Talsande“

Udlufts, mit den in der Halterner Talung gefundenen Niederterrassenflächen identifiziert werden. In der Schleusengrube des Lippe-Seitenkanals bei Datteln stellte Andréé<sup>8)</sup> folgendes Profil fest:

3. 6—7 m kreuzgeschichtete gelbliche Sande mit kiesigen Schmitzen ohne Fossilien.
2. 4—5 m Schneckensande — graue Sande mit zahlreichen Schnecken und unregelmäßig verteilten Schmitzen von Ton, Feinsand und Torf.
1. 0,7—1,2 m hellgraue Sande (kiesig) mit kleinen Geröllen, selten Muscheln und häufig Säugetierreste.

Bänfer<sup>9)</sup> konnte flußaufwärts bei Hamm ein ähnliches Profil beobachten. Nach mündlicher Mitteilung von Prof. Wehrli zeigt die Steverniederterrasse bei Ternsche den gleichen Aufbau.

Die Bohrerergebnisse des Wasserwerkes für das nördliche westfälische Köhlenrevier zu Gelsenkirchen ergaben unter der Inselterrasse eine 7 m mächtige Schicht gelblicher bis grauer Sande. Unterlagert werden diese Sande von 3 m grauen Sanden mit Lagen von Ton und Kies. Zuerst folgt entweder grauer kiesiger Sand oder Ton.

Auf Grund der an der Lippe gemachten Untersuchungen handelt es sich also bei der Niederterrasse nicht um „ältere Talsande“, sondern um eine durchgehende einheitliche Terrasse von immer gleichem Aufbau. Zeitlich gehört diese Terrasse dem Würm-Glazial an. Andréé<sup>10)</sup> stellt die Knochensande und die Schneckensande in den ersten Vorstoß dieses Glazials, womit auch die Säugetierfauna übereinstimmt. Ein Äquivalent des 2. Vorstoßes sind die Talsande der Lippe und Stever. Eine entsprechende Ablagerung des baltischen Vorstoßes ist an den Flüssen des Nordwestens nicht zu erkennen.

Gleiche Ablagerungen zeigt die Stever im Gebiet der Olfener Talung. Die Steverniederterrasse läßt sich jedoch nur bis nördlich Olfen verfolgen (Abb. 12).

Hier, beim Eintritt in die Halterner Talung, geht diese Terrasse in die gleiche der Lippe über. Die Stever hat somit im Bereich der Talung keine Terrasse geschaffen. Vielmehr bog sie während der Niederterrassenzeit nördlich von Olfen um und mündete nordwestlich der Rauschenburg in die Lippe. Zu Beginn des Postglazials, während der Inselterrassenzeit, verlegte die Stever ihren Lauf und wurde durch den Vorgang der Flußverschleppung parallel zur Lippe von dieser mitgerissen.

Als gesichert darf somit gelten, daß während der Niederterrassenzeit die Lippe auch durch die Halterner Talung geflossen ist, daß also die Talstrecke Lünen—Waltrop gleichaltrig mit der von Waltrop—Haltern ist. Ein Abfluß ins Emschertal über Waltrop—Henrichenburg läßt sich nicht verfolgen, zumal in dieser, heute vom Dortmund-Ems-Kanal durchlaufenen Niederung keine Terrassenreste beobachtbar sind.

<sup>8)</sup> Andréé, J.: Lippe- und Emscherablagerungen, 1927, 14—28.

<sup>9)</sup> Bänfer: Geologische Verhältnisse des Stadtgebietes, 1927.

<sup>10)</sup> Andréé, J.: Lippe- und Emscherablagerungen, 1927, 14—28.



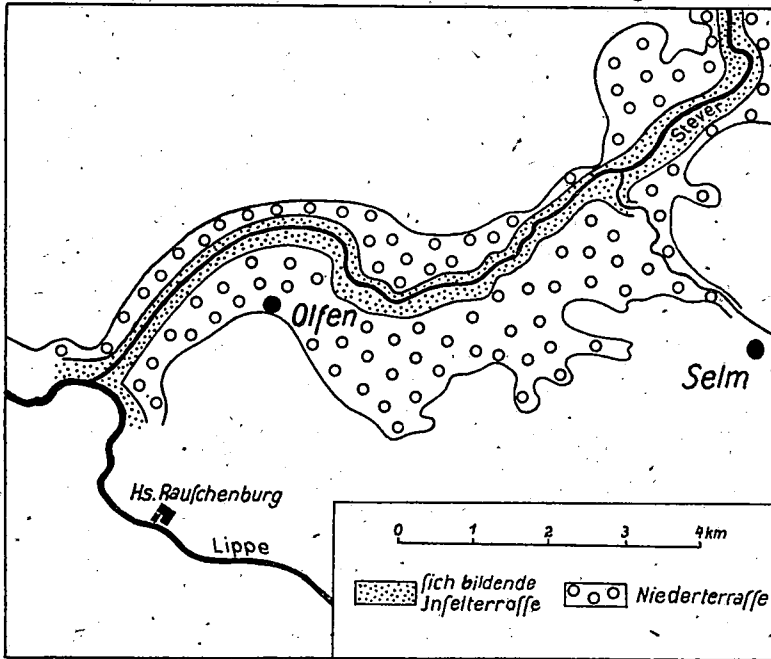


Abb. 12: Mündungsgebiet der Stever zu Beginn des Postglazials

An primärer Lagerstätte ist Grundmoräne auf der Niederterrasse der Halterner Talung in keinem Fall festgestellt worden. Tritt Grundmoräne randlich auf der Niederterrasse auf, so ist sie durch Rutschungen hangabwärts-verlagert.

**Das Alter der Inselterrasse.** Eine Inselterrasse ist zum ersten Mal am Rhein beobachtet worden. 1910 machte Fliegel darauf aufmerksam, daß im Bereich von Bl. Wahn in der Niederterrasse noch eine tiefere Stufe erkennbar sei<sup>11)</sup>. Er schreibt über ihre Entstehung: „Es liegt kein Grund vor, daß dieselbe eine selbständige Aufschüttungsterrasse ist, ich habe vielmehr den Eindruck, daß sie durch Erosion aus der höheren entstanden sei“ und „die Deckschichten der tieferen Talstufe müßten genau genommen wohl schon als Alluvium bezeichnet werden.“ Im Gegensatz zu Fliegel hat Jungbluth<sup>12)</sup>, der die Terrasse von Bonn bis Rheinbrohl und im Neuwieder Becken verfolgt hat, sie als selbständige Aufschüttungsterrasse aufgefaßt. Derselben Ansicht sind Mordziol und

11) Fliegel-Wunstorff: Geologie des Niederrhein. Tieflandes, 1910.

12) Jungbluth, Fr.: Terrassen des Rheines, 1918/20, 1-103.

Hug<sup>13)</sup>. Nach Kukuk ist die Inselterrasse nichts anderes als das natürliche Hochflutbett<sup>14)</sup>.

Neben der Inselterrasse des Rheines ist eine solche nur noch an der Ruhr und an der Lippe festgestellt. Während die Inselterrasse der Ruhr mit der der Niederterrasse verschachtelt ist, ist sie an der Lippe und Stever eine selbständige Talstufe. Udluft, der die Lippeterrassen zuerst untersucht hat, hält sie für eine Erosionsterrasse in der Niederterrasse, während, nach Löscher eine reine Akkumulationsterrasse vorliegt. Nach den Untersuchungen Steusloffs bei Hünxe ist es unmöglich, die Inselterrasse als einheitliches Gebilde anzusehen. Es muß vielmehr angenommen werden, daß die jüngsten diluvialen Sande örtlich abgetragen wurden, und daß dieser zum Altwasser gewordene Lippelauf zu der damaligen normalen Terrassenhöhe aufgefüllt wurde.

Das Alter der Inselterrasse ist verhältnismäßig genau feststellbar. Nach Breddin<sup>15)</sup> fehlt ein Löß oder Sandlöß seiner gleichaltrigen Terrasse, aus der er während ihrer Bildungszeit ausgeblasen wurde. So liegt Würmlöß nie auf der Niederterrasse, sondern auf der Mittel- und den höheren Terrassen. Nach diesen Darlegungen muß die Inselterrasse für jünger als der Löß gehalten werden. Da der jüngste Löß ein Äquivalent des letzten Glazials ist, kann die Inselterrasse nicht diluvial sein. Da die Dünen der Niederterrasse aufsitzen, müssen sie nach der Bildung der Niederterrasse geschaffen sein. Schon aus diesem Grunde müssen sie ein jüngeres, alluviales Alter haben. Da nun ihre Sandmassen Ausblasungsprodukte der Inselterrasse sind, müssen Dünen und Inselterrasse ein ungefähr gleiches Alter haben. Am Grunde der Düne gelegene Funde beweisen ferner, daß die Dünenbildung in dem Zeitraum von 9000 bis 3000 v. Chr. stattgefunden haben muß. Die Bildung der Inselterrasse ist daher ebenfalls in diese Zeit zu verlegen.

Löscher<sup>16)</sup> hält, wie schon betont, die Inselterrasse für eine Aufschüttungsterrasse, in der sich die Lippe nochmals eingeschnitten hat.

Nach Ansicht Soergels war die Aufschotterung eine regionale, d. h. bei allen Flüssen des Nordwestens gleichzeitig und gleichmäßig. Soergel zieht als sekundäre Ursachen der Aufschotterung klimatische Erscheinungen in Betracht. Der Versuch, die Aufschotterung allein aus einer Zunahme der Niederschläge erklären zu wollen, scheitert. Vielmehr müssen Abnahme der Niederschläge als Hauptpunkt herangezogen werden. Hiermit ist ein Rückgang der Bewachsung verknüpft. Die chemische Verwitterung tritt zurück. Die Niederschläge fallen mit Zunahme des Trockenklimas unregelmäßig. Der geringe Bewuchs bietet dem Boden keinen Schutz gegen die flächenhafte Abtragung durch die plötzlich auftretenden Regenmengen. Lockere, die Talhänge bedeckende Schuttmassen werden vom Regen talwärts geführt und überlasten die Flüsse. Diese können den Schutt nicht wegschaffen und lagern ihn ab. Zur Entstehung solcher Schottermassen bedarf es weiterhin eines Temperaturrückganges,

13) Hug, J.: Zerteilung der Niederterrasse, 1909.

14) Kukuk, P.: Geologie, 1938, 485.

15) Breddin, H.: Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein, 1926, 630 ff.

16) Löscher, W.: Rheinisch-Westfälisches Industriegebiet, 1933, 25.

der den stärksten Einfluß auf die mechanische Verwitterung ausübt. Damit kommt man zu einem kalten Klima als Voraussetzung für die Aufschotterung. In der Nacheiszeit, zur Zeit der Entstehung der Inselterrasse, fehlen diese klimatischen Erscheinungen. Als die letzten Reste des Eises vergingen, da hatte das Klima nicht seinen heutigen Stand erreicht, es war über ihn hinausgependelt und blieb durch Jahrtausende wärmer als heute. Nach Firbas<sup>17)</sup> dürfen wir erst für die letzten 2000 bis 2500 Jahre ein dem heutigen ähnliches Klima annehmen. Die Bildung der Inselterrasse von 9000 bis 3000 v. Chr. fällt schon in die Nacheiszeit, deren Grenze mit dem Rückzug des Eises von der mittelschwedischen Endmoräne vor 10 000 Jahren angesetzt wird. Einer kurzen Vorwärmezeit folgt die Wärmezeit und dieser die Nachwärmezeit, wie aus pollenanalytischen Untersuchungen geschlossen werden kann. Die Vorwärmezeit kann auf 8000 v. Chr. angesetzt werden, also zur Zeit der Inselterrassenbildung. Während dieser Zeit war der Pflanzenwuchs schon umfangreich. Die Bedingungen für eine Aufschotterung waren also nicht mehr gegeben, ja es waren die Voraussetzungen für eine Erosion vorhanden, da durch die Zunahme der Niederschläge die Erosionskraft gesteigert wurde. Die Lippe kann also während der Inselterrassenzeit nicht aufgeschottert haben, die oberen Schichten der Niederterrasse wurden vielmehr entfernt. Die Lippe uferte während mächtiger Hochwasser aus und benutzte das noch nicht erodierte Tal als Hochflutbett, in das es Schuttmassen ablagerte und sich dann erodierte.

Die Tiefe der Erosion von der 120 m hohen P-2-Terrasse bis zur Oberterrasse beträgt, wie sich aus nachstehender Tabelle ergibt, 40 m, also die Hälfte der gesamten Tiefenerosion der Lippe. Wenn die Erosionsfähigkeit bis zur Inselterrassenzeit gleichmäßig vorgeschritten wäre, wobei die Zeiten der Akkumulation gar nicht berücksichtigt werden, so würde ein Alter von 1 200 000 Jahren erforderlich sein, das Lippetal in seiner heutigen Form entstehen zu lassen. Dadurch würde der Beginn der Zertalung der Haard-Landterrasse ins Jungtertiär, spätestens ins Pliozän zu setzen sein.

Folgende Zusammenstellung ergibt nochmals ein Bild der durchschnittlichen Höhenlage aller Terrassen der Halterner Talung:

Terrasse	Höhenlage in m		
	absolut	über Inselterrassen- oberfläche	über Haupt- terrassenfläche
P-1	120	80	50
P-2	100	60	30
Oberterrasse	80	40	10
Hauptterrasse	70	30	
obere Mittelterrasse	60	20	
mittlere Mittelterrasse	55	15	
untere Mittelterrasse	45	5	
Niederterrasse	44		
Inselterrasse	40		

<sup>17)</sup> Firbas, Fr.: Vegetationsentwicklung und Klimawandel, 1939, 81—89.

### 3. Entstehung der Dünen

Aus der kartographischen Darstellung von Keilhack.<sup>18)</sup> ist eine enge Verbindung der Dünen mit diluvialen Tälern ersichtlich. Diese Verknüpfung ist schon von Wunderlich erkannt<sup>19)</sup> und für die polnischen und norddeutschen Dünen dargelegt worden. Solger vertritt auf Grund seiner Anschauung, daß die Binnendünen durch Ostwinde angeweht worden sind, eine andere Meinung. Ihm ist die Herkunft der Dünen-sande aus Diluvialtälern nicht bewiesen, da seiner Ansicht nach die Herkunft des Sandes petrographisch noch nicht untersucht sein soll. Er übersieht aber, wie Wilckens<sup>20)</sup> angibt, daß eine solche Herkunft für die oberrheinischen Sande nachgewiesen worden ist.

In der Halterner Talung liegen die Dünen zur Hauptsache auf der Nordseite der Lippe, und zwar treten sie vorwiegend an den von Südosten nach Nordwesten ziehenden Talstücken auf, wie es das Vorkommen der Hullern-Eversumer und der Westruper Dünen beweist. Die ursprünglichen Lagerstellen müssen in den Ablagerungen dieser Flußläufe zu suchen sein. Die Herkunft der Sande, wie es Bärtling versucht hat, aus weiter entfernt liegenden Gebieten ableiten zu wollen, ist abwegig.

Ursprünglich war man der Meinung, daß nur um West drehende Winde die Ursache der Dünenbildung seien. Lehmann<sup>21)</sup> schrieb die Dünenfelder des Warthe-Netze-Gebietes westlichen Winden zu. Wähnschaffe<sup>22)</sup> nahm nordwestliche und Kaumhowen<sup>23)</sup> für den Spreewald neben Nord- und Westwinden Südwinde an. Hoerle<sup>24)</sup> nimmt für die Flußdünen des münsterschen Heidesandgebietes zunächst Südwestwinde an. Die Dünen erhielten hierauf von Ostwinden ihr Profil, während die Binnendünen Hoerles ausschließlich durch Westsüdwest-Winde und Südwest-Winde aufgebaut sein sollen. Die Lage der Dünen der Hullern-Eversumer Heide und des Westruper Feldes nordöstlich der Lippe lassen Südwest-Winde als Ursache der Anwehung zu, zumal die Dünen, wie nördlich von Eversum festzustellen ist, am Ostufer emporklettern und im nördlich der Stever gelegenen Gebiet keine Sande auftreten, die als Muttersande in Frage kämen.

Daß die Dünen zwischen Lippe und Stever im wesentlichen durch um West bzw. Südwest drehende Winde entstanden sind, lehrt der Augenschein. Bärtling<sup>25)</sup> irrt sich, wenn er die konvexe Seite dieser Dünen nach Osten bzw. nach Südosten verlegt und deshalb Ostwinde zur Aufwehung heranzieht. Vielmehr zeigen die Hauptdünen einen nach Westen konvexen Bogen. Die Dünen müssen demnach durch Westwinde angeweht worden sein. Der über die Heide gewehte Sand lagerte

18) Keilhack, K.: Dünengebiete Norddeutschlands, 1917.

19) Wunderlich, P.: Polnische Länderkunde I, 1916, 477—483.

20) Wilckens, O.: Binnendünen, 1928, 464.

21) Lehmann, P.: Die deutschen Binnendünen, 1928, 464.

22) Wähnschaffe, F.: Morphologie deutscher Binnendünen, 1905, 264—265.

23) Kaumhowen, P.: Geologische Beobachtungen, 1915.

24) Hoerle, O.: Heidesandgebiete, 1921, 75.

25) Bärtling, R.: Wanderbuch, 1913, 323.

sich entweder -hinter einem Hindernis oder infolge Nachlassens der Winde ab. Als eigentliche Ursache gilt die nach dem Gesetz von Helmholtz auftretende Wellung des Sandes an der Grenze zwischen Wind und Sand oder die wechselnde Kraft des Windes. Es entsteht so eine sichelförmige Zwergdüne, die ihre konvexe Seite der Hauptwindrichtung zuwendet. Allmählich häuft sich eine größere Sandmenge zu einem Wall an. Durch den zu beiden Seiten der Düne vorbeiströmenden Wind werden an den Enden der Dünen Sandschwänze in Windschatten angelagert, die der entstehenden Düne eine verwickelte Form geben. Neben der Lage der konvexen Seite zur Hauptwindrichtung deuten die verschieden ausgebildeten Hänge die Windrichtung an. Alle Dünen der Westruper Heide weisen eine dem Westwind zugekehrte flache Luvseite und eine dem Wind abgekehrte steile Seite auf.

Das Auftreten der Dünen, vor allem auf der Nordostseite und Ostseite der Lippe, die Lage ihrer konvexen Seiten und die Stellung der Luvseite zum Wind deuten auf Südwest-Winde zur Zeit ihrer Entstehung hin. Die Dünen können somit auch nicht diluvial sein. Da sie fernerhin der Lippeniederterrasse aufsitzen, müssen sie jünger als diese sein. Nimmt man nun noch eine Auswehung der Sande aus der Inselterrasse an, die nur als Trägerin der Muttersande der Dünen in Frage kommt, so müssen Inselterrasse und Dünen ungefähr gleichzeitig entstanden sein. Vorgeschichtliche Funde beweisen die Verlegung der Dünenbildung in die Zeit von 9000 bis 3000 v. Chr.

Für die Dünen der Hullern-Eversumer Heide müssen gleichaltrige Bildungsbedingungen angenommen werden, während die Dünen am Nordrand der Haard anderen Winden ihre Entstehung verdanken. Das Profil der durchgestochenen Düne 20 zeigt deutliche Anwehungsformen, die im Süden schwach wellenförmig, nach oben gekrümmt gegen den Anstieg des Geländes zum Schramm-Berg hin auslaufen. Die Düne ist gegen den Berg geweht worden (Abb. 4). Ähnliche Verhältnisse zeigen die restlichen Dünen dieses Feldes. Der Wind hat zuweilen noch die Kraft gehabt, Sande höher hinaufzutragen, so daß den Abhängen der hügeligen Randlandschaften vereinzelt kleinere Dünen aufsitzen. Zur Entstehung dieser Dünen müssen somit Nordost-Winde herangezogen werden. Die Parabeldüne am Rande der fraglichen mittleren Mittelterrasse müßte demnach durch Nordost-Winde mit nach Osten konvexer Seite angeweht und durch Westwinde in ihre heutige Form umgewandelt worden sein.

Da im Untersuchungsgebiet um Nordost drehende Winde während eines Glazials auftreten konnten<sup>20)</sup>, sind die Dünen am Nordrand der Haard als fossile Dünen (des Würm-Glazials) aufzufassen, was auch ihre senile Erscheinung zum Ausdruck bringt.

Gleichaltrig ist der sich an dieses Dünenfeld anschließende Sandlöß. Durch denselben Wind getragen, setzten sich am Anstieg der Haard zunächst die schweren Dünensande ab, während der viel feinere Sandlöß auf die Höhen verfrachtet wurde.

<sup>20)</sup> Wundt, W.: Luftdruckgürtel, 1943, 138—140.

## Zusammenfassung und Ergebnisse

Die hügelige Landschaft der Haard ist ein Teil der südwestmünsterländischen Schichtstufenlandschaft, deren Steilabfall nach Süden gerichtet ist und die nach Norden sanft abfällt. Nach der Senkung des Meeresspiegels im oberen Senon traten die Schichtkomplexe an die Oberfläche. Gleichzeitig fand die Schrägstellung der Schichten statt. Durch die Überbetiefung der Dellen und das flächenhaft fließende Wasser entstand die Schichtstufenlandschaft.

Es konnten die bisher fehlenden Zusammenhänge der Haardstufe mit der Netteberger Stufe und der Recklinghäuser Stufe mit der von Übenhagen festgestellt werden. Ein stärkeres Zurückweichen der Stufen ist nicht zu beweisen. Lediglich das Zurückspringen der Recklinghäuser Stufe nordwestlich von Dortmund deutet auf eine Beeinflussung durch die Emscher hin. In den Stufenrändern sind somit keine Arbeitsformen sondern Ruheformen zu sehen, d. h. die Lage der Stufen ist seit den ältesten Zeiten im allgemeinen die gleiche wie heute.

Die Talgeschichte der Lippe der Halterner Talung beweist die erste Anlage dieses Laufes in spätestens pliocäner Zeit. Der Beginn der Ablösung der Borkenberge und der Hohen Mark von der Haard-Landterrasse ist somit ebenfalls ins Pliocän zu setzen.

Die präglazialen Terrassen der Lippe sind durch Hebungsvorgänge entstanden. Sie treten in mehreren Stufen als Verebnungsflächen landschaftsgestaltend auf. Die Bildung der glazialen Terrassen muß klimatisch bedingt gewesen sein, wenn auch tektonische Bewegungen eine gewisse Rolle gespielt haben. Die Hauptterrasse tritt auf der linken Lippe-seite nur wenig in Erscheinung, während sie rechtslippisch in weiten Ebenheiten zu erkennen ist. Die Mittelterrassen stellen in Form von Leisten die Übergangslandschaften dar. Die Dreiteilung der Mittelterrasse läßt Oszillationen des Eisrandes zu. Die Niederterrasse als ausgeprägteste Talstufe ist mit ihren Teillandschaften und Kleinrelieftypen Hauptlandschaftsgestalterin der Halterner Talung. Sie besteht nicht aus „älteren Talsanden“, sondern ist ein Äquivalent des dritten Glazials. Nach ihrer Aufschotterung setzte eine starke Erosion ein, die die alluviale Inselterrasse schuf. Zu Beginn der Inselterrassenzeit wurde die bei der Rauschenburg mündende Stever abgelenkt und durch den Vorgang der Flußverschleppung parallel zur Lippe von dieser mitgerissen. Auch die Inselterrasse hat in beherrschender Weise Anteil am Bau der Landschaft. Lippe und Stever haben sich nach der Inselterrassenzeit nochmals in die Inselterrasse eingetieft und die eigentliche, nur sehr schmale, im Landschaftsbild wenig in Erscheinung tretende Aue geschaffen.

Die Kleinrelieftypen der Niederterrasse treten hauptsächlich in Form von Dünenfeldern auf, deren Entstehung nicht einheitlich ist. Während die Dünen der Westruper Heide ebenso wie die der Hullern-Eversumer Heide während der Inselterrassenzeit durch Südwest-Winde angeweht worden sind, sind die Dünen am Nordrand der Haard, ebenso wie der

Sandlöß, durch Nordost-Winde entstanden. Die Hüllerner Ackerplatte ist eine anthropogen bedingte Landschaft.

Wenn abschließend noch einmal der Erscheinungsformen gedacht wird, so überrascht in der Halterner Talung und ihren Randlandschaften der starke Wechsel von Hohlformen, Ebenheiten und Hügellandschaften, die das naturlandschaftliche Gefüge bestimmen. Aus der Kombination der Einzelelemente ergab sich die Landschaft der Halterner Talung nach Inhalt und Ausdehnung. Sie konnte gegenüber Landschaften mit anderen Merkmalskombinationen abgegrenzt werden.

Die Bearbeitung eines einheitlichen zusammenhängenden Gebietes erwies sich in mancher Hinsicht als Vorteil. Aber auch Nachteile traten auf, da sich viele Probleme nur in Verbindung mit den benachbarten Kleinlandschaften lösen lassen. So gibt es durch den Vergleich mit ihnen eine unerschöpfliche Menge Erweiterungsmöglichkeiten.

## Verzeichnis der Schriften

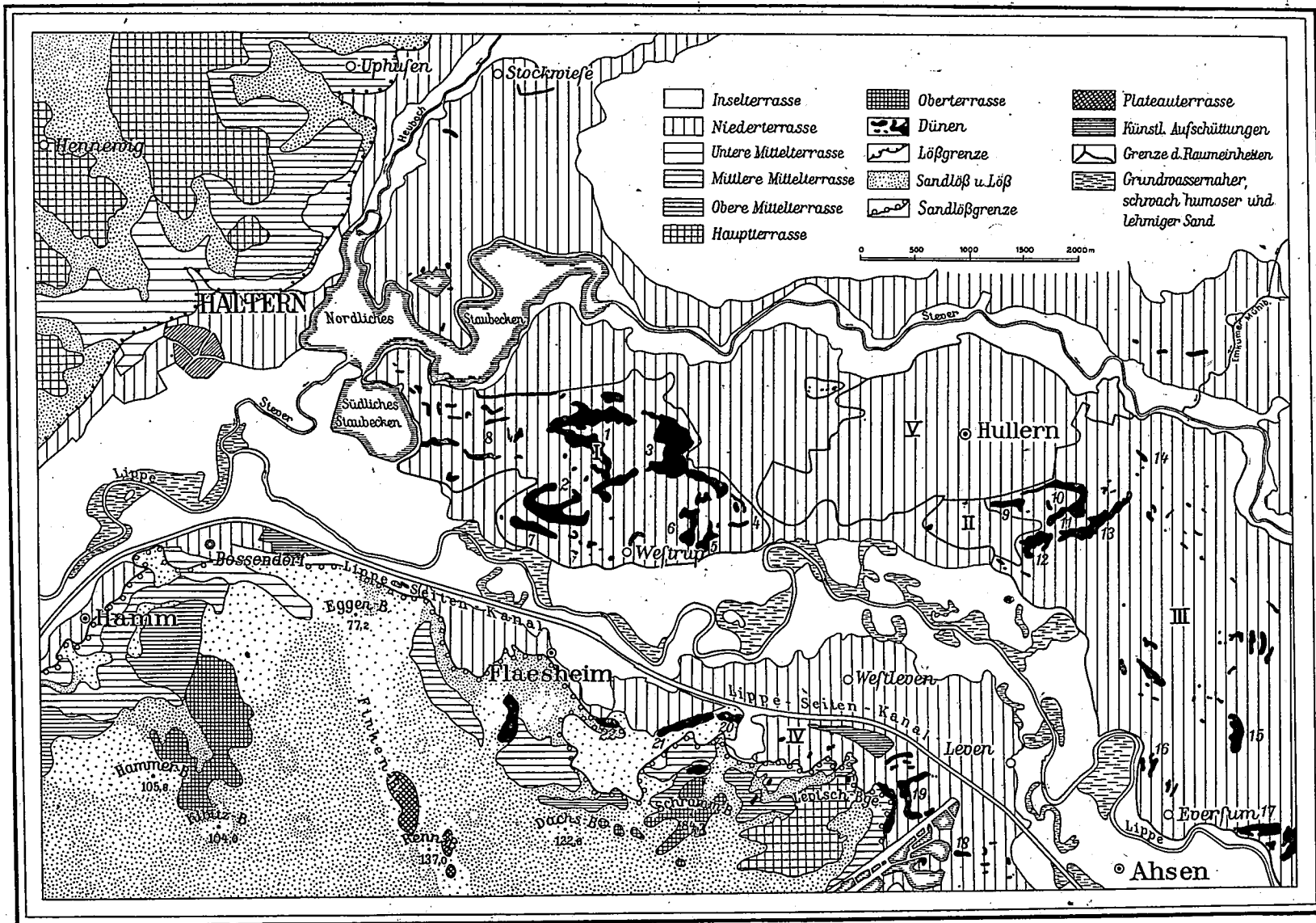
- Andrée, J.: Das Alter der diluvialen Lippe- und Emscherablagerungen. Verh. Nat. Hist. Ver. 1926, 14—28, 108—109.
- Bänfer: Die geologischen Verhältnisse des Stadtgebietes. Festschr. der Stadt Hamm zu ihrem 700 jährigen Bestehen, 1926, Hamm 1927.
- Bärtling, R.: Das Diluvium des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirkes. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1912, 255.  
Geologisches Wanderbuch für den niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. 1913.
- Bredlin, H.: Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. Jahrb. Pr. Geol. L. Anst. 1926, 630.
- Dahmen, G.: Die Naturlandschaft der Beckumer Berge. Westf. Forsch. 1942, V, 1—2.
- Firbas, Fr.: Vegetationsentwicklung und Klimawechsel in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. Die Naturw. 1939, 6, 81—89.
- Fliegel-Wunstorf, E.: Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Jahrb. Pr. Geol. Land. Anst. 1910. N. F. 60.
- Franke, A. u. F.: Geologisches Heimat- und Wanderbuch für den östlichen Industriebezirk, 1925.
- Henkel, L.: Die Entwässerung der deutschen Mittelgebirge während der Eiszeit. P. M. 1925, Bd. 71, 14—15.
- Hoerle, O.: Die Dünen des münsterischen Heidesandgebietes. Ungedr. Diss. Münster, 1921.
- Hug: Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel. Zeitschr. f. Gletscherkunde 1909.
- Jungbluth, Fr.: Die Terrassen des Rheines von Andernach bis Bonn. Verh. Nat. Hist. Ver. 1918—20, 1—103.
- Kahrs, E.: Zur Paläographie der Oberkreide in Rheinland-Westfalen. Neues Jahrb. d. Min. 1937, Bd. 58, 627—687.
- Kaunhoben, P.: Geologische Beobachtungen in der Umgebung des oberen Spreewaldes. Jahrb. d. Pr. Geol. Land. Anst. 1915, Bd. 2, 511—526.
- Keilhack, K.: Die großen Dünengebiete Norddeutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Mit. Ber. 1917.
- Lehmann, P.: Zur Morphologie norddeutscher Binnendünen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1905, 264—265.
- Löscher, W.: Zur Morphologie der Borkenberge und der Westrufer Dünen bei Haltern i. W. Sond. Druck a. d. Sitz. Ber. f. 1932—33. Verh. Nat. Hist. Ver. Bonn 1934.  
Diluvial- und Alluvialfragen des rheinisch-westfälischen Industriegebietes und ihre allgemeine Bedeutung. Sonderdruck d. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 1933, Bd. 85, H. 1.  
Der Lippstädter Faustkeil. Mannus Bd. 22.
- Molly, K.: Die Haard als Sonderlandschaft. Vest. Zeitschr. 1922—24.
- Müller-Wille, W.: Die Naturlandschaften Westfalens. Westf. Forsch. 1942, V, 1—2.
- Penck, A., Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, 1909, I—II.



- Philippi, F.: Lippe- und Steverlauf in früheren Jahrhunderten. Mit. d. Alt. Kom. 1901, Teil 2.
- Quiring, R.: Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Kaenozoikum und ihre tektonischen und vulkanischen Auswirkungen, mit dem Versuch einer Terrassenchronologie des Rheines. Jahrb. Pr. Geol. L. Anst. 1926, 486.
- Schmitthenner, H.: Die Entstehung der Stufenlandschaft. Geogr. Zeitschr. 1920, 207—229.
- Solger, Fr.: Studien über Nordostdeutsche Inlanddünen. Forsch. z. Deutsch. Landes- u. Volksk. 1912, 29.
- Steusloff, U.: Zur zeitlichen Eingliederung der Lippeterrassen. Decheniana, 1938, 1—4.
- Spreitzer, A.: Die Talgeschichte und Oberflächengestaltung im Flußgebiet der Innerste. Jahrb. d. Geogr. Ges. zu Hannover, 1931, 1—119.
- Soergel, W.: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion, 1921.
- Udluft, H.: Das Diluvium des Lippetales zwischen Lünen und Wesel und einiger angrenzender Gebiete. Jahrb. d. Pr. Geol. L. Anst. 1933. Erläuterungen zu Bl. Recklinghausen. Geologische Karte von Preußen Nr. 2431, 1939.
- Wahnschaffe, F.: Der Dünenzug bei Wilhelmshagen-Woltersdorf, Jahrb. d. Pr. Geol. L. Anst. 1909, 540—548.
- Wegner, Th.: Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Sonderdr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1905.
- Wilckens, O.: Die deutschen Binnendünen. Festschr. d. Alten Gymnasiums Bremen, 1928, 462—476.
- Wundt, W.: Luftdruckgürtel, Niederschläge und Vereisungszentren im Quartär. Met. Zeitschr. 1943, Bd. 60, 138—140.
- Wunderlich, P.: Beiträge zur polnischen Länderkunde. I. Zur Frage der polnischen und norddeutschen Binnendünen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. 1916, 477—483.

### Benutzte Karten

1. Meßtischblatt Haltern, Nr. 4209, 1943.
2. Meßtischblatt Recklinghausen, Nr. 4309.
3. Meßtischblatt Wulfen, Nr. 4208.
4. Meßtischblatt Dülmen, Nr. 4109.
5. Meßtischblatt Lüdinghausen, Nr. 4210.
6. Meßtischblatt Wesel, Nr. 2427.
7. Geologische Spezialkarte im Maßstab 1:25 000 Raesfeld, Nr. 2356.
8. " " " " " Drevenack, Nr. 2428.
9. " " " " " Dorsten, Nr. 2429.
10. " " " " " Marl, Nr. 2430.
11. " " " " " Recklinghausen, Nr. 2431.
12. " " " " " Waltrop, Nr. 2432.
13. " " " " " Lünen, Nr. 2433.
14. Geologische Karte 1:100 000 Cleve-Wesel.



Bodenplastische Formen der Halterner Talung



# ARBEITEN DER GEOGRAPHISCHEN KOMMISSION

Herausgegeben von Prof. Dr. Hans Dörries

1. Riepenhausen, H.: Die bäuerliche Siedlung des Ravensberger Landes bis 1770, Münster 1938
2. Krakhecken, M.: Die Lippe, Münster 1939
3. Ringleb, F.: Klimaschwankungen in Nordwestdeutschland (seit 1835), Münster 1940
4. Lucas, O.: Das Olper Land, Münster 1941
5. Uekötter, H.: Die Bevölkerungsbewegung in Westfalen und Lippe 1818—1933, Münster 1941
6. Heese, M.: Der Landschaftswandel im mittleren Ruhr-Industriegebiet seit 1820, Münster 1941
7. Bertelsmeier, E.: Bäuerliche Siedlung und Wirtschaft im Delbrücker Land, Münster 1942

## WESTFÄLISCHE GEOGRAPHISCHE STUDIEN

Herausgegeben von Prof. Dr. Wilhelm Müller-Wille

1. Müller-Wille, W.: Schriften und Karten zur Landeskunde Nordwestdeutschlands 1939—1945, Münster 1949
2. Müller-Temme, E.: Jahrgang der Niederschlagsmenge in Mitteleuropa, Münster 1949
3. Müller, H.: Die Halterner Talung, Münster 1950
4. Herbort, W.: Die ländlichen Siedlungslandschaften des Kreises Wiedenbrück um 1820, Münster 1950

## SPIEKER

### LANDESKUNDL. BEITRÄGE UND BERICHTE

Gesammelt und herausgegeben von der  
Geographischen Kommission

1. Bertelsmeier, E. und Müller-Wille, W.: Landeskundlich-statistische Kreisbeschreibung in Westfalen, Münster 1950

---

Anfragen und Bestellungen richten an:

Geographisches Institut der Universität Münster  
und

Geographische Kommission im Provinzialinstitut für  
westfälische Landes- und Volkskunde, Münster