

SPIEKER

LANDESKUNDLICHE BEITRÄGE UND BERICHTE

Herausgegeben von der Geographischen Kommission für Westfalen
von Wilhelm Müller-Wille und Elisabeth Bertelsmeier

12

Beiträge zur Physiogeographie III

LUDWIG HEMPEL

Das Großrelief am Südrand der Westfälischen Bucht
und im Nordsauerland

ERNST THEODOR SERAPHIM

Glaziale Halte im südlichen unteren Weserbergland

KARL WÖLCKEN

Regenwetterlagen in Argentinien

1962

Im Selbstverlag der Geographischen Kommission, Münster/Westfalen

Klischees und Druck:

C. J. Fahle GmbH, Münster, Neubrückenstraße 8—11

Beilagen: Willy Größchen, Dortmund

LUDWIG HEMPEL

**Das Großrelief
am Südrand der Westfälischen Bucht
und im Nordsauerland**

mit 16 Abbildungen

INHALT

	Seite
Zusammenfassung	5
I. Die Terrassenfluren um die Balver Höhle	6
1. Die Terrassenflächen	6
2. Die Struktur der Terrassen und ihre Schotterkörper	8
3. Alter der Terrassen	11
II. Tertiäre Verebnungen des Sauerlandes	14
1. Befunde	14
2. Folgerungen	19
III. Die Flächen des Haarstranges und seiner nördlichen Abdachung	21
1. Stand der Forschung	21
2. Befunde	22
3. Folgerungen	26
IV. Die Verebnungen der Paderborner Hochfläche, des Sindfeldes, des Dalheimer Waldes und der Südegge	30
V. Entstehung und Alter der Formen am Südrand der Westfälischen Bucht und im Nordsauerland	33
Schrifttum	40

Abbildungen

1. Die Terrassen der Hönne nördlich von Balve	7
2. Niveaus im Arnsberger Forst	15
3. Niveaus im Balver Wald	16
4. Niveaus im Upland	Beilage 1
5. Die Niveaus am Südrand der Westfälischen Bucht und im Nordsauerland	Beilage 2
6. Hypsometrische Werte des Haarstranges und seiner Nordabdachung	Beilage 3
7. West-Ost-Profil durch die Ebenheiten des Haarstranges und der Hochflächen von Paderborn und Fürstenberg	Beilage 4
8. West-Ost-Profil durch die Ebenheiten an der Ruhr-Möhne-Linie (Nordsauerland und Ardey)	Beilage 5
9. Hypsometrische Werte der Hochflächen von Paderborn und Fürstenberg	Beilage 6
10. — 15. Die Niveaus am Südrand der Westfälischen Bucht und im Nordsauerland (Topographische Karten 1:50 000)	Beilagen 7—12
16. Reliefräume am Südrand der Westfälischen Bucht und im Nordsauerland	Beilage 13

Zusammenfassung

In Gebieten des Sauerlandes werden die Reliefstadien untersucht. Von den eiszeitlichen Terrassen des Hönnetals kann die Niederterrasse in zwei Stufen gegliedert werden, wobei die Untere Niederterrasse als das Ergebnis einer selektiven Abtragung unter relativer Anreicherung der größten Fraktionen erkannt wird. Regelungsmessungen sichern die Befunde über diese pleistozänen Terrassen. Ein besonderer Typ der Tallehme wird damit vorgeführt. Zwischen Untere und Obere Mittelterrasse schiebt sich eine Felsterrasse als Ausdruck starker Erosionstätigkeit, wahrscheinlich gekoppelt mit einem Maximum tektonischer Bewegungen.

Bei den älteren Verebnungen werden weitgespannte Rumpfflächen als Ausdruck langer tektonischer Ruhe von zahlreichen kleinflächigen Ebenheiten am Rande der großen Täler als Zeichen enggeschachtelter Erosionsstadien mit flächenbildender Tendenz unterschieden. Es werden Hinweise auf die Bedeutung dieser Trennung für die geomorphologische Forschung gegeben. Die unterschiedliche Verbreitung der kleineren Flachformen — dichte Folge in den tieferen Gebirgsteilen, ihr Fehlen in den hohen Teilen der Mittelgebirge — wird als Ausdruck tertiärer Abtragung gewertet.

Kartierungen der Flächensysteme des Haarstranges und der Paderborner Hochflächen werden vorgelegt und die Folgerungen für die Morphogenese und Tektonik des südlichen Randes der Westfälischen Kreidemulde — also Deckgebirgsbereiche — diskutiert. Die morphogene-tische Verbindung und Datierung, insbesondere der Verebnungssysteme mit dem Grundgebirge, werden hergestellt.

Die Reliefgeschichte eines Teils der Erdoberfläche kann aus den Reliefstadien abgelesen werden. Dabei spielen sowohl Akkumulationsformen, meist zu Terrassen geformt, als auch Erosionsformen im anstehenden Gestein — Rumpfflächen oder Troglflächen — die wichtigste Rolle. Das Sauerland und der Haarstrang waren schon mehrfach Gegenstand von geomorphologischen Untersuchungen, die im Falle des Haarstranges über Arbeitshypothesen nicht hinausgekommen sind. Es scheint an der Zeit, diese, nur große Reliefgenerationen oder vage Strukturlinien behandelnden Arbeiten zu verfeinern und mit Kartierungen von Terrassen und Ebenheiten detaillierte Ergebnisse und Aussagen vorzulegen, so wie es Kleinn¹⁾ bereits für die Hydrographie getan hat.

¹⁾ Kleinn, Schledden, 1957.

I. Die Terrassenfluren um die Balver Höhle

Sowohl von geologischer Seite²⁾ als auch von geographischer Seite³⁾ sind die Terrassen des Hönnetals morphologisch untersucht worden. Dabei fällt auf, daß bei der Einordnung und Genese der unteren Talstufen, die gerade für die Datierung der Balver Höhle und auch der anderen Höhlen im Hönnetal eine besondere Rolle spielen, die Meinungen auseinandergehen. Eine erneute Untersuchung — mit dem Schwergewicht auf den Formen rund um die Balver Höhle — schien daher ratsam. Eine Sicherung der Ergebnisse nach der einen oder anderen Seite konnte aber nur Erfolg haben, wenn über die herkömmlichen Methoden der Terrassenkartierung hinaus — nämlich allein Ebenen, Schotterfluren oder Felsflächen aufzuspüren — auch die neuesten Methoden der metrischen Messung angewandt wurden. Nach kurzer Geländebegehung des ganzen Hönnetals mit dem Ziel, einen Eindruck von Größe und Lage der Niveaus zu bekommen, mußte eine derart im Detail angesetzte Terrassenkartierung rund um die Höhle von Balve zwangsläufig zu einer Verfeinerung der Befunde führen. Das trifft sowohl für die Zahl der Terrassenreste als auch für die Aussagen über ihre genetische Stellung zu.

1. Die Terrassenflächen

Die Balver Höhle liegt im Mündungsdreieck von Hönne, Borke und Orle-Bach. Mühlen, wie die Wocklumer Mühle und kleine Wehre z. B. zu Füßen der Balver Höhle, erschweren die Analyse der Höhenlage der einzelnen Niveaus. Alle Feststellungen über die relative Höhenlage der Terrassenflächen über dem heutigen Wasserspiegel bedurften einer Korrektur, die diese Einflüsse auszuschalten hatte (Abb. 1).

Das untere Niveau — in allen drei Tälern Hönne, Orle und Borke-Bach großflächig und gut sichtbar gegen das rezente Bachbett abgesetzt — liegt im allgemeinen 1 bis 1,5 m über dem Wasserspiegel (Juni 1959). An einigen Stellen, vorzugsweise in den bachfernen Teilen, erreicht diese Fläche auch 2 m Höhe. Sie ist in der Umgebung von Balve im Gegensatz zu Terrassenresten am Rande des Gebirges relativ glatt. Der bunte Wechsel von Tiefenlinien und schmalen Rücken oder breiten Platten, wie sie charakteristisch im benachbarten Röhrtal sind⁴⁾, fehlen.

²⁾ Paeckelmann, Erläuterungen Blatt Balve, 1938.

³⁾ Stork, Hönne, 1958.

⁴⁾ Beobachtungen von Herrn Horst Brandenburger im Rahmen von geomorphologischen Untersuchungen zu einer Staatsexamensarbeit, 1959.

Ähnlich großflächig und auch glatt, was die Oberfläche anbetrifft, ist auch die nächsthöhere Terrasse zu beobachten. Sie liegt zwischen 3 und 4 m über dem Wasserspiegel. Ihre größte Ausdehnung erlangt diese Talstufe im Mündungsdreieck zwischen Hönne und Borke. Tischeben ausgebildet, erreicht sie hier 3,5 m Höhe. Sichere Reste dieser Talstufe liegen auch zwischen der Wocklumer Mühle und dem Wocklumer Hammer. Der in der geologischen Karte Blatt Balve von Paeckel-

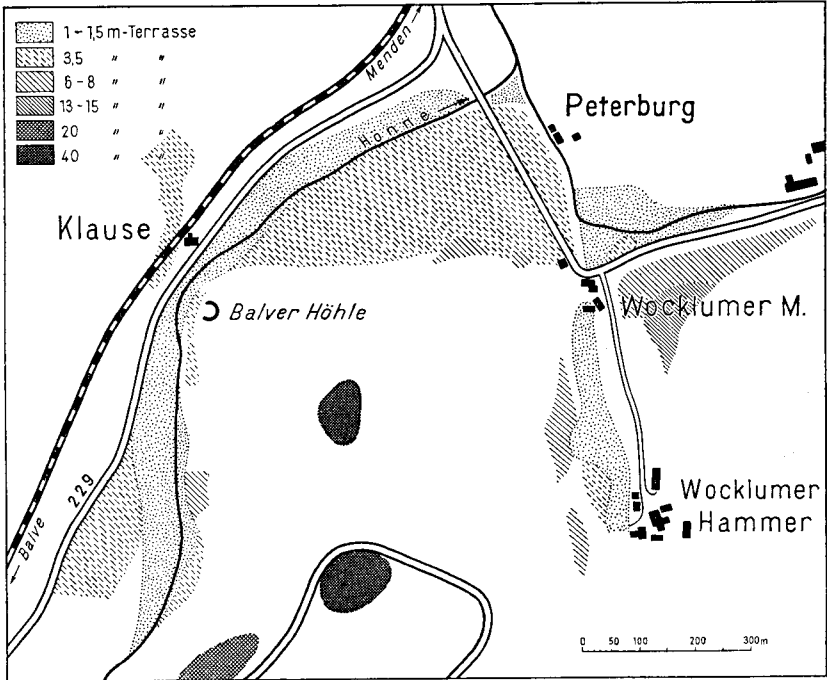


Abb. 1: Die Terrassen der Hönne nördlich von Balve

mann verzeichnete „Lehm und Gesteinsschutt der Trockentäler“ geht im Sattel zwischen der Balver Höhle und dem Musen-Berg in diese Terrasse über. Unsicher sind die Befunde zwischen der Balver Höhle und Balve. Infolge des Bahn- und Straßenbaus sind offenbar große Teile dieser 3,5-m-Talstufe stark überbaut worden und für eine Kartierung unsichtbar geworden. Sicher liegen Teile der Stadt Balve, vor allem östlich der Bundesstraße 229, auf diesem Niveau. Auch der Parkplatz vor der Balver Höhle dürfte im Kern zur 3,5-m-Terrasse gehören. Besonders wichtig ist das Vorkommen dieser Terrasse im Orle-Bachtal. Dort setzt ein Niveaurest nördlich der Straße nach Wocklum klar gegen eine höherliegende Verflachung ab.

Diese letztgenannte, höhere Ebenheit liegt im allgemeinen zwischen 6 und 8 m über dem Wasserspiegel. Im Flußdreieck von Hönne und Borke zeigt ein ca. 8 m breiter und 15 m langer Absatz dieses Niveau an. Auf dem Nordosthang des Berges, in dem die Balver Höhle liegt, ist das Niveau schwer auszumachen, da der Hang von zahlreichen Hochrainen — Spuren ehemaliger Beackerung — durchzogen wird. Das ist weiter südlich besser. Hier liegt eine Terrasse, sanft zur Borke einfallend, in etwa 7 m über den normalen Wasserspiegel. Großflächig findet man sie, von einem Hochrain geteilt, südlich der Straße nach Wocklum. Im Hönnetal sind Reste dieser Terrasse nur selten zu finden. Etwa 500 m südlich der Balver Höhle liegt eine solche Flachform hart neben der Hönne. Nordöstlich von Balve in der Nähe der Sägemühle kann das gleiche Niveau im von Hochrainen terrassierten Hang nur schwer ausgeschieden werden.

Alle höheren Terrassenstufen sind in der Umgebung der Balver Höhle nur kleinflächig zu finden. So liegt ein Niveau in ca. 13 bis 15 m Höhe über dem Wasserspiegel ostwärts der Wocklumer Mühle. Eine Verebnung in etwa 20 m Höhe über dem Hönnespiegel ist nordostwärts von Balve zu erkennen. Die höchsten Verflachungen liegen bei ca. 260 bis 270 m rund 40 m über dem Wasserspiegel von Hönne und Borke. Terrassenreste dieser Art findet man auf dem Nordhang des Huzen-Berges und dem Berg mit der Balver Höhle.

Fassen wir die Ergebnisse kurz zusammen: Terrassenreste der Hönne, Borke und Orle im Gebiet der Balver Höhle liegen

- 1 — 1,5 m,
- 3,5 m,
- 7 — 8 m,
- 13 — 15 m,
- 20 m und
- 40 m

über dem heutigen Wasserspiegel. Dabei wird nur die unterste Talstufe noch vom Hochwasser erreicht.

2. Die Struktur der Terrassen und ihre Schotterkörper

Von den sechs Terrassenniveaus ist nur das in 13 bis 15 m Höhe eine Felsterrasse. Alle anderen bestehen aus mehr oder weniger dicken Schotterkörpern.

Interessant ist der Aufbau des Schotterkörpers der untersten Talstufe. An zahlreichen Aufschlüssen, so z. B. südlich des Wocklumer Hammers, kann man folgendes Profil beobachten:

- 30 cm Grobe, plattige Schotter, schwach kantengerundet, vorzugsweise Grauwacken (Sandsteine und Schiefer);
- 50 cm übergehend in ein Gemisch von groben bis feinkiesigen Schottern, z. T. von lehmigem Feinmaterial untermischt;
- ab 50 cm mittel- bis feinkiesige Schotter in reichlich Lehm eingebettet; dazwischen wenige grobe Schotter.

Die Mächtigkeitsszahlen schwanken von Aufschluß zu Aufschluß etwas, bleiben aber in den gleichen Relationen. Bei flüchtiger Betrachtung der Profile ist man geneigt, diese so unterschiedlich strukturierten Schotterlagen auch verschiedenen, eigenständigen Akkumulationsprozessen zuzuschreiben. Man wird in dieser Annahme noch bestärkt durch die Beobachtung, daß der Schotterkörper der nächsthöheren Terrasse — der in 3,5 m Höhe — in der Struktur genau dem entspricht, was am Grunde der Profile in der untersten Talstufe gefunden wurde. Ein jüngerer Schotterkörper mit fast rein gröberen Fraktionen wäre in einen älteren mit Schottern gemischterer Fraktionen eingeschachtelt. Bei dieser Deutung würde zunächst nicht stören, daß die Grenze von einem zum anderen Schotterkomplex nicht scharf, sondern stark fließend ist. Der allmähliche Übergang deutet vielmehr darauf hin, daß u. U. eine allmählich von oben nach unten fortschreitende Auswaschung der feineren Komponenten zu einer relativen Anreicherung der groben Fraktionen geführt hat. Dieser Verdacht wird noch verstärkt durch die Beobachtung, daß die Untergrenze der groben Schotter unregelmäßig tief durch den Schotterkörper zieht. Dabei legt sie sich nicht, wie das bei einer Ausfüllung alter Vorformen der Fall sein müßte, kondordant an deren Strukturlinien an, sondern schneidet im allgemeinen quer durch die Schichtung des älteren, gemischstrukturierten Schotterkörpers. Das aber scheint mir ein starker Hinweis auf sekundäre Anreicherung aus einem älteren Schotterkomplex zu sein. Dieser Vorgang ist übrigens auch noch heute in den rezenten Bachbetten und an deren Rändern zu verfolgen. In der großen Breite der unteren Talstufe ist er abgeschlossen.

Auch der Schotterkörper des zweiten Terrassenniveaus ist nicht einheitlich aufgebaut. Zunächst ist festzuhalten, daß der Schotterkörper der 3,5-m-Terrasse mit Wanderschuttdecken vom Hang verknüpft werden kann. Eine Reihe von Regelungsmessungen im Mündungsdreieck von Hönne und Borke hat ergeben, daß der Übergang vom solifluidal getönten Hangschutt zur fluviatil getönten Terrassenakkumulation fließend ist:

	I	II	III	IV	5)
Hang	47	23	18	12	
Fuß	34	11	47	8	
Terrasse	23	25	50	2	

Beide — Hangschutt und Terrassenschotter — sind also syngenetisch. Auch aus den linken Nebentälern der Hönne kann der Zusammenhang von solifluidalem Wanderschutt des Hanges mit den Terrassenakkumula-

5) Die Stufen bedeuten nach Poser und Hövermann, 1951:

I: längste Achse des Steines liegt zwischen 0° und 30° aus der Bewegungsrichtung verstellt;

II: längste Achse des Steines liegt zwischen 30° und 60° aus der Bewegungsrichtung verstellt;

III: längste Achse des Steines liegt zwischen 60° und 90° aus der Bewegungsrichtung verstellt;

IV: längste Achse des Steines weist teilschräg in die Tiefe.

tionen bewiesen werden. So ergaben 26 Meßserien über die Regelung — als Übungsaufgabe innerhalb geomorphologischer Praktika in den Sommersemestern 1959 und 1960 von Studierenden der Geographie in Münster durchgeführt — im Glar-Bach-Tal folgendes Bild:

		I	II	III	IV
Steiler Nordhang:					
Meßstelle	1	56	18	14	12
	2	60	15	9	16
	3	40	44	9	7
	4	46	24	20	10
	5	44	18	28	10
Steiler Südhang:					
Meßstelle	6	40	23	23	14
	7	55	33	10	2
	8	58	11	26	5
	9	40	25	17	18
	10	48	25	17	10
Übergang Hang zur Talsohle:					
Meßstelle	11	22	49	13	16
	12	18	47	23	12
Talsole:					
Meßstelle	13	23	23	53	1
	14	30	19	46	5
	15	35	20	43	2
	16	31	19	45	5
	17	28	15	37	20
	18	27	28	44	4
	19	19	22	54	5
	20	32	18	45	5
	21	21	21	52	6
	22	21	19	48	12
	23	24	23	50	3
	24	32	25	33	10
	25	18	20	38	24
	26	20	23	40	17

Der Schotterkörper des Glar-Bach-Tals mündet auf einer 3,5-m-Terrasse der Hönne aus.

Auffallend ist die Beobachtung, daß bei Regelungsmessungen in den Schotterkörpern der 3,5-m-Terrasse die obersten 30 bis 50 cm ein gänzlich anderes Diagramm als die untersten drei Meter des Profils ergeben:

	I	II	III	IV
oben	28	39	23	10
unten	17	20	54	9

Es liegt hier der Verdacht nahe, daß nach Abschluß des Akkumulationsvorganges ein neuer Formungsprozeß durchgegriffen hat. Man könnte wegen der fehlenden Maxima in den Regelungsdiagrammen an Würgevorgänge beim Auftauen und Gefrieren denken. Diese Beobachtung blieb aber nur auf den Akkumulationskörper im Gebiet zwischen Hönne und Borke beschränkt. Bei einer klimatisch bedingten Erscheinung müßte man erwarten, daß auch die übrigen Terrassen in der Umgebung solche Formen aufweisen. Dies ist aber nicht der Fall. Es ließ sich vielmehr nachweisen, daß der oberste Teil des Schotterkörpers im Mündungsgebiet der Borke in die Hönne eine neue Aufschüttung darstellt. Rote Lehme und kaum gerundete Kalksteinbrocken erbrachten den Beweis, daß hier die Sedimente der Balver Höhle bei der Erschließung auf den Schotterkörper aufgefahren sein mußten.

Von den übrigen Schotterterrassen in der Umgebung der Balver Höhle ist zu berichten, daß sie sich im Sedimentgehalt nicht von dem der unteren Talstufen unterscheiden. Gehängelehm und Lößlehm sind wichtige Bestandteile.

3. Alter der Terrassen

Nach den Befunden auf Grund der Regelungsmessungen ergibt sich, daß die Terrasse in 3,5 m Höhe über dem Wasserspiegel sicher eiszeitliches Alter hat. Der Zusammenhang von solifluidalem Hangschutt und fluviatil transportierten Schottern beweist den selbständigen, klimatisch bedingten Akkumulationsprozeß. Da sie gleichzeitig die unterste Talstufe ist, die Spuren einer eiszeitlich-periglazialen Formung trägt, ist ihr würmglaziales Alter sicher.

Das tiefste Niveau in 1 bis 1,5 m Höhe liegt heute überall außerhalb rezenter Formungsprozesse, wenn man von gelegentlichen, morphologisch aber so gut wie unwirksamen Überflutungen absieht. Die Herauspräparierung dieser Talstufe als Folge von Abtragung der feineren Komponenten im Schotterkörper und der Anreicherung der gröbsten Bestandteile ist heute ebenfalls abgeschlossen. Folgt man den Beobachtungen und Deutungen aus anderen Mittelgebirgen oder Bergländern, z. B. vom Harz oder Weserbergland, so kann man in dieser untersten Terrasse Äquivalente einer sogenannten „Unteren Niederterrasse“ sehen. Sie ist im Falle der Hönne weder eine reine Akkumulationsform im Sinne von Mensching⁶⁾ noch eine reine Erosionsform im Sinne von Poser⁷⁾. Aber auch die Erklärung als Form eines rezenten Wildbachbettes im Sinne von Hövermann⁸⁾ reicht nicht aus. Es handelt sich vielmehr um eine „Akkumulation in situ“ auf Grund relativer Anreicherung nach selektiver Abtragung. Zweierlei ist dabei interessant:

1. Zu gewissen Zeiten der Bildung dieser Talstufe muß die Wasserkraft auf Grund der relativen Anreicherung der groben Komponenten etwa

⁶⁾ Mensching, Schotterfluren, 1950.

⁷⁾ Poser, Okertal, 1950.

⁸⁾ Hövermann, Oberharz, 1950.

so groß gewesen sein wie heute im Bachbett zu Zeiten von Hochwasser, d. h. etwa 1,2 bis 1,5 m pro Sekunde. Das Wasser muß auf größerer Breite als heute abgeflossen sein, wie die Kastenbildung und das gleichmäßige Durchgehen der groben Ablagerung beweisen.

2. Der selektive Abtragungsvorgang glich einer Ausschlämmung. Dies bedeutet, daß das bei hoher Wasserführung mitgenommene Feinmaterial aus dem Gebirge hinausgebracht wurde und an Stellen mit ruhiger Wasserführung erneut akkumuliert wurde. Damit können Lehme in der Talaue angehäuft worden sein, die mit den Auelehmen anthropogen bedingter Herkunft als Folge eines Ackerbaus nichts zu tun haben. Es ist dies ein weiterer Beweis dafür, daß die Genese der Tallehme sehr vielschichtig ist und die Herkunft nicht nur vom eiszeitlichen Löß oder vom rezenten Ackerbau her gesehen werden darf.

Die 1956 veröffentlichte Aufstellung⁹⁾ dürfte vielmehr nach Ergänzung durch die hier gemachten Beobachtungen wie folgt aussehen:

1. Spätglaziale Lehme oder Löße, z. T. verzahnt mit würmeiszeitlichen Schottern auf primärer Lagerstätte¹⁰⁾.
2. Spätglaziale Lehme oder Löße — primär in der Talaue abgelagert — sind in postglazialer Zeit abgetragen und als ältere Auelehme erneut akkumuliert worden¹¹⁾.
3. Tallehme und eventuell Sande als Auswaschungsprodukt des Schotterkörpers der oberen Niederterrasse (Hönnetal).
4. Ein älterer Auelehm, der nicht aus dem Talgrund kommt, sondern Abtragungsprodukt von den angrenzenden ackerbaulich genutzten Ländereien ist und frühgeschichtliches Alter hat¹²⁾.
5. Ein jüngerer Auelehm, der dem jüngsten Abtragungsprozeß, der Bodenerosion, entstammt¹³⁾.

Weniger problematisch ist die Altersstellung der drei höheren Terrassen, der 6- bis 8-m- bzw. der 20-m-Schotterterrassen und der 13- bis 15-m-Felsterrasse. Die beiden Schotterterrassen dürften Äquivalente der beiden Rißvereisungen darstellen und mit oberer und unterer Mittelterrasse bereits von anderen Autoren richtig signiert worden sein. Die zwischen beiden liegende Felsterrasse zeigt an, daß mindestens stellenweise die Erosion im Riß-I- bis Riß-II-Interstadial so stark war, daß der Schotterkörper der Riß-I-Akkumulation durch-

⁹⁾ Hempel, Auelehme, 1956.

¹⁰⁾ Hövermann, Talgrund, 1953, S. 5—8.

¹¹⁾ Hövermann, Talgrund, 1953, S. 6.

¹²⁾ Hempel, Auelehme, 1956, S. 35—42. Die von mir 1956 gegebene Datierung des älteren Auelehms im Leinetal ist inzwischen durch den Abschluß der Arbeit von U. Willerding bestätigt worden. Dabei wurde auch der Zweifel von Nietsch, 1959, einen Altwasserarm und nicht die echte Akkumulationsoberfläche datiert zu haben, beseitigt. Willerding, 1960, S. 435—476, konnte auf Grund pollenanalytischer Bestimmungen und C 14-Datierungen auch den obersten Schotterflächen — also dem Liegenden des Auelehms — ein Alter von etwa 300 v. Chr. geben.

¹³⁾ Mensching, Akkumulation, 1951; Hövermann, Talgrund, 1953; Hempel, geb. Tecklenburg, Tilken, 1954; Hempel, Auelehme, 1956.

sunken wurde. Inwieweit eine starke Wasserführung oder eine schon von geologischer Seite aus anderen Erwägungen vermutete tektonische Hebung für diese kräftige Erosion verantwortlich ist, vermag ich z. Z. nicht zu entscheiden. Nach meinen bisherigen Untersuchungen über die tertiären Verebnungen kann ich keine Anzeichen für eine morphologisch wirksame intrapleistozäne Hebung finden. Die Felsterrasse ist — abgesehen von der Umgebung der Wocklumer Mühle — auffallend schmal und nur auf einer Flußseite ausgebildet. Ist sie vorhanden, so fehlt meistens die obere Mittelterrasse. Nördlich von Sanssouci im Hönnetal fehlt die 13- bis 15-m-Terrasse überhaupt ganz.

Die 40-m-Terrasse gehört ohne Zweifel zur ältesten Vereisung. Sie wird im Bereich der Balver Höhle durch eine geringe Schotterstreu, aber viel Lehm gekennzeichnet.

Fassen wir zusammen:

1. Die unterste Terrassenstufe ist als Erosionsform unter relativer Anreicherung der groben Komponenten entstanden. Als heute fossile Form dürfte sie der „Unteren Niederterrasse“ anderer Flüsse (z. B. Oker, Weser, Leine) gleichgesetzt werden und noch glaziales Alter haben.
2. Die Ausschlämmung dieses Schotterkörpers dürfte Anlaß zur Bildung von Tallehmen im Gebirgsvorland gegeben haben.
3. Die oberste Auflage der Würmterrasse (= 3,5-m-Terrasse) ist eine anthropogen bedingte Akkumulation. Farbe des Lehms und Form des Schuttes weisen auf Kalkformation als Ausgangsgestein. Es handelt sich offenbar um angefahrene Höhlensedimente.
4. Die Bildung der unteren und oberen Mittelterrasse wurde durch eine Zeit starker Tiefenerosion unterbrochen, die in Teilen des Schiefergebirges zur Bildung einer Felsterrasse führte.

II. Tertiäre Verebnungen des Sauerlandes

1. Befunde

Die Frage nach Zahl und Genese der Rumpfflächen des Rheinischen Schiefergebirges, insbesondere ostwärts des Rheins, stand schon wiederholt im Brennpunkt der Diskussion. Von der alle Gebirgstteile überspannenden Einheitsrumpffläche bis zum Relief, das in zahlreiche Einzelverflächungen aufgelöst ist, reicht der Bogen der Meinungen¹⁾. Besonders interessant war dabei die Feststellung, daß neben jungen, tertiären Flachformen auch kretazische und paläozoische das Gebirge überziehen und sich miteinander verschneiden. Erst jüngst hat Körber eindrucksvolle Beispiele solcher Flächenverschneidungen am Nordostrand des Schiefergebirges untersucht²⁾. Seine Beobachtungen in einem durch Vulkanismus als tektonisch labil ausgewiesenen Gebiet münden in die Feststellung aus, daß eine Fülle von verschiedenen alten Verebnungen eine in ebenso vielen Stufen erfolgte Aufwärtsbewegung des Rheinischen Schildes anzeigt. Diese für den Rand des Gebirges nicht sonderlich auffallende Erscheinung war Ausgangspunkt für die Frage, inwieweit diese Bewegungen auch innerhalb des Gebirges morphologisch eine Rolle gespielt haben. Zwei Kartierungen an tektonisch verschieden gerichteten Gebieten — die eine im Arnsberger Forst (Abb. 2), die andere im Balver Wald (Abb. 3) — sollten Aufschluß darüber geben. Während der Balver Wald zu einer Sattelzone gehört — dem Remscheid-Altenaer Hauptsattel — liegt der Arnsberger Forst in der Lüdenscheider Hauptmulde. Gesteinsmäßig handelt es sich im ersten Fall um Tonschiefer und Grauwackenschiefer mit Grauwackenbänken. Im zweiten Fall sind es die oberkarbonen Grauwacken der Arnsberger Schichten.

Bei einer so ins Detail gehenden Untersuchung konnte dem Problem der Hangkuppen im Sinne von Kolb und Neef besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden³⁾. Zudem gelang es in allen Fällen, strukturbedingte Sonderformen von echten Skulpturformen zu trennen.

Die Untersuchungen ergaben, daß die skulpturellen Ebenheiten in folgenden Höhen liegen:

Balver Wald	Arnsberger Wald
280 m	280 — 290 m
310 m	310 m
340 m	340 m
420 m	370 m
460 m	
500 — 520 m	

1) Einzelheiten mögen den folgenden Arbeiten entnommen werden: Oestreich, Studien über die Oberflächengestalt, 1908 und 1909; Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges, 1913; Entwicklung unserer Kenntnis, 1926. Hartnack, Morphogenese, 1932; PaECKELMANN, Rumpftreppe, 1931; Tektonik des östlichen Sauerlandes, 1934. Neumann, Hochflächen, 1935; Großfaltung, 1935. Körber, Waldeck und Ostsauerland, 1956.

2) Körber, Waldeck und Ostsauerland, 1956.

3) vgl. Kolb, Morphologie, 1934; Neef, Genese, 1955.

Auffallend großflächig ist das Niveau in 420 m Höhe ausgebildet. Es überzieht auch im Gebiet zwischen Balver Wald und Arnsberger Forst, d. h. also zwischen Hönnetal und Röhrtal, die Höhen zu beiden Seiten des Sorpe-Stausees. Während die übrigen Verebnungen mehr den Charakter von schmalen Troglflächen am Rande größerer Täler haben, scheint bei der Ebenheit in 420 m Höhe eine echte, weitgespannte Rumpffläche

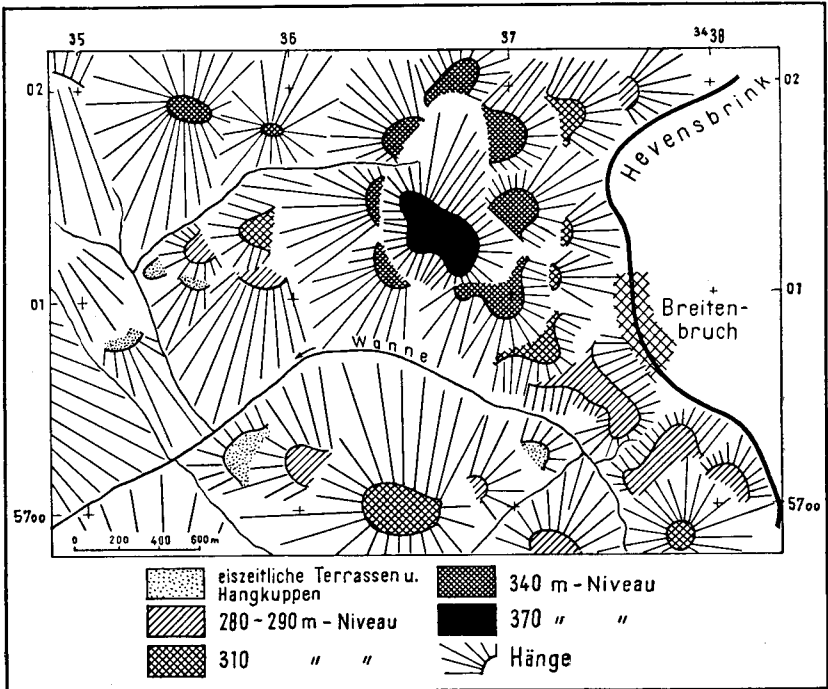


Abb. 2: Niveaus im Arnsberger Forst

vorzuliegen. Sie dürfte identisch sein mit der Oestreichischen Waldecker Randfläche (Alter: pliozän), dem oberen Hochbodenniveau von Kockel (Alter: miozän) oder Gellert (Alter: jungtertiär), der Wenzelschen Corbacher Hochfläche (Alter: miozän) oder der Stickschen oberen Troglfläche (Alter: jungmiozän), die alle bei Neumann zusammengestellt zu finden sind⁴⁾. Inwieweit die übrigen, kleinflächigen Niveaureste mit den von Hamacher⁵⁾ untersuchten Lenneterrassen

4) Kockel, Piedmonttreppe, 1926. Gellert, Großmorphologie, 1928. Wenzel, Rheinisches Schiefergebirge, 1930. Stickel, Hochflächen, 1927. Neumann, Hochflächen, 1935; Großfaltung, 1935.

5) vgl. Hamacher, Lennetal, 1931.

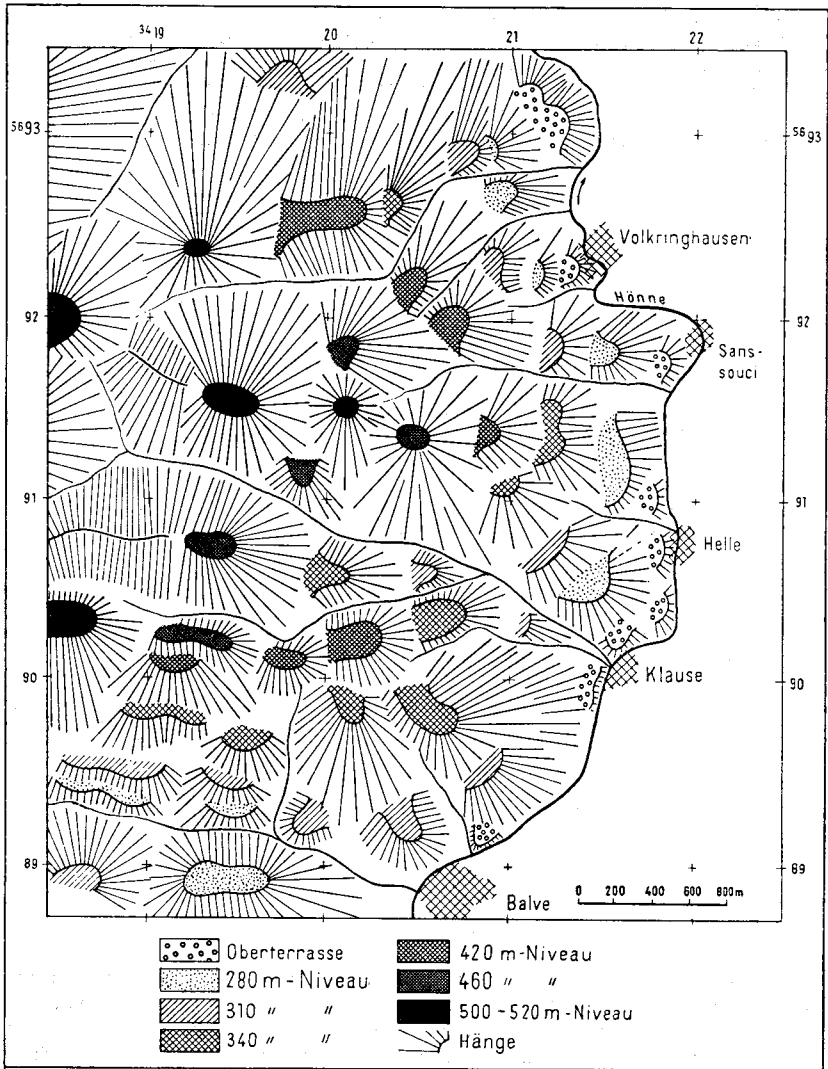


Abb. 3: Niveaus im Balver Wald

gleichgesetzt werden können, wäre noch zu prüfen. Auffallend bleibt aber in jedem Falle, daß sowohl im östlichen als auch im westlichen Sauerland eine ähnliche Folge von kleinflächigen Verebnungen an den Rändern der größeren Täler gefunden wurde.

Dieses Ergebnis lenkte die Aufmerksamkeit auf die Frage, ob auch in den höheren Lagen des Rheinischen Schiefergebirges eine ähnliche Fülle von kleinen Flachformen, die in kurzen Abständen übereinanderliegen, ausgebildet ist. Als Beispiel sei die Kartierung aus einem Teil des Hochsauerlandes vorgelegt. Die Abfolge der Verebnungen in diesem Gebiet ist durch die eingehende Studie von Körber⁶⁾ bekannt geworden. Diese Arbeit gab nicht nur die Anregung, dieses spezielle Gebiet mit der Frage nach dem Gefüge und der morphologischen Wertigkeit der Flächen zu untersuchen, sondern auch echte Sicherheit für Kontrollen bei der Geländearbeit. Die Ebenheiten des Uplandes können wie folgt gegliedert, charakterisiert und für ein Flächengefüge bewertet werden (Abb. 4, Beilage 1):

1. Das höchste Niveau dürfte über 840 m liegen. Ob es jemals eine geschlossene große Rumpffläche gewesen ist oder nur ein auf engem Raum begrenztes „Gipfelniveau“ darstellt, ist schwer zu entscheiden. Stellenweise ist es durch starke und fast allseitig angreifende Entwässerungslinien zu einer Kuppe erniedrigt und ist nur noch knapp 800 m hoch. Körber⁷⁾ hat diese Kuppen mehrmals in seiner morphogenetischen Karte als „alte Inselberge“ signiert. An manchen Stellen stehen die Kuppen um 800 m im Verdacht, Hangkuppen im Sinne von Kolb und Neef⁸⁾ zu sein, so z. B. der Mittels-Berg, Hille-Kopf oder die Höhen am Glindfeld. Auf Grund dieser Ausbildung nenne ich es *Kopfniveau*⁹⁾. Es dürfte mit den „Rumpfhöhen“ von Oestreich und Wenzel¹⁰⁾, bzw. dem „Kahle-Asten-Niveau“ Kockels¹¹⁾ übereinstimmen.
2. Eindeutig als großflächig ausgedehnte Rumpffläche können die Verebnungen um 780 m angesprochen werden. Es sind nur wenig reliefierte Flachformen, die in Gebieten mit starker Zertalung, wie am Kruten-Berg bei Titmaringhausen oder am Ruhrtal südlich von Niedersfeld, zu Höhen bis 760 m erniedrigt sein können. Der Flächen-

6) Körber, Waldeck und Ostsauerland, 1956.

7) vgl. die Karte bei Körber, Waldeck und Ostsauerland, 1956.

8) vgl. Kolb, Morphologie, 1934; Neef, Genese, 1955.

9) Es mag merkwürdig anmuten, wenn nach den von Körber, 1956, erst vor kurzem publizierten Namen für die Verebnungen im Ostsauerland und Waldeck hier wieder neue Namen für die gleichen Objekte vorgelegt werden. Es sollte aber folgende Überlegung bei der Namengebung für Verebnungen angestellt werden. Es ist für eine Verebnung — gleich welcher Art sie sei — weniger die Ortslage als vielmehr ihre charakteristische Form wichtig. Ausnahmen dürften nur jene Flächensysteme bilden, die in sich annähernd gleichgestaltig sind wie etwa die Niveaus am Haarstrang. In allen anderen Fällen sollte man sich daher nicht allein mit dem Wort „Fläche“ — bestenfalls aus sprachlichen Gründen ersetzt durch das Fremdwort „Niveau“ — behelfen, sondern relieftypische Namen verwenden, wie es z. B. auch Hövermann, 1949, für die Ebenheiten des Harzes getan hat.

10) vgl. Oestreich, Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges, 1913; Wenzel, Rheinisches Schiefergebirge, 1930.

11) vgl. Kockel, Piedmonttreppe, 1926.

charakter bleibt meist erhalten. Ich nenne diese Verebnungen daher **Hochflächen**.

3. Nur dürrtig ist die Ausbildung eines Niveaus in 750 m Höhe zu erkennen. Daß es sich bei diesen Formen um eine selbständige Verflächung handelt und nicht um erniedrigte Reste der Upländer Hochflächen, kann man an verschiedenen Stellen beweisen. Die im Verhältnis zu den übrigen Niveaus wenigen, heute noch vorhandenen Reste besagen, daß diese **Rumpffläche** nur geringe Ausdehnung hat und bestenfalls in die Gruppe der Zwischenniveaus eingeordnet werden kann.
4. Zwei Eigenschaften stempeln die tiefere Verebnung — etwa 700 m hoch — zu einer **Trogfläche**. Zum einen ist ihre Verbreitung fast ausnahmslos an die größeren Täler gebunden; zum anderen bilden sie dort ein durchgehendes, z. T. großflächiges Niveau. So sind die Reste besonders schön im Ruhrtal erhalten. Aber auch in der Umgebung von Winterberg und im Tal von Willingen sind die Trogflächen gut ausgebildet.
5. Der Abhang vom Trogflächenniveau zum Talboden wird unterbrochen von einer Flächengruppe in 660 m Höhe. Als Niveaus am **Talrand** haben sie größere Verbreitung als etwa das Zwischenniveau. In den kleineren Nebentälern sind die Flächenreste noch gut erhalten; in den großen Tälern wie dem der Ruhr sind lediglich schmale Leisten in 660 m Höhe zu finden. Sie zeugen von starken Abtragungsprozessen.
6. Dort, wo die **Talböden** die 600-m-Isopyse erreichen, macht sich meist eine Verbreiterung im Relief bemerkbar. Diese Flachformen auf der Talsohle haben ihr Analogon in Verebnungen am unteren Talhang. Die Ausbildung dieser Verebnung ist meist recht großflächig, so daß sie in die Reihe der echten Rumpfflächen eingereiht werden darf.

Überschauen wir diese Kartierung im Upland auf dem Meßtischblatt Niedersfeld, so können wir beim Vergleich mit den anderen vorgelegten Kartierungen als wichtigsten Unterschied festhalten, daß in den Höhengebieten des Rheinischen Schiefergebirges die kleineren Flachformen fehlen. Hier herrschen eindeutig die großflächigen, mit großem Abstand übereinanderliegenden **Rumpfflächen** vor.

Auch die Untersuchungen in anderen Teilen des Sauerlandes, so z. B. im Gebiet von Olpe und Attendorn sowie im Ebbe-Gebirge, ergaben, daß nur wenige „Zwischenniveaus“ an den Rändern der großen Täler zu finden sind. Wichtig schien mir aber die Beobachtung, daß die hier und im Upland aufgefundenen wenigen Reste deutlich den Stempel einer starken Zerstörung trugen, die nicht linienhaft schmal angesetzt, sondern mehr in breiterer Front gewirkt hatte. Es fehlten ganz die Kerben als Zeugen rezenter Formungsprozesse. Auch die Dellen als Zeichen für eiszeitliche Formung waren auf wenige Stellen beschränkt. Dort ist es so, daß die Dellen als Rundformen in eine bereits rudimentäre Fläche

eingesenkt waren. Dies bedeutet aber, daß bereits vor Ausbildung der pleistozänen Abtragungsformen starke Erosionsprozesse stattgefunden haben, was zeitlich nur im Tertiär gewesen sein kann.

2. Folgerungen

Der große Unterschied in der regionalen Verbreitung von Ebenheiten und die Bindung der schmalen Niveaus an die größeren Täler ist mir nirgends so augenfällig geworden wie im nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. Eine ähnliche Vielzahl von kleineren Verebnungen am Rande der Flüsse zwischen den größeren Rumpfflächen ist mir von eigenen Untersuchungen im Esse-Diemel-Gebiet¹²⁾, aus dem Kaufunger Wald und Reinhardswald¹³⁾, dem Weser-Leine-Bergland, dem Thüringer Wald und dem Nordrand der Eifel bekannt. Aber auch in diesen Gebieten fiel mir die Bindung der Zwischenniveaus an Areale mit jungtertiären Rumpfflächen auf. Sie liegen naturgemäß am Rande der Gebirge. Die höheren Gebirgstteile mit älteren Verebnungen waren meist frei von diesen kleinen Niveaus.

Daraus können gewisse Folgerungen für die Morphogenese und Tektonik in den Bergländern, speziell im Rheinischen Schiefergebirge, gezogen werden.

1. Das Vorkommen von großen Rumpfflächen und kleinen Flachformen bedeutet, daß Zeiten mit lang andauernder flächenbildender Tendenz mit Zeiten mit sehr kurz andauernder Flächenbildung abgewechselt haben müssen.
2. Die Vielzahl der kleinflächigen Niveausysteme besagt, daß entweder die Hebungsprozesse häufig von Zeiten tektonischer Ruhe unterbrochen worden sind, oder daß das Klima oft von flächenbildender Formungstendenz zu linienhaft wirkenden Formungstendenzen und umgekehrt geschwankt haben muß.
3. Diese Erscheinungen sind nicht nur auf das ausgehende Tertiär beschränkt, sondern dürften auch im älteren Tertiär vorgelegen haben. Das beweisen die wenigen rudimentären Niveaureste in den höher aufragenden Teilen des Mittelgebirges.
4. Die Formen fehlen in den zentralen und hohen Teilen der Mittelgebirge deshalb, weil hier durch die jüngeren, noch tertiären Abtragungsvorgänge flächenhafter Art die ohnehin schmalen Hangflächen stark angegriffen wurden. Wegen ihrer Kleinheit konnten sie zum größten Teil ausgelöscht werden. Je älter sie waren, um so vollständiger geschah dies.
5. Die gute Erhaltung der Hangflächen unterhalb der jüngsten tertiären Rumpfflächen unterstützt die eben gezogenen Schlüsse und beweist darüber hinaus, daß man die flächenhaften Nachformun-

¹²⁾ Hempel, Muschelkalkgestein, 1955.

¹³⁾ Hempel, Buntsandsteinlandschaften, 1958 (= 1958 a).

gen tertiärer Ebenheiten im Tertiär für die Morphogenese und damit für das Reliefbild eines Gebirges stärker in Rechnung setzen muß als die pleistozän-periglazialen Bodenversetzungen.

Es scheint mir, daß diese klare Trennung zwischen einzelnen weitgespannten Ebenheiten (Rumpfflächen) und zahlreichen talgebundenen Verflächungen dazwischen (Trogflächen) bei vielen geomorphologischen Untersuchungen nicht gemacht wurde. Mindestens hat man nur Trogflächen in das System der tertiären Verebnungen aufgenommen, die ähnlich große Ausdehnung wie die Rumpfflächen hatten. Da die Fragestellung dieser Untersuchungen meist auf die Rumpfflächen zugeschnitten war, blieben die „Zwischenniveaus“ sogar unkartiert. Der 100-m-Rhythmus in der Höhenstaffelung wurde zu einem geradezu „eingefahrenen“ Schema in der Mittelgebirgsmorphologie Deutschlands. Dabei ist das Hang-Flächengefüge unter- und oberhalb der großen Rumpfflächen für einen Beobachter viel augenfälliger als der weitgezogene, fast unmerkliche Anstieg von Rumpffläche zu Rumpffläche. Es bleibt offen, ob man den Rumpfflächen in bezug auf den Aussagewert über die tektonischen oder klimatischen Veränderungen größere Bedeutung zusprechen muß als den Trogflächen. Nur bei Beachtung beider Verebnungsformen wird die Aussage über die Genese der Landoberflächen in ein richtiges Licht geraten.

III. Die Flächensysteme des Haarstranges und seiner nördlichen Abdachung

1. Stand der Forschung

Wo immer Schichtpakete wechselnder Gesteinhärte durch tektonische Bewegungen schräg gestellt werden, bestimmen Stufen und Flächen das Relief der Erdoberfläche. Das gilt auch für den Haarstrang, der südlichen Begrenzung der Westfälischen Kreidemulde. Dieses Gebiet wurde von Timmermann in mehreren geomorphologischen Studien 1957 und 1959 behandelt¹⁾. Die ersten, wirklich exakten Beobachtungen über eine am ganzen östlichen Haarstrang durchgehende, treppenartige Aufreihung von Flachformen erbrachte 1957 Hans Kleinn durch Talstudien²⁾. In seinen Längsprofilen von den „Schledden“ — das sind große, temporäre Trockentäler — ist ein Rhythmus von Steil- und Flachstrecken zu erkennen, der in vielen Hohlformen mit dem der Hochflächen zur Deckung gebracht werden kann, wie die späteren eigenen Untersuchungen ergaben. Bei Kleinn blieb das Problem der Verknüpfung genetisch gleicher Formen noch ungelöst.

Die Feststellung, daß steile und flache Hangpartien im Haarstrang, insbesondere an seiner Nordabdachung, abwechseln, griff der Verfasser 1957 auf. Im Rahmen vergleichender Studien³⁾, wobei die Beobachtungen aus englischen und südhannoverschen Deckgebirgslandschaften herangezogen wurden, konnte für den Haarstrang und seine nördliche Abdachung der uniforme Begriff „Flächen“ in mehrere genetisch unterschiedliche Formenelemente für Verebnungen aufgegliedert werden: Stufenflächen, Rumpfflächen und Verkleibungsflächen. Bei den damaligen Untersuchungen, die nur den Westteil des Höhenzuges betrafen, fiel auf, daß ein großer Teil der Verebnungen deutliche Tendenz besaß, nach Osten anzusteigen. Diese Feststellung stand im Gegensatz zu den Auffassungen von Timmermann⁴⁾. Nur eine großflächige Kartierung, vor allem auch der östlichen Teile des Haarstranges und der nördlichen Haarabdachung, konnte Aufschluß darüber geben, ob dieser in einem schmalen Raum am Westflügel festgestellte Anstieg auch weiter im Osten zu beobachten ist und damit allgemeine Gültigkeit für die südliche Abgrenzung der Münsterschen Kreideschüssel hat. Mit einer solchen Feststellung wurden die Fragen der Reliefgestaltung in der Linie Unna — Werl — Soest — Lippstadt auf folgende Schwerpunkte zugespitzt:

1) Timmermann, Rumpftreppen, 1957; Flußläufe, 1959.

2) Kleinn, Schledden, 1957.

3) Hämpele, Eisrandlagen, 1957; Flächenformen, 1957.

4) Timmermann, Rumpftreppen, 1957, S. 338—345.

1. Gibt es im Haarstrang und seiner Abdachung, neben den bereits durch die eigenen Kartierungen 1957 bekannt gewordenen kleinräumigen Verebnungen strukturbedingter Art, durchgehende und damit großflächige Ebenheiten?
2. Sind die großflächigen Ebenheiten strukturbedingte Formen oder Skulpturflächen?
3. Wo liegen die tragenden, d. h. das Relief bestimmenden Leitlinien der Tektonik?
4. Welche morphogenetischen Beziehungen bestehen zwischen der Münsterschen Kreidebucht, dem Haarstrang und der Rheinischen Masse?

2. Befunde

Im Anschluß an die Kartierungen von 1957⁵⁾ konnten auf den Meßtischblättern Unna, Werl, Soest, Anröchte und Effeln durch Geländebegehung verschiedene Flächenreste festgestellt und durchverfolgt werden (Abb. 5, Beilage 2, und Einzelblätter 1:50 000, Abb. 10—13, Beilagen 7 bis 10).

Am Fuß des Haarstranges und vor allem weit in dessen Vorland zieht sich eine breite Ebenheit aus der Gegend nördlich von Unna (70 m über NN) bis etwa in Höhe von Werl (95 m über NN). Von da ab steigt diese Flachform langsamer nach Osten an. Sie erreicht nördlich von Soest 100 m, zieht sich von da zu beiden Seiten der Bundesstraße 1 in etwa 110 bis 115 m weiter, um schließlich bei Geseke — am Ostrand des Kartierungsgebietes — in ca. 130 m Höhe anzukommen. Sie sei wegen ihrer Lage das Unter-Hellweg-Niveau genannt. Das Auffallende dieser Flachform ist, daß sie — im Gegensatz zu den noch zu beschreibenden Verebnungen — vom Westen bis zum Osten gleichförmig ansteigt. Sie liegt an der Grenze von der Münsterschen Bucht zur nördlichen Abdachung des Haarstranges. Die folgenden Ebenheiten — es sind noch fünf — liegen oberhalb des Hellweges und zeigen diese Gleichförmigkeit im Anstieg von Westen nach Osten nicht.

Die unterste Ebenheit in diesem Gebiet ist das Ober-Hellweg-Niveau I. Zwischen Unna und Soest erkennt man zwar noch zwei Knicke im West-Ost-Profil dieser Verebnung, aber die Reliefenergie ist nur gering. Die Fläche beginnt bei etwa 100 m über NN (bei Unna) und hat in der Nähe von Soest 115 m erreicht. Von da ab geht der Anstieg rasch bis auf knapp 150 m bei Anröchte. Nach Osten hält sie diese Höhe bis östlich von Effeln bei.

Eine dritte durchgehende Ebenheit — das Ober-Hellweg-Niveau II — beginnt westlich von Unna in etwa 130 m Höhe. Sie hält diese Höhe bis in die Gegend von Werl bei und steigt von da ab knicklos über 150 m bei Neuengeseke bis 190 m im Raum von Geseke—Steinhausen an, wo sie auf Grund der geradlinigen Straßenführung

⁵⁾ Hempel, Flächenformen, 1957.

ausgezeichnet zu erkennen und nach Westen zu verknüpfen ist. Als charakteristisches Merkmal für diese Fläche sei erwähnt, daß sie im Verhältnis zu den anderen Ebenheiten auffallend schmal und langgestreckt ist. Ihre sockelartige Form am unteren Hang der Haarabdachung wird noch verstärkt dadurch, daß die Täler, die dieses Niveau zerschneiden, stark eingetieft sind. Infolgedessen setzt die Ebenheit mit steilem Rand gegen die Hohlformen ab.

Ebenso klar wie die tieferen Niveaus hält die folgende Fläche ihre Höhe zwischen Unna und Werl bei. Es ist das Ober-Hellweg-Niveau III. Genau 150 m liegt es in diesem Gebiet über NN. Mit stark wechselnder Breite ist sie westlich und östlich von Soest zu finden (165 m über NN). Diese Form der Ausbildung bleibt bis zum Ostrand des Untersuchungsgebietes erhalten, wo es in der Gegend von Steinhausen 210 m erreicht. Seine beste Ausbildung hat dieses Niveau zwischen Berge und Eringerfeld. Es liegt in den von Löß am stärksten bedeckten Teilen und trägt daher ausschließlich Ackerbauflächen.

In der Gegend südöstlich von Unna beginnt ein Niveau — das Ober-Hellweg-Niveau IV — auffallend großflächig in 165 bis 170 m Höhe. Schon etwas westlich von Werl erreicht es 175 m Höhe, um im Osten des Arbeitsgebietes in der Gegend von Eringerfeld in 225 bis 230 m zu enden. Es besitzt stark wechselnde Breite und ist besonders in der Umgebung von Anröchte ausgebildet.

Über dem Ober-Hellweg-Niveau IV folgt wieder eine schmalere, aber gleichmäßig breite Verebnung, das Ober-Hellweg-Niveau V. Bei Unna liegt sie 180 m hoch, steigt ab Werl-Westönnen auf 190 m, überschreitet auf dem Blatt Soest 210 m, liegt bei Anröchte etwa 225 m hoch und erreicht im Osten fast 250 m. Schon von weitem — auch aus der Hellwegebene heraus — ist dieses Niveau vor allem zwischen Soest und Anröchte bzw. südlich von Geseke sehr klar im Abfall des Haarstranges zu erkennen. Es trennt die Abdachungsebene vom eigentlichen Haarstrang. Das Niveau ist daher auch das letzte, was mit dem Begriff des Hellweges in Verbindung gebracht wird.

Die beiden folgenden Niveaus haben drei Merkmale gemeinsam: 1. Sie liegen im eigentlichen Haarstrang. 2. Sie sind — was die Höhenausmaße anbetrifft — die breitesten Flachformen. Stellenweise durchziehen sie 20 m in der Höhe. 3. Ihr Anstieg geht in einem verblüffend gleichen Rhythmus vor sich.

Das unterste beginnt zwischen Unna und Werl in 200 m Höhe, erhebt sich erst in der Gegend von Ostönnen spürbar (215 m), um weiter ostwärts stärker anzusteigen (3 km südlich von Anröchte bereits auf 265 m über NN). Am Westrand der Paderborner Hochflächen liegt es bei 275 m über NN. Wegen der Gleichheit in Form und Höhenverlauf möchte ich diese und die höhere Fläche gemeinsam mit dem Namen „Haarstrang-Niveau“ bezeichnen. Die untere, eben beschriebene wäre damit das Haarstrang-Niveau I.

Dieser auffallend starke Anstieg des Haarstrang-Niveaus I ist auch bei der höheren Fläche gut zu erkennen. Bei 225 bis 230 m beginnend (in der Gegend von Bausenhagen) hält sie diese Höhe über die Bundesstraße 63 (Werl — Menden) nach Osten bis etwa Ruhne (südöstlich von Werl) bei. Dann beginnt der rapide Anstieg, der sie bei Ülde (etwa 5 km südlich von Anröchte) bei 280 m erscheinen läßt. Ihre größte Höhe erreicht das Haarstrang-Niveau II mit fast 300 m südlich der Linie Heddinghausen — Eickhoff. Es erreicht damit die Grenze zu den Hochflächen um Paderborn.

Die Tendenz, daß höhere und damit ältere Niveaus sich entsprechend der Höhenlage des Haarstranges ostwärts der jüngeren angliedern, setzt sich oberhalb der letztgenannten beiden Niveaus besonders stark durch. So beginnt die nächste Flachform bei 255 m erst in der Gegend südwestlich von Soest. Sie steigt bis südlich von Ülde auf 310 m über NN und erfährt von da ab eine breitere Streuung über die Haarhöhen. Der starke Anstieg wird im Osten abgelöst durch einen sanfteren. Das Niveau steigt dabei nur zu einer Höhe von 325 m auf. Die schönste Aufreihung erfahren die Flächenreste dieses Niveaus in dem Abschnitt auf den Blättern Soest und Anröchte entlang dem Haarweg. Es bildet in diesem Teil des Haarstranges die Kammlinie. Weiter ostwärts legt es sich — den Anstieg beibehaltend — als Leiste an den Nord- bzw. Südabfall des Haarstranges (so z. B. in der weiteren Umgebung von Drewer). Im Süden trägt es noch über 6 km den Haarweg. Ich nenne es daher H a a r w e g - N i v e a u.

Das letzte und höchste, großflächig verfolgbare Niveau ist nur im Ostteil des Haarstranges zu beobachten. Es beginnt bei Waldhausen und Ülde (Blatt Anröchte) in etwa 325 m über NN und geht nach Osten auf dem Blatt Effeln in Höhen bis 360 m über. Charakteristisch für dieses Niveau ist die schmale Ausbildung — im Westen bedingt durch den Umstand, daß es hier über große Strecken die Kammhöhe des Haarstranges bildet. Weiter im Osten wird diese langgestreckte Form zugunsten einer vielgliedrigen und vor allem breitflächigen Ausbildung aufgegeben. Hier umschließt das Niveau einzelne, höhere Aufragungen. Es soll wegen seiner breiten Ausbildung, die es zum Übergangsglied zu den Paderborner Hochflächen macht, als H a a r h ö h e n - N i v e a u I bezeichnet werden.

Dieses Niveau wird von einzelnen Flachformen in etwa 375 m und 400 m Höhe überragt. Man findet Reste in der Umgebung von Menzel, Hemmen und Meiste. Es sind die höchsten Punkte des Haarstranges. Wir nennen es daher das H a a r h ö h e n - N i v e a u II. Auch diese über kurze Strecken verteilten Niveaureste spiegeln den allgemein bei allen Flächen beobachteten Anstieg von Westen nach Osten wider.

Mit dieser Kartierung war die Frage nach der Verteilung, Höhenlage und Durchgängigkeit der Flächen im Haarstrang und seiner Nordabdachung beantwortet. Es versteht sich, daß auch die anderen Verebnungen, die bereits bei der Untersuchung 1957 festgestellt worden

waren, mit aufgenommen und in ihrer Lage zu den Hauptniveaus kontrolliert wurden. Soweit es sich um reine Formen von Eisrandlagen handelt, wurden sie nicht in die Karte eingetragen. Nur dort, wo sie in ihrem Kern eine alte Flachform enthielten, wurden sie bei der Kartierung berücksichtigt.

Nach diesen Feststellungen im Gelände schien der Versuch lohnenswert, die kartierten Flachformen durch eine hypsometrische Rechnung in ihrem Verlauf zu kontrollieren und so die Befunde im Felde zusätzlich zu sichern. Im Rahmen eines Kollegs mit Übungen über Arbeitsmethoden der Geomorphologie bot sich 1959 die Möglichkeit, den Haarstrang auf den sechs Meßtischblättern Unna, Werl, Soest, Anröchte, Effeln und Lipstadt nach Höhenschichten und Flächenanteilen durchzurechnen. Schon früher hatte die Bearbeitung Nordhessens und des Sollings nach dieser Methode gute Ergebnisse gezeigt⁶⁾. Um vergleichbare Werte zu erhalten, wurden die Meßtischblätter in 2 km breite Streifen unterteilt, die annähernd senkrecht zum Verlauf des Haarstranges lagen. So hatte jeder Streifen Anteil an der ganzen Nordabdachung. Das Ergebnis ist in einem Diagramm (Abb. 6, Beilage 3) niedergelegt.

Die Interpretation bedeutet praktisch eine Wiederholung der Geländebefunde:

1. Alle Flächen behalten im Gebiet zwischen Unna, Werl und Ostönnen ihre Höhe bei.
2. In Höhe von Werl oder Ostönnen steigen alle Niveaus nach Osten hin an. Dabei läßt sich erkennen, daß der Anstieg aller Niveaus, d. h. also der Höhenunterschied vom tiefsten Niveaurest bis zum höchsten, von den westlichen zu den östlichen Flächen zunimmt:

Ober-Hellweg-Niveau I	= 45 m
Ober-Hellweg-Niveau II	= 55 m
Ober-Hellweg-Niveau III	= 60 m
Ober-Hellweg-Niveau IV	= 60 m
Ober-Hellweg-Niveau V	= 65 m
Haarstrang-Niveau I	= 70 m
Haarstrang-Niveau II	= 70 m
Haarweg-Niveau	= 75 m

3. Die obersten Flächen (Haarstrang-Niveau I und II, Haarweg-Niveau) zeichnen sich durch eine stark steigende Tendenz auf der Strecke von Soest bis Anröchte aus.
4. Flachformen ohne zusammenhängende Niveauverbindung finden sich in der Hauptsache in den tieferen Lagen (Verkleibungsfläche durch Moränenschutt)⁷⁾.

⁶⁾ Hempel, Auswertung amtlicher Karten, 1958.

⁷⁾ vgl. auch Hempel, Pseudorumpfflächen, 1962.

3. Folgerungen

Die Feststellungen über Verbreitung und Höhenlage der Verebnungen im Haarstrang und seiner nördlichen Abdachung schließen eine Beobachtungslücke, der für eine Erklärung der Morphogenese der Münsterischen Kreideschüssel eine besondere Bedeutung zukommt. Dabei müssen frühere Auffassungen, denen diese neuerlich erarbeitete Beobachtungsgrundlage fehlte, z. T. stark korrigiert werden. Die Befunde berechtigen im einzelnen zu folgenden Aussagen über Relief und Tektonik des Haarstranges.

Ganz gleich, welche Formenveränderungen der Haarstrang im Pleistozän durch glaziale oder periglaziale Abtragungsprozesse erlitten hat, ist das ältere, aus flächenhaften Formen bestehende Relief der das Landschaftsbild beherrschende Zug. Die Frage nach dem Charakter des weitaus größten Teils dieser Flachformen — strukturbedingte Ebenheiten oder rumpfflächenhafte Formen — kann dahingehend beantwortet werden, daß fast alle kartierten Verebnungen die Gesteinspakete diskordant schneiden. Lediglich die Hänge zwischen den Ebenheiten lehnen sich konkordant an die Schichten an. Ausnahmen finden sich nur in den drei unteren Niveaus. Diese Flachformen werden stellenweise vom turonen Grünsand getragen, so das Ober-Hellweg-Niveau I bei Werl, das Ober-Hellweg-Niveau II bei Neuengeseke oder das Ober-Hellweg-Niveau III bei Anröchte. Außer dem Grünsand gibt es keine härteren, kompakten Gesteinspartien in den Cenoman- und Turonablagerungen, die eine derartige Mächtigkeit erlangen, um über mehrere Hundert Meter hinweg gesteinsbedingte Verebnungen zu tragen. Sie bilden lediglich Geländeknicke, die im Verhältnis zu den großen Ebenheiten nur geringe Bedeutung für das Relief, selbst im Detail gesehen, haben. Sie sind häufig auch sekundär aus einer Flachform — besonders in der Nähe der Täler — herausgeschnitten worden.

Von allen Flächenresten scheinen mir zwei Niveaureihen besonders wichtig, das Unter-Hellweg-Niveau und das Ober-Hellweg-Niveau I. Während alle Flächen in ihrem West-Ost-Verlauf eine deutliche Zweiteilung zeigen — gleichbleibende Höhenlage zwischen Unna und Soest, Anstieg von Soest nach Osten — steigt das Unter-Hellweg-Niveau von Westen nach Osten gleichbleibend an. Auch im Bereich um Paderborn hält der Anstieg an, im Gegensatz zu den übrigen Ebenheiten, die dort gleiche Höhenlage beibehalten, wie weiter unten noch zu zeigen sein wird. Es dürfte sich bei dieser Flachform also um eine mehr fluvial getönte Form handeln, die als Terrasse der Lippe angesprochen werden kann. Sie gehört damit formenmäßig zum Reliefraum der Münsterschen Bucht.

Das Ober-Hellweg-Niveau I nimmt eine Art Zwitterstellung ein. Auch hier ist deutlich eine Tendenz zur Niveaugleichheit zu erkennen. Aber kleine Sprünge zeigen auch offensichtlich fluviale Formungstendenzen an. Unter-Hellweg-Niveau und Ober-Hellweg-Niveau I liegen westlich von Soest in einer Höhe und verzahnen sich.

Wie sieht es nun mit der Beziehung der Ebenheiten des Deckgebirges zu den Ebenheiten des Grundgebirges aus? Allein die Tatsache, daß der Abstand der einzelnen Haarstrangflächen voneinander in ähnlicher Größenordnung liegt wie die Abstände der Trogfächen im nördlichen, westlichen und östlichen Sauerland (siehe Abb. 2 und 3), macht es wahrscheinlich, daß hier wie dort gleiche morpho-tektonische Ereignisse stattgefunden haben. Es wäre im übrigen sehr verwunderlich, wenn in so eng benachbarten Gebieten so grundlegend unterschiedliche tektonische Entwicklungen — von klimatisch bedingten ganz zu schweigen — vorliegen sollten. Alle bisherigen tektonisch-geologischen Befunde an der Grenze Grundgebirge — Deckgebirge im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges zum besser untersuchten Ruhrgebiet hin beweisen zudem, daß sich die in der Rheinischen Masse erfolgten Bewegungen im tieferen paläozoischen Untergrund des Vorlandes fortgesetzt haben. Sie müssen sich damit wahrscheinlich auch auf das Relief des hangenden Deckgebirges übertragen haben. Erst jüngst hat Böke solche Erscheinungen bei Rupturen in der Kreide und im Karbon am Südrand der Westfälischen Bucht festgestellt⁸⁾.

Um den Beweis aber auch für die Beziehung Haarstrang-Grundgebirge korrekt zu führen, wurde eine Spezialkartierung im Grenzgebiet Haarstrang — Sauerland — Ardey durchgeführt (Abb. 10—13, Beil. 7—10). Diese Kartierung fand, in der Ruhr-Möhne-Linie liegend, besonders günstige Verhältnisse dadurch vor, weil zur Abgrenzung der rein fluviatilen pleistozänen und postpleistozänen Reliefstadien von den tertiären genügend Reste von Flußterrassen angetroffen wurden. Das Ergebnis dieser Untersuchung ist folgendes:

1. Im Grundgebirge des Nordsauerlandes und Ardey liegen Ebenheiten in gleich kurzen Höhenabständen vor wie im Haarstrang.
2. Von Westen kommend halten die Ebenheiten etwa bis in Höhe von Neheim ihre Höhenlage bei. Von Neheim ab findet man im Nordsauerland die gleiche Tendenz aller Flächen wie im Haarstrang, nach Osten anzusteigen.
3. Im Gebiet von Rüthen und Alme hört die steigende Tendenz auf. Die Flächen halten wie im Bereich der Paderborner Hochfläche ihre erreichten Höhen bei.
4. Markante Absätze im Anstieg von Ebenheiten sind sowohl im Grundgebirge als auch im Deckgebirge festzustellen und betreffen gleiche Flächen.
5. Die tektonische Leitachse dieser Niveauperbiegung — vom Sauerland bis über den Haarstrang reichend — liegt im rheinischen bis erzgebirgischen Streichen und läuft damit parallel zu wichtigen geotektonischen Linien im Rheinischen Schiefergebirge, die auf Grund rein geologischer Fakten ermittelt wurden.

⁸⁾ Böke, Rupturen, 1961.

Faßt man diese Einzelbefunde zu zwei Profilen (Abb. 7, Beilage 4, u. Abb. 8, Beilage 5) zusammen, in denen die Verebnungen im Haarstrang und im unmittelbar anschließenden Grundgebirge in ihrer West-Ost-Erstreckung höhen- und längengerecht eingetragen sind, so ist die Übereinstimmung der Verebnungssysteme schlagend: Sauerland und Haarstrang haben die gleiche geotektonische und geomorphologische Geschichte durchgemacht.

Über diese Folgerungen hinaus bleibt für die morphogenetische und insbesondere hydrographische Beurteilung des Haarstranggebietes für die Zeit des Tertiärs, d. h. die Zeit der Flächenbildung, wie die Datierung später (Seite 36 ff.) noch zeigen wird, daß ein sehr starkes Gewässernetz — eine Art Urrippe — auch im Norden der heutigen Haarhöhen bestanden haben muß. Sonst sind die Flachformen und vor allem ihre Ausdehnung schlechterdings nicht zu erklären. Inwieweit dabei die Vorstellungen Timmermanns⁹⁾ über die Stärke der Entwässerungslinien, insbesondere die Konstruktion einer „Ur-Möhne“ bis vor die Tore von Paderborn, an den Kamm der Egge heran oder die großen Zuflußarme von den Haarhöhen und -flächen sowie die Bewertung der Urrippe noch Platz haben, bleibt dahingestellt. Darauf wird aber weiter unten noch zurückgekommen (Seite 36 ff.).

Nachdem der morphotektonische Gleichklang des Haarstranges und des Grundgebirges voll gesichert werden konnte, ist auch die reliefmäßige Verbindung der Westfälischen Bucht mit dem Haarstrang direkt herzustellen. Sie ist dort bewiesen, wo syngenetische Ebenheiten, die in einem Abschnitt eindeutig auf der Haarstrangabdachung liegen, in einem anderen Abschnitt ins Becken hinuntergehen. Die Brücke wird vom Unter- bzw. Ober-Hellweg-Niveau in der Gegend zwischen Ostönnen und Soest geschlagen. Wie stark immer die Siedlungsformen und die Bodenarten für eine geographische Trennung der beiden Gebiete Haarstrang und Bucht sprechen mögen, vom Relief her besteht eine eindeutige, beweisbare enge Beziehung. Der Zusammenhang in geologisch-tektonischer Sicht ist ohnehin nie ernsthaft bezweifelt worden.

Eine meines Erachtens entscheidende Korrektur ist an der Vorstellung über die Streichrichtung und Höhenverknüpfung der Flächen vorzunehmen. Die bisherige Auffassung besagte, daß die Flächen- und Stufenleisten annähernd parallel mit den Höhenlinien laufen¹⁰⁾.

Die Kartierungen und Kontrollrechnungen ergeben eindeutig, daß alle Flächen nach Osten zu ansteigen. Dabei ist von besonderer Bedeutung, daß die im Osten liegenden Flächen am höchsten, nämlich 70 bis 75 m gehoben wurden und die im westlichen Haarstrang liegenden nur 40 bis 60 m Höhendifferenz in sich aufweisen. Da die am stärksten gehobenen auch gleichzeitig die ältesten sind, kann man aus dem unterschiedlichen Maß der Hebung der Niveaus ohne Zwang ableiten, daß entweder das Zentrum der Hebung im Osten zu suchen ist oder daß die Hebung von

⁹⁾ Timmermann, Flußläufe, 1959, S. 63—84.

¹⁰⁾ Timmermann, Flußläufe, 1959, S. 339.

Osten nach Westen fortschreitend neue Gebiete angliedert. Der erste Fall, der quasi tektonische Ruhe für das Quartär erfordert, erscheint nach allen Befunden aus dem Schiefergebirge und seinen Vorländern unwahrscheinlich. Gerade jüngst konnte Körber¹¹⁾ durch Untersuchungen im östlichen Sauerland das Fortschreiten der Bewegungen mit Nordwestvergenz für das Quartär wahrscheinlich machen. Letzteres als richtig vorausgesetzt, würde bedeuten, daß das Phänomen der Hochflächen, wie es südlich von Paderborn so ausgezeichnet ausgebildet ist, sich allmählich nach Westen fortsetzt und wir — in geologischen Zeitabschnitten gedacht — eine Soester, Werler oder Unnaer Hochfläche voraussagen können. Aber selbst wenn diese Folgerungen zu weit gedacht sein sollten, bleibt die Tatsache unverrückbar, daß im Strukturgefüge des Haarstranges und seiner Nordabdachung zwei tektonische Leitlinien für das Flachformenrelief entscheidend maßgebend sind und entsprechend bewertet werden müssen: die herzynische Leitlinie für Zahl und Abstand der Niveaus und die rheinische für die Höhenlage und Kippung.

Gibt es über die von Körber aus den Beobachtungen im Grundgebirge entwickelte Vorstellung über das Fortschreiten der Bewegung nach Nordwesten auch im Deckgebirge Anhalte oder gar Beweise für ein solches Ereignis? Dazu mögen die Untersuchungen von den Paderborner Hochflächen, dem Sindfeld und der südlichen Egge herangezogen werden.

11) Körber, Waldeck und Ostsauerland, 1956.

IV. Die Verebnungen der Paderborner Hochfläche, des Sindfeldes, des Dalheimer Waldes und der Südegge

Alle Ebenheiten des Haarstranges sind auch im Dreieck zwischen Paderborn, Alme und Lichtenau ausgebildet (Abb. 5, Beilage 2, und Einzelblätter 1:50 000, Abb. 13—15, Beilagen 10—12).

Das Unter-Hellweg-Niveau setzt sich mit langsamem Anstieg über Effeln hinaus nach Osten fort. Es erreicht in der Gegend östlich von Paderborn etwa 140 m Höhe. Von Kiesen, Sanden und Lehmen aufgebaut, dürfte es als eine Terrasse der Lippe oder als eine fluvio-glaziale Schmelzwasserbahn erklärt werden können. Im Bereich von Geseke-Salzkotten fällt das Unter-Hellweg-Niveau mit großflächig verbreiteten moränischen Ablagerungen zusammen¹⁾. Es könnte als Verkleibungsfläche im Sinne von Schmitthenner²⁾ gedeutet werden.

Das gleiche gilt auch für das Ober-Hellweg-Niveau I. Seine aus dem Raum von Anröchte anhaltende Niveau Konstanz wird in der Gegend von Salzkotten und Paderborn unterbrochen. Es hat den Anschein, als ob auf eine ehemalige Ebenheit jüngere Ablagerungen sedimentiert wurden und damit örtlich zu einer Erhöhung des Flachreliefs beigetragen haben. Im übrigen zeigt das Ober-Hellweg-Niveau I im Bereich von Effeln bis Geseke Eigenschaften, die es wie die höheren Niveaus zu echten Rumpfflächen stempelt.

Alle übrigen Ebenheiten des Haarstranges und seiner Abdachung vom Ober-Hellweg-Niveau II bis zum Haarhöhen-Niveau II zeigen im großen die gleiche Eigenschaft: in Höhe von Effeln hört der Anstieg auf. Es liegen im Gebiet der Paderborner Hochfläche:

Ober-Hellweg-Niveau II etwa	175 bis 180 m,
Ober-Hellweg-Niveau III	200 m,
Ober-Hellweg-Niveau IV	230 m,
Ober-Hellweg-Niveau V	250 m,
Haarstrang-Niveau I	270 m,
Haarstrang-Niveau II	300 m,
Haarweg-Niveau	330 m,
Haarhöhen-Niveau I	360 m und
Haarhöhen-Niveau II	380 m hoch.

¹⁾ vgl. Hempel, Pseudorumpfflächen, 1962.

²⁾ Schmitthenner, Schichtstufenlandschaft, 1956.

Wie im Bereich des eigentlichen Haarstranges sind sie im allgemeinen ohne Bindung an Gesteinsunterschiede ausgebildet und schneiden die Schichten der Kreide diskordant. Es sind Rumpfflächen.

Auch hier wurde im Rahmen eines arbeitsmethodischen Kollegs im Sommer 1960 versucht, die hypsometrischen Werte des Gebietes südlich von Paderborn an Hand von Meßtischblättern auszurechnen. Als Abstand in der Höhenstufung wurden fünf Meter gewählt. Die Meßtischblätter wurden in der Übersicht so angeordnet, daß von Norden nach Süden ein durchlaufender Streifen zustande kam. Somit ist in dieser Anordnung der Verlauf der Reliefierung von der Münsterschen Bucht über das Deckgebirge bis ins Grundgebirge im Zusammenhang geblieben (Abb. 9, Beilage 6).

Das Ergebnis bestätigt die im Gelände gemachten Beobachtungen über die Höhenlage von ebenen und hängigen Teilen überraschend genau. Vor allem spiegeln sich einige Besonderheiten auch im Verteilungsbild von Maxima und Minima der Flächenanteile wider, die bei der Feldarbeit schon auffielen. Diese Besonderheiten scheinen im Hinblick auf Lage und Ausdehnung der Ebenheiten erwähnenswert:

1. An wenigen Stellen erheben sich Flächenteile über bzw. sinken unter das allgemeine Niveau. Es sind jene Stellen, an denen die Paderborner Hochflächen strukturbedingten Charakter bekommen. So schimmert eine Stufenlandschaft im Gebiet zwischen Büren und Kleinenberg streckenweise durch. Die Steilhänge südlich von Haaren sind typische Schichtstufenhänge. Die langen und breiten Flächen sind Stufenflächen. Interessant ist dabei die Beobachtung, daß die Stufenflächen randlich von Flächen umgürtet werden, die bei Niveaunkonstanz die Gesteinsserien diskordant schneiden. Dabei können die Ränder von ganz verschiedenen Rumpfflächen gebildet werden. Darüber hinaus gibt es Niveaus, die völlig beziehungslos zu den benachbarten Rumpfflächen liegen. Ein typisches Beispiel für eine solche echte gesteinsbedingte Form ist der Eiler-Berg nördlich von Fürstenberg. Er ist eine echte Stufenfläche. Zwei aber ganz undeutliche Flachformen am West- bzw. Ostrand des Eiler-Berges könnten als Reste von Rumpfflächen gedeutet werden.
2. In die gleiche Richtung — Verzahnung von Rumpfflächen und Stufenflächen — weisen auch die Beobachtungen über die Größe der Ebenheiten und die Verbreitung von groß- und kleinflächigen Flachformen. Manche großflächige Ebenheit ist auf die flächentragende Eigenschaft einer härteren Gesteinsserie zurückzuführen. Söhlige Lagerung der sonst im allgemeinen nach Westen und Norden einfallenden Schichten auf Grund kleintektonischer Ereignisse hat eine besonders ausladende Verbreiterung einer Rumpffläche zur Folge. Schärfere Verbiegungen der Schichten z. B. im Raum von Lichtenau haben besonders kleinflächige Flächenreste nach sich gezogen.

3. Mit Annäherung an die rheinisch streichende Achse der Eggeaufwölbung steigen alle Ebenheiten um ca. 10 bis 20 m an. Handelte es sich um einen Einzelfall, so läge diese Abweichung im Rahmen normaler Reliefenergie von Rumpfflächen und wäre unwichtig. Die Gleichförmigkeit im Anstieg bei allen Rumpfflächen, der im übrigen nicht mit Gesteinsgrenzen zusammengebracht werden kann, läßt den Schluß zu, daß die Verbiegung durch junge posttertiäre tektonische Bewegungen zustande gekommen ist.

Fassen wir die Befunde aus dem Bereich der südöstlichen Umrahmung der Münsterschen Bucht zusammen, so ergibt sich als wichtigste Feststellung, daß Haarstrang und Paderborner Hochflächen³⁾ im Hinblick auf die Skulpturformen (Rumpfflächen) als zusammenhängende und damit gleichwertige Gebiete zu gelten haben. Nicht nur vom Raum unmittelbar südlich von Paderborn — also den eigentlichen Hochflächen — können die Verebnungen in den westlich benachbarten Haarstrang durchgehend verfolgt werden. Auch aus dem Sindfeld-Bereich gehen die Rumpfflächen durch das Almetal oder dessen randliche Höhen unmittelbar und ohne Unterbrechung zu den Haar-Verebnungen über. Es bestehen an keiner Stelle Schwierigkeiten, die Flächenreste miteinander zu verbinden. Dieser Zusammenhang bedeutet weiter, daß auch die tektonische Geschichte beider Gebiete in der Grundtendenz, nämlich der durch Hebungs- und Stillstandsphasen entwickelten Ebenheiten, gleich verlief. Der Unterschied, der aber die grundlegenden Erscheinungen der Tektonik nicht berührt, ist die Tatsache, daß im Bereich der Paderborner Hochflächen sowie der südlich angrenzenden Gebiete die strukturbedingten Formenelemente hier und da durchschimmern. Damit tritt eine Modifikation im Bild der Verebnungen auf, die die Analyse und die Erklärung keineswegs erschwert.

3) Den Namen „Paderborner Hochflächen“ verwende ich bewußt, um damit auch im Landschaftsnamen die morphologische Tatsache der Vielfältigkeit zum Ausdruck zu bringen.

V. Entstehung und Alter der Formen am Südrand der Westfälischen Bucht und im Nordsauerland

Die Kartierungen der Verebnungsformen im Haarstrang und seiner Abdachung haben ergeben, daß eine Reihe von Flächen ohne Bindung an die Gesteinsstruktur in kurzen Abständen übereinander liegen. Die Wiederkehr dieses Formenrhythmus im Grundgebirge (Arnsberger Wald, Balver Wald) legte den Verdacht nahe, daß Grund- und Deckgebirge eine gleichgeartete tektonische Geschichte durchgemacht haben. Über diese Gleichartigkeit hinaus mußte aber die Gleichzeitigkeit bewiesen werden. Eine Kartierung der Verebnungen an der Grenze von Haarstrang (Deckgebirge) und Nordsauerland (Grundgebirge) ergab, daß die Rumpfflächen zu beiden Seiten der Ruhr-Möhne-Linie in jeder Beziehung korrespondieren. Nicht nur in der Nord-Süd-Achse ist der Anschluß der Flachformen oberhalb der pleistozänen Terrassen an jeder Stelle ohne Absatz oder Lücke zu verfolgen. Auch die Aufbiegung der Haarstrangflächen von Soest ab nach Osten kehrt am Nordrand des Schiefergebirges in gleicher Weise sowohl in der großen Linienführung als auch im Detail wieder. Es besteht somit kein Zweifel, daß zur gleichen Zeit, als die Ebenheiten südlich der Ruhr-Möhne-Linie bestanden haben, auch die Ebenheiten des Haarstranges bereits in Form und Höhenlage fixiert waren.

Die Verebnungen in der Südostecke der Westfälischen Kreidemulde liegen in gleich kurzen Abständen übereinander wie die des Haarstranges. Sie können in der langen Aufbiegungszone zwischen Soest und Lippstadt-Effeln-Rüthen bis an die Niveaus des Haarstranges verfolgt und an allen Stellen nahtlos angesetzt werden. Aber auch die Verbindung der Deckgebirgsformen nach Süden an die Grundgebirgsformen konnte glatt hergestellt werden. Dabei stimmten an den Überschneidungsstellen mit den Untersuchungsgebieten von Körber ¹⁾ bzw. Wortmann ²⁾ meine Beobachtungen über Ausdehnung und relative Altersstellung der Rumpfflächen bzw. Terrassen mit denen der genannten Autoren überein. Somit ergibt sich ein Raum zwischen der Egge als östlicher Begrenzung, der Linie Marsberg — Brilon — Arnsberger Wald — Menden — Schwerte als südlicher Begrenzung und der Linie Schwerte — Unna als westlicher Begrenzung, in dem Deckgebirge

¹⁾ Körber, Waldeck und Ostsauerland, 1956.

²⁾ Wortmann, Diemel, 1936.

(der Südrand der Westfälischen Kreideschüssel) und Grundgebirge (die paläozoischen Gesteine des Sauerlandes) gleichgeartete und gleichaltrige Großformen aufweisen.

Die Festlegung der absoluten Alterstellung dieser Reliefformen kann wegen des Vorkommens geeigneter Sedimente nur aus dem Grundgebirge erfolgen. Dabei bieten sich folgende Wege an:

1. Körber ³⁾ konnte im Waldecker Gebiet die Datierung seiner „Unteren Waldecker Fläche“ ins Obermiozän auf Grund der Verschnidung mit den Basalten bei Arolsen sichern. Diese Fläche muß nach seinen Angaben spätestens im Unterpliozän ausgebildet gewesen sein. Verfolgt man diese Verebnung, so kann sie ohne Schwierigkeiten an das Haarhöhen-Niveau I im Raum von Lichtenau angeschlossen werden. Das Haarhöhen-Niveau I hat also obermiozänes Alter.
2. Ein weiterer Weg zur Verknüpfung von datierten Formen aus dem Grundgebirge ins Deckgebirge liegt im Bereich der Briloner Hochfläche. Für das „Höhnscheid-Niveau“, das über der „Unteren Waldecker Fläche“ liegt, muß zwangsläufig ein höheres Alter folgen. Mit Hilfe der Verknüpfung dieses Niveaus mit dem Tertiär des Westerwaldes, insbesondere der Vallendarer Schichten, gelingt es, für das „Höhnscheid-Niveau“ ein mindestens oligozänes Alter wahrscheinlich zu machen ⁴⁾. Das „Höhnscheid-Niveau“ kann, wie die Kartierung beweist, aus dem Raum Madfeld — Rösenbeck — Brilon — Scharfenberg glatt in das Gebiet von Alme und Fürstenberg verfolgt werden. Die völlige Übereinstimmung der Flächenreste im Grundgebirge mit denen im Deckgebirge wird besonders durch die leichte Verbiegung in der Höhenlage unterstrichen. Im Ostsauerland liegt sie etwa 500 m hoch, in Waldeck etwa 470 m über NN. Eine ähnliche Abdachung kann man in den Flächenresten zwischen der Möhne und der Altenau finden (485:440 m). Diese Datierung würde bedeuten, daß das Haarhöhen-Niveau II im Alter zwischen Mitteloligozän und Obermiozän liegen muß.
3. Auch vom Westen aus dem Gebiet der mittleren Ruhr kann die Datierung einiger Ebenheiten vorgenommen werden. Bei allen Terrassenkartierungen im Gebiet von Ruhr-Lenne, Hönne und Möhne kann die Hauptterrasse in zwei Stufen ausgeschieden werden. Während für die untere Hauptterrasse ein pleistozänes Alter sicher ist, bestehen für die obere Stufe Zweifel. Manche Bearbeiter neigen aus den verschiedensten Gründen dazu, die obere Hauptterrasse bereits als ein Relikt eines tertiären Flußsystems anzusprechen ⁵⁾. Ganz sicher gilt diese Aussage aber für darüberliegende Flachformen. Auf Grund von Sedi-

³⁾ Körber, Waldeck und Ostsauerland, 1956.

⁴⁾ Körber, 1956, S. 122, läßt es offen, ob man die Datierung von Quiring, 1935, ins Oberoligozän oder von Mordziol, 1936, ins Mitteloligozän vornehmen soll. Auf jeden Fall kommt bei beiden Datierungen ein alttertiäres Alter der Vallendarer Stufe heraus.

⁵⁾ vgl. Breddin, Bergisches Land, 1928; Höhenterrassen, 1928. Hamacher, Lennetal, 1931. Huhn, Wuppertal, 1938. Braun, Mittlere Ruhr, 1955.

menten, insbesondere Milchquarzen, Quarziten und Lyditen konnten Flächenstücke bei Schwerte, Hagen, Herdecke und Hohenlimburg als tertiäre Ebenheiten sicher datiert werden. Verfolgt man diese Ebenheiten das Ruhrtal aufwärts, so korrespondieren sie mit den Verebnungen des Ober-Hellweg-Niveaus III bzw. des Ober-Hellweg-Niveaus IV. Das bedeutet aber, daß die Bildung dieser beiden Niveaus ins jüngere Tertiär, d. h. ins Pliozän fallen muß.

4. Mit Anschluß der Kartierung im Südosten an die Diemel besteht die Möglichkeit, die Ebenheiten mit deren Terrassen, bearbeitet von Wortmann⁶⁾, in Beziehung zu bringen. Die sehr genauen Beschreibungen der Terrassenreste ermöglichen es, diesen Vergleich in detaillierter Weise durchzuführen. Es ergibt sich dabei, daß im Gebiet um Wrexen, Westheim und Meerhof alle Reste des Haarstrang-Niveaus II der „präglazialen Terrasse“ Wortmanns entsprechen⁷⁾. Dieser Terrasse gibt er im Vergleich mit äquivalenten Formen im Wesertal pliozänes Alter. Sie ist vorzugsweise als Felsterrasse ausgebildet, dürfte morphologisch zwischen einer Terrasse und einer Rumpffläche stehen und würde damit eine Trogfläche im Sinne von Philippson sein.

Mit diesen vier Wegen sind die Möglichkeiten erschöpft, sichere, unmittelbar an Sedimenten angeknüpfte Datierungen im Sauerland und am Südrand der Westfälischen Kreidemulde vorzunehmen. Alle anderen Flachformen können ihrer Höhenlage entsprechend zwischen diese weitgehend gesicherten Datierungspunkte eingehängt werden.

Dabei kann man einen besonders guten Beweis für das noch tertiäre Alter der tieferen Haarstrangflächen (etwa von den Haarstrang-Niveaus abwärts bis zum Ober-Hellweg-Niveau II) in der Tatsache erblicken, daß von zahlreichen Bearbeitern der Terrassen im Rhein-Ruhr-System die Vielfächigkeit als Charakteristikum der jungtertiären (pliozänen) Entwicklungsgeschichte hervorgehoben wird.

Es ist im Hinblick auf den Rahmen dieser Darstellung wohl nicht nötig, alle Beobachtungen über die präpleistozänen Tal- und Verebnungsformen aus dem Raum des Rhein-Ruhr-Gebietes aufzuführen. Es sei nur an die älteren und größeren Arbeiten erinnert von Breddin und Franke im Rhein-Ruhr-Tal am Rande des Bergischen Landes, Hamacher im Lennetal, Huhn im Wuppertal oder jüngst Braun in einem kleinen Abschnitt des mittleren Ruhrtales⁸⁾. Hieraus und aus vielen kleineren, aber wichtigen Mitteilungen über Schotterfunde rundet sich das Bild für das Jungtertiär am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges dahin, daß eine Reihe von tertiären Flachformen im Bereich von Flüssen ausgebildet worden ist. Die Zahl liegt zwischen 5 und 7 Reliefstadien.

⁶⁾ Wortmann, Diemel, 1936.

⁷⁾ Wortmann, Diemel, 1936.

⁸⁾ Breddin, Bergisches Land, 1928; Höhenterrassen, 1928. Franke, Ruhrgeröll, 1925. Hamacher, Lennetal, 1931. Huhn, Wuppertal, 1938. Braun, Mittlere Ruhr, 1955.

Faßt man alle bisherigen Datierungen zusammen, so ergibt sich daraus folgende Reihenfolge für die Reliefstadien am Südrand der Westfälischen Kreidemulde und des Sauerlandes:

1. Beckenrandniveau von Brilon (bei Brilon 480 bis 500 m über NN) (= Höhnscheid-Fläche von Körber) = Mittleres bis oberes Oligozän
2. Intramontanes Niveau von Brilon (bei Brilon etwa 420 bis 430 m über NN) = Oberes Oligozän bis unteres Miozän
3. Haarhöhen-Niveau II = Mittleres Miozän
4. Haarhöhen-Niveau I (= Untere Waldecker Fläche von Körber) = Oberes Miozän bis unteres Pliozän
5. Haarweg-Niveau (= Buchenauer Fläche von Körber) = Unteres Pliozän
6. und 7. Haarstrang-Niveau I und II (= Arolser Fläche von Körber; präglaziale Terrasse von Wortmann) = Mittleres bis oberes Pliozän
8. Ober-Hellweg-Niveau V = Oberes Pliozän
9. 10. und 11. Ober-Hellweg-Niveau IV, III und II (= Prädiluviale oder jungtertiäre Terrassen anderer Autoren) = Oberes bis oberstes Pliozän
12. Ober-Hellweg-Niveau I (eventuell wie 9., 10. und 11. oder Äquivalente einer zerstörten Hauptterrasse) = Oberstes Pliozän bis Altpleistozän
13. Unter-Hellweg-Niveau = Pleistozän (Mittelterrasse?)

Die Flächen Nr. 1, 4, 5, 9, 10, 11 und 13 sind sicher datiert. Die übrigen Verebnungen sind in ihrer Datierung an benachbarte Flächen eingehängt.

Beim derzeitigen Stand der geomorphologischen, geologischen und sedimentologischen Forschung dürfte es kaum möglich sein, sicherere Anker für die Datierung der Reliefstadien im Sauerland und Ardey sowie am Südrand der Westfälischen Kreidemulde zu finden.

Die Altersstellung eröffnet einige Ausblicke auf die Richtigkeit, Sicherheit und Möglichkeit bisheriger Deutungen von Formen im Gebiet des Haarstranges. So bekommt angesichts der Datierungen der höchsten Höhen des Haarstranges zwischen oberem Miozän und oberem Oligozän die Frage nach der Herkunft und dem morphologischen Aussagewert der Schotter auf diesen Flächen einen neuen Hintergrund. Sie sind bisher als Primärablagerungen behandelt und mit der Ausbildung der Haarflächen als syngenetisch betrachtet worden⁹⁾. Es wäre meines Wissens der erste Fund und Fall, daß sich Schotter in der von den Autoren geschilderten Güte und Größe — es waren kretazische Sandsteine und paläozoische Grauwacken darunter — aus dem Miozän oder gar Oligozän erhalten hätten. Im gesamten nord- und westdeutschen Raum sind nur härtestes Material (Verkieselungen, Quarze) oder Verwitterungsrückstände wie Tone oder Quarze und Sande für das Miozän bekannt ge-

⁹⁾ zuletzt von Timmermann, Flußläufe, 1959.

worden (Dransfelder Hochfläche bei Göttingen, Reinhardswald, Moselgebiet, Nordeifel, Lipper Land, Harz usw.)¹⁰⁾. Was könnte näherliegen, als diese „Höhenschotter“ als glaziale Ablagerungen sekundärer Art zu erklären? Das Eis hätte sie aus der Westfälischen Bucht — dem Bereich von Lippe und Alme — bis auf die Haarhöhen transportiert. Es ist ohnehin merkwürdig, daß die von Schulte¹¹⁾ entworfene Karte der Geschiebe-Südgrenze gerade im Bereich der Fundorte der fraglichen Schotter weit nach Norden ausbiegt und dieses Gebiet als außerhalb der Vereisung liegend signiert (Haarstrang 380 m über NN; Umgebung des Almetals 300 m über NN; Sindfeld und Paderborner Hochfläche über 400 m über NN). Diese „Ausbuchtung“ liegt ausgerechnet an einer Stelle, die nach eigenen Untersuchungen¹²⁾ über die Ausbildung der Moränen auf der Nordabdachung der Haar in Kombination mit den Beobachtungen und Geschiebeanalysen von Hesemann¹³⁾ als ein Gebiet maximaler Eisstauung gelten muß.

Weiter erhebt sich die Frage, was gegen einen stark glazigenen Einfluß, insbesondere gegen moränische Ablagerungen oder äquivalente Sedimente im Sinne von Stille¹⁴⁾ im Almetal spricht? Der Talzug der Alme bestand im Abschnitt vom Ort Alme bis etwa Niederntudorf mindestens schon zur Zeit der Bildung des Haarstrang-Niveaus II, d. h. seit dem mittleren Pliozän. Im oberen Pliozän reichte, nach den Flächenresten zu urteilen, die Furche bis in Höhe von Wewer. Glaziale Stauungen und Stauchungen sowie pleistozäne Fließerden und Schuttströme haben sich ohne Zweifel in dieser Hohlform auswirken können. Ähnliche Verhältnisse — scheinbar rückläufiges Gefälle, riesige Schutt-Schotter-Anhäufungen und Stauchungen — sind aus den Verzahnungsgebieten des nordischen Eises mit den fluviatilen Kräften im Bereich der Weser etwa bei Hameln oder der Leine bei Alfeld bekannt. Erst jüngst hat Lüttig darüber ausführlich berichtet¹⁵⁾. Wozu also — und ich wiederhole hier Stille — „junge Krustenbewegungen im heutigen Mündungsgebiete der Alme... zur Erklärung zu Hülfe“ nehmen¹⁶⁾? Für die Erklärung der Aufschotterung im Almetal unter Mitwirkung des Eises bieten die Befunde von Feige¹⁷⁾ einen geradezu einmaligen Beweis: die Südgrenze der Schotter aus dem Eggegestein im Tal der mittleren Alme fällt mit der Südgrenze der nordischen Geschiebe zusammen. Das gesamte übrige Almetal oberhalb dieses Fundgebietes ist frei von Eggegeröllen. Hier würden für eine Erklärung dieses Talabschnittes als Teil einer mit westlicher Fließrichtung orientierten „Urmöhne“ im Sinne von Timmermann und Feige¹⁸⁾ über 20 km hinweg jegliche Höhen-schotter fehlen, ohne daß Anzeichen für eine betont starke, junge Ab-

10) vgl. u. a. Brinkmann, Morphogenie, 1932; Linstow, Reinhardswald, 1899; Louis, Rheinisches Schiefergebirge, 1953; Hövermann, Mittelharz, 1949.

11) Schulte, Haarstrang, 1937, S. 16.

12) Hempel, Pseudorumpfflächen, 1962.

13) Hesemann, Elster- und Saale-Eiszeit, 1956.

14) Stille, Almetal, 1904 (= 1904 a).

15) Lüttig, Eisrandlagen, 1954; Quartärgeologische Forschung, 1960.

16) Stille, Almetal, 1904, S. 250 (= 1904 a).

17) Feige, Talentwicklung, 1961, Abb. 2, S. 21.

18) Timmermann, Flußläufe, 1959; Feige, Talentwicklung, 1961.

tragung in diesem Talabschnitt vorliegen. Unzweifelhaft muß auf Grund solcher Befunde die gesamte mittlere und untere Alme sowie der Ellerbach aus dem Verband der „Urmöhne“ ausgeklammert werden.

Wie sieht es nun mit dem von Feige konstruierten restlichen „Urmöhne“-Einzugsgebiet aus? Das morphologische und tektonische Bild vom Grenzgebiet Grundgebirge-Deckgebirge hat gezeigt, daß datierbare Rumpfflächen über beide Reliefbereiche hinweggreifen. Die fraglichen Schotter auf der Spitzen Warte, die Bärtling¹⁹⁾ erwähnt, liegen auf Rumpfflächen, die hohes tertiäres Alter haben. Nach den sicheren Datierungen im Zusammenhang mit den Untersuchungen von Körber und Wortmann²⁰⁾ sind die Ebenheiten zu Füßen der Spitzen Warte — es sind Reste des Haarhöhen-Niveaus I — der Zeit um das Obermiozän und Unterpliozän zuzuordnen. Eine Verbindung von Almesystem und Möhnesystem an dieser Stelle und damit ein „Urmöhnesystem“ hat mindestens seit dieser Zeit nicht mehr bestanden. Über diese Möglichkeit, ganz allgemein Talzüge aus älteren Zeitabschnitten des Tertiärs zu fixieren, gibt die Arbeit von Körber guten Aufschluß²¹⁾. Trotz einer bis ins einzelne gehenden subtilen Geländeaufnahme aller Reliefstadien anzeigenden Formen unterläßt es Körber, Rekonstruktionen von alten Talfurchen durchzuführen. Nur vorsichtige Andeutungen im Vergleich mit den von Louis²²⁾ gemachten Beobachtungen aus dem Moselgebiet scheinen möglich zu sein.

Bleiben somit zusammenfassend für die Morphogenese und Tektonogenese des Nordrandes des Rheinischen Schiefergebirges und des Südrandes der Westfälischen Bucht die folgenden Grundtatsachen:

1. Ausbildung von Rumpfflächen im Deck- und Grundgebirge
2. Gleichartigkeit und Gleichaltrigkeit der Reliefstadien in beiden Gebieten
3. Hohes Alter der höchsten Teile des Deckgebirges im Haarstrang und auf den Hochflächen zwischen Paderborn und Fürstenberg
4. Fixierung der heutigen Hauptentwässerungslinien und Entwässerungsrichtungen bereits im Miozän, vielleicht auch schon am Ende des Oligozäns
5. Teilweise Verschüttung der tertiären Ebenheiten während des Pleistozäns infolge starker Schutt- und Schotteranstauung im Gebiet von Ruhr und Möhne.

Trotz dieser morphogenetischen und tektogenetischen Einheitlichkeit des Gebietes findet man genügend Formen, die zu einer Gliederung der Höhenzüge in Südwestfalen einladen. Eine Raumgliederung nach

19) Bärtling, Erläuterungen, 1909 und 1923; Wanderbuch, 1925.

20) Körber, Waldeck und Ostsauerland, 1956; Wortmann, Diemel, 1936.

21) Körber, Waldeck und Ostsauerland, 1956.

22) Louis, Rheinisches Schiefergebirge, 1953.

Reliefformen und damit die Herausarbeitung von „Reliefflandschaften“ ergibt elf Einheiten (Abb. 16, Beilage 13):

1. Die pleistozänen und holozänen Platten und Hügel der Westfälischen Bucht;
2. eine schmale, in ihrem ganzen West-Ost-Verlauf gleichmäßig horizontierte Flächentreppe zwischen Dortmund und Unna;
3. ein tektonisch-geomorphologisches Gelenk mit Flachformen, deren Ausbildung und damit Sichtbarkeit gestört erscheint im Gebiet südlich von Werl;
4. eine fächerartig nach Osten geöffnete Flächentreppe von Werl-Ostönnen bis etwa zur Linie Erwitte — Belecke reichend;
5. ein Gebiet mit starker Verbreiterung der Niveaureste, d. h. mit einer Tendenz zur Hochflächenbildung in der Gegend von Geseke bis Rüthen;
6. ein Hochflächengebiet zwischen Paderborn und Fürstenberg mit strukturbedingten Zügen;
7. die Schichtkämme der Egge;
8. die Terrassen der Ruhr-Möhne-Furche aus dem Pleistozän;
9. die Trogflächen des nördlichen Sauerlandes und des Ardey mit kleinen Flächenresten skulptureller Art;
10. die Rumpfflächen des Rheinischen Schiefergebirges in mehr großflächiger Ausbildung, und
11. die Schichtstufen von Nordwaldeck.

Schrifttum

- Bärtling, R.: Erläuterungen zur geologisch-agronomischen Karte der Umgebung von Soest. Berlin 1909.
- Bärtling, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Essen. Berlin 1923.
- Bärtling, R.: Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk. 2. Aufl. Stuttgart 1925.
- Böke, E.: Rupturen in Kreide und Karbon am Südrand des Kreidebeckens von Münster. Diss. rer. nat. Münster 1961.
- Braun, F. J.: Die Terrassen an der mittleren Ruhr. In: Geol. Jb., Bd. 69, 1955, S. 391—400.
- Braun, G.: Zur Morphologie des nördlichen Schiefergebirges. In: Zs. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1920.
- Breddin, H.: Die jungtertiäre und diluviale Entwicklungsgeschichte des Bergischen Landes. In: Verh. d. Naturhist. Ver. d. Preuß. Rheinlande u. Westfalens. 84 Jg., 1927, Bonn 1928, S. XI—XXV.
- Breddin, H.: Die Höhenterrassen von Rhein und Ruhr am Rande des Bergischen Landes. In: Jb. d. Preuß. Geol. L.-A., 1928.
- Brinkmann, R.: Morphogenie und jüngste Tektonik im Leinetalgraben-gebiet. In: Abh. d. Preuß. Geol. L.-A., N.F., 139, 1932, S. 102—134.
- Brinkmann, R.: Landschaftsformung und junge Krustenbewegung im Leinegebiet. In: Die Naturwissenschaften, 1933, S. 7—11.
- Feige, W.: Talentwicklung und Verkarstung im Kreidegebiet der Alme. Diss. phil. Münster 1961. In: Spieker. Landeskundliche Beiträge und Berichte. H. 11, Münster 1961.
- Franke, A.: Ruhrgeröll auf Blatt Dortmund. In: Verh. d. Naturhistor. Ver. der Preuß. Rheinlande u. Westfalens. 81. Jg., 1924. Bonn 1925, S. C 71.
- Gellert, J.: Zur Großmorphologie des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. In: Zs. f. Geomorphologie, 1928.
- Hamacher, K.: Das Lennetal und seine Terrassen. Diss. phil. Köln 1930. Bonn 1931.
- Hartnack, W.: Morphogenese des nordostrheinischen Schiefergebirges. Greifswald 1932.
- Hempel, L. (geb. Tecklenburg): Tilken und Sieke — ein Vergleich. In: Erdkunde, 1954, S. 198—202.
- Hempel, L.: Studien über Verwitterung und Formenbildung im Muschelkalkgestein. Ein Beitrag zur klimatischen Morphologie. = Göttinger Geogr. Abh., H. 18, 1955.

- Hempel, L.: Über Alter und Herkunftsgebiet von Auelehmen im Leinetal. In: Eiszeitalter und Gegenwart. Jb. d. dt. Quartärvereinigung, 7, 1956, S. 35—42.
- Hempel, L.: Saaleeiszeitliche Eisrandlagen und ihre Formen am Haarstrang. Beiträge zur Quartärgeologie und Morphologie Westfalens. In: N. Jb. f. Geol. u. Paläont. (Monatshefte), 1957 (= 1957 a).
- Hempel, L.: Flächenformen und Flächenbildung in der Stufenlandschaft. In: P. M. 1957, S. 178—184 (=1957 b).
- Hempel, L.: Möglichkeiten und Grenzen der Auswertung amtlicher Karten für die Geomorphologie. In: Dt. Geographentag Würzburg 1957. Tagungsb. u. wiss. Abh. Wiesbaden 1958 (= 1958 a).
- Hempel, L.: Studien in norddeutschen Buntsandsteinlandschaften. Forsch. z. dt. Landeskunde, Bd. 112, 1958 (= 1958 b).
- Hempel, L.: Pleistozäne Pseudorumpfflächen am Haarstrang. Beiträge zur Quartärgeologie und Morphologie Westfalens. In: N. Jb. f. Geol. u. Paläont. (Monatshefte), 1962, S. 83—89.
- Hesemann, J.: Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. In: N. Jb. f. Geol. u. Paläont. (Monatshefte) 1956, S. 49—54.
- Hövermann, J.: Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. Diss. rer. nat. Göttingen 1947. Gött. Geogr. Abh. H. 2, 1949.
- Hövermann, J.: Die diluvialen Terrassen des Oberharzes und seines Vorlandes. In: P. M. 1950, S. 121—130.
- Hövermann, J.: Studien über die Genesis der Formen im Talgrund süd-hannoverscher Flüsse. In: Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-phys. Kl., biol.-chem. Abtlg., 1953.
- Huhn, F.: Das Wuppertal und seine Terrassen. Ein Beitrag zur Morphologie des Bergischen Landes. Diss. phil. Bonn 1937. Decheniana. Verh. d. Naturhist. Ver. d. Rheinlande u. Westfalens, Bd. 97, 1938.
- Kleinn, H.: Die Schledden auf der Haarfläche (zwischen Geseke und Soest). Ein Beitrag zur Hydrographie und Morphologie temporärer Trockentäler. Diss. rer. nat. Münster 1957. In: Spieker. Landeskundliche Beiträge und Berichte. H. 11. Münster 1961.
- Kockel, C. W.: Zur Piedmonttreppe im Rheinischen Schiefergebirge. In: Centralbl. f. Min., Geol., Paläont., Abtlg. B, 1926.
- Körber, H.: Morphologie von Waldeck und Ostsauerland. Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Diss. rer. nat. Würzburg 1955. Würzburger Geogr. Arb., H. 3, 1956.
- Kolb, A.: Morphologie des toskanischen Berglandes. In: Mitt. d. Geogr. Ges. München 1934, S. 1—85.
- Kraus, Th.: Zur Morphogenese des nordostrheinischen Schiefergebirges. In: Geogr. Zs. 1933.
- Kühne, F.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Erläuterungen zu Bl. Arnberg-Nord. Berlin 1936.
- Kühne, F.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Erläuterungen zu Bl. Neheim. Berlin 1938.

- Linstow, O. v.: Die Tertiärablagerungen im Reinhardswald bei Kassel. In: Jb. d. Preuß. Geol. L.-A., 19, 1899.
- Louis, H.: Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere Moselgebiet. Münchener Geogr. H., 2, 1953.
- Lüttig, G.: Alt- und mittelepleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. In: Geol. Jb., B. 70, 1954, S. 43—125.
- Lüttig, G.: Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raum Alfeld-Hameln-Elze. In: Geol. Jb., B. 77, 1960, S. 337—390.
- Mensching, H.: Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Bergland. Diss. rer. nat. Göttingen 1949. Gött. Geogr. Abh., H. 4, 1950.
- Mensching, H.: Akkumulation und Erosion Niedersächsischer Flüsse seit der Riss-Eiszeit. In: Erdkunde, 1951.
- Mordziol, C.: Beiträge zur „Flußstratigraphie“. 1. Die Vallendarschotter als Typus eines „Primordial-Fluvials“. In: Senckenbergiana 1936.
- Müller, H.: Die Schichtstufen der Westfälischen Bucht. In: D. Geographentag Essen 1953. Tagungsb. u. wiss. Abh. Wiesbaden 1955, S. 170—172.
- Müller-Miny, H.: Morphologische Beobachtungen im Bergischen und Sauerland. In: P. M., 1931.
- Neef, E.: Zur Genese des Formenbildes der Rumpfgebirge. In: P. M., 1955, S. 183—192.
- Nietsch, H.: Zur Auswertung von Talauenprofilen in Nordwestdeutschland. In: Eiszeitalter und Gegenwart. Jb. d. dt. Quartärvereinigung, 10, 1959, S. 77—80.
- Neumann, G. K. L.: Zur Unabhängigkeit der Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges von der präpermischen Landoberfläche. In: Centralbl. f. Min., Geol., Paläont., 1935. (= 1935 a).
- Neumann, G. K. L.: Fragen zum Problem der Großfaltung im Rheinischen Schiefergebirge. In: Zs. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin 1935, S. 321—352 (= 1935 b).
- Oestreich, K.: Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. In: P. M., 1908 und 1909.
- Oestreich, K.: Die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges. In: Geogr. Anzeiger 1913.
- Oestreich, K.: Die Entwicklung unserer Kenntnis von der Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges. In: Zs. f. Geomorphologie 1926.
- Paeckelmann, W.: Die Rumpftreppe des nordöstlichen Sauerlandes. In: Jb. d. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1931.
- Paeckelmann, W.: Tektonik des östlichen Sauerlandes. In: Jb. d. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1934.
- Paeckelmann, W.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Erläuterung zu Blatt Balve. Berlin 1938.
- Paeckelmann, W., und Kühn, F.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Erläuterung zu Blatt Alme. Berlin 1936.
- Philippson, A.: Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. In: Verh. d. 14. Dt. Geographentages zu Köln. 1903.

- Philippson, A.: Die Preußischen Rheinlande. In: Zs. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1925, S. 38—43.
- Philippson, A.: Grundzüge der allgemeinen Geographie. = B. II, 2. T., 2. Aufl. Leipzig 1931.
- Poser, H.: Die Niederterrassen des Okertals als Klimazeugen. In: Abh. d. Braunschweigischen Wiss. Ges., 1950.
- Poser, H., und Hövermann, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. In: Abh. d. Braunschweigischen Wiss. Ges., 1951.
- Quiring, H.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Erläuterung zu Bl. Betzdorf. Berlin 1935.
- Quiring, H.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Erläuterung zu Bl. Burbach. Berlin 1935.
- Schmittthener, H.: Probleme der Schichtstufenlandschaft. Marburger Geogr. Sch. B. 3, 1956.
- Schulte, H.: Die geologischen Verhältnisse des östlichen Haarstranges, insbesondere des Almegebietes. Diss. rer. nat. Münster 1935. In: Abh. a. d. Landesmus. d. Prov. Westfalen. Mus. f. Naturkunde, 8, 1, 1937.
- Steinmann, H. G.: Die diluvialen Ruhrterrassen und ihre Beziehungen zur Vereisung. In: Verh. d. Naturhist. Ver. d. Preuß. Rheinlande u. Westfalens. 81. Jg. f. 1924. Bonn 1925, S. C 29—C 45.
- Stickel, R.: Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. Beitr. z. Landeskunde d. Rheinlande. H. 5, 1927.
- Stille, H.: Zur Geschichte des Almetals südwestlich Paderborn. In: Jb. d. Königlich Preuß. Geol. L.-A. und Bergakademie. XXIV, 2, Berlin 1904, S. 234—253 (= 1904 a).
- Stille, H.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Lichtenau. Berlin 1904 (= 1904 b).
- Stille, H.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Bl. Etteln. Berlin 1904 (= 1904 c).
- Stille, H.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Bl. Kleinenberg. Berlin 1904 (= 1904 d).
- Stork, Th.: Das Flußtal der Hönne. Diss. phil. Münster 1956. In: Spieker, H. 9, Münster 1958.
- Timmermann, O. F.: Zur Frage der Rumpftreppen und Schichtstufen. Neue Beobachtungen im Hellwegvorland des Rheinischen Schiefergebirges. In: D. Geographentag Hamburg 1955. Tagungsb. u. wiss. Abh. Wiesbaden 1957, S. 338—345.
- Timmermann, O. F.: Heterogene Flußläufe und asymmetrische Einzugsgebiete der Flüsse am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges als bedeutsame Merkmale für die Morphogenese. Das Talnetz von Möhne-Ruhr und Lippe als Beispiele. In: Zs. f. Geomorphologie, 1959, S. 63—84.
- Wenzel, H.: Der Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges zwischen Dill und Diemel. In: Festschrift für A. Philippson. Leipzig und Berlin 1930.

- Willerding, U.: Beiträge zur jüngeren Geschichte der Flora und Vegetation der Flußbauen. Untersuchungen aus dem Leinetal bei Göttingen. In: Flora, 149. Bd., Jena 1960.
- Wortmann, H.: Die Terrassen der Diemel zwischen Sauerland und Weser. In: Jb. d. Preuß. Geol. L.-A. 1936, S. 359—413.
- Geologische Karten 1:25 000: Alme (Päckelmann, Kühne), Arnsberg-Nord (Kühne), Etteln (Stille), Kleinenberg (Stille), Lichtenau (Stille), Neheim (Kühne, Wunstorf), Unna (?).

ERNST THEODOR SERAPHIM

Glaziale Halte
im südlichen unteren Weserbergland

— Zwischenbericht —

mit 1 Abbildung (Beilage)

INHALT

	Seite
Einführung	47
Forschungsgang und Problemstellung — Der Lämershagener Blocksaum im Osning-Halt	
I. Der Osning-Halt zwischen Oerlinghausen und Lage	51
1. Der Wistinghauser Bogen	51
2. Der Müssener Bogen	53
II. Der äußere Gletscherrand und der Dörenschlucht-Dörentruper Halt	55
1. Der Detmolder Bogen	55
2. Der glaziale Nunatak „Roten-Berg“	58
3. Die Blockstreuungen von Loßbruch bis Dörentrup	60
III. Der Osning-Halt zwischen Lage und Lemgo	62
IV. Der Bielefeld-Vlothoer Halt	64
1. Der Wissentruper Bogen	65
2. Der Hengstheider Bogen	65
3. Der Steinbründorfer Bogen	67
4. Der Linnenbecke-Bogen	67
V. Der Schwarzenmoor-Wehrendorfer Halt	72
Ergebnisse	74
Literatur	76

Einführung

Die vorliegende Arbeit fußt auf Untersuchungen im Bielefelder Osning und seinem nördlichen Vorland in den Jahren 1952, 1959 und 1960. Sie verfolgten das Ziel, in diesem Gebiet die kleinsten physiogeographisch bedeutsamen Raumteile zu erfassen und damit einen Beitrag zur Landschaftskunde Westfalens zu leisten ¹⁾.

Während der Feldarbeit stieß ich dabei im Osning südöstlich von Bielefeld auf Reste nordischer Bedeckung in Form von zahlreichen groben Blöcken. Die großmaßstäbliche Kartierung ergab einen etwa 200 m schmalen Saum, der sich in einem 7 km langen, nach Norden offenen Bogen nördlich an den Sandsteinkamm des Osnings zwischen Sieker und Asemissen anlehnt. Er erreicht eine Höhe von maximal 240 m über N.N. Die Anordnung und Dichte der nordischen Blöcke (1500 pro qkm) legten mir den Schluß nahe, daß es sich hier um das Grobskelett eines Endmoränen-Lobus handelt.

In den Jahren 1961 und 1962 führte ich die glaziologischen Untersuchungen fort. Dabei wurde die schon im Bielefelder Osning entwickelte Methode, Randlagen älterer Vereisungen in stark profilierten Landschaften nach Abtragung des glazigenen Feinmaterials nachzuweisen, wieder angewandt und auf ihre Brauchbarkeit in größerem Rahmen getestet.

Insbesondere mußten Untersuchungen weiterhelfen, die sich der Frage der Fortsetzung des aufgefundenen „Lämershagener Lobus“ in Nachbarloben nach Westen und Osten zuwandten. Vor allem ließ die Verfolgung der Eisrandlage weiter ostwärts wesentliche Erkenntnisse erhoffen, da man sich dort dem äußersten Rand glazialer Erscheinungen nähert. Da die Kartierung südöstlich Bielefeld nur ein rückwärtiges Stadium, nicht aber die maximale Ausweitung des Inlandeises erfassen konnte, war zu erwarten, daß der Blocksaum weiter ostwärts bald nach Nordosten und Norden einschwenken würde. Ferner konnte man für möglich halten, daß dem äußersten Rand der glazialen Bedeckung in Lippe ein weiterer, von dem bekannten völlig unabhängiger Saum massierter nordischer Blockpackungen entsprechen würde.

Die Orientierung in der einschlägigen Literatur ergab nur wenige neue Hinweise. Die Arbeit Bärtlings²⁾ über „Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge“, auf die sich bislang die meisten Veröffentlichungen gestützt haben, hat für den Osning nach den Untersuchungen Kellers³⁾ nur noch einen bedingten Aussagewert.

1) Seraphim, Bielefelder Osning, 1963.

2) Bärtling, Endmoränen, 1920.

3) Keller, u. a. Kiessandrücken, 1951.

Durch Keller sind mehrere der „geschiebereichen Sandberge“, die nach Bärtling westlich von Bielefeld „fast vor jedem größeren Quertal, das den Teutoburger Wald durchbricht“, liegen, jetzt als Kames gedeutet worden. Bärtling, der diese Sandberge mit den Erfahrungen seiner Zeit irrtümlich als Endmoränen ansah, folgerte aus deren Lage, daß „der Eisrand hier lange mit den südlichsten Kämmen des Gebirges zusammenfiel“.

Nach den Erfahrungen der beiden letzten Jahre steht außer Zweifel, daß die „südlichsten Kämmen des Gebirges“ (gemeint sein können nur die Oberkreide-Ketten) westlich von Bielefeld wohl zeitweise eisbedeckt waren, sich aber während des Osning-Haltes nicht in unmittelbarer Randlage des Inlandeises befunden haben. Die Kartierung hat ergeben, daß „auf der gesamten Distanz zwischen Bielefeld und Halle nicht mehr als knapp 100 Blöcke“⁴⁾ oberhalb des kritischen Mindestdurchmessers von 40 cm nachweisbar sind. Das läßt angesichts der mehr als 2200 groben nordischen Blöcke gleicher Größe allein in dem schmalen Bogen des Lämershagener Lobus nur die Deutung zu, daß die Fortsetzung des Eisrandes während des Osning-Haltes hier nicht zu suchen ist.

So verbleiben für die Fortsetzung des Lämershagener Lobus westlich Bielefeld nur zwei Möglichkeiten. Entweder drang das Eis hier durch den Bielefelder Paß weiter in die Westfälische Bucht ein, oder der Eisrand setzte sich nach N vom Gebirge ab. In beiden Fällen ist die Kartierung etwa vorhandener Blockpackungen sehr erschwert: im südlichen Vorland des Osnings wegen der mächtigen Sanddecke, in der Herforder Liamulde wegen der westlich des Johannis-Baches vielfach mehr als 4 m mächtigen Lößdecke. Gewisse Anhaltspunkte für die Fortsetzung des Lämershagener Lobus nach Westen wurden inzwischen gewonnen, sind aber für eine Veröffentlichung noch nicht hinreichend gesichert.

Etwas günstiger schienen die Verhältnisse in der Frage der östlichen Fortsetzung; hier hat Bärtling⁵⁾ den weiteren Verlauf des „Osning-Stadiums“ mit Hilfe von Blockpackungen und dichten Blockbestreuungen, die Renner aufgefunden hatte, erklärt. Mit dem Gutshof Wistinghausen, östlich der Stadt Oerlinghausen, wird jetzt auch bei Bärtling erstmals ein Ort genannt, der nördlich der Kette des Osningsandsteins liegt. Vermochte schon der Lämershagener Lobus den Sandsteinzug nicht mehr zu überwinden⁶⁾, so durfte ja weiter östlich, gegen das glaziale Maximum und bei zugleich höherem Geländeniveau über N.N., keinesfalls mehr mit dem Überschreiten des Gebirges durch Eisloben während dieses Halts gerechnet werden. Deshalb können die ebenfalls von Bärtling angegebenen dichten Blockbestreuungen am Hörster Berg, nahe der Dörenschlucht, der zu den Oberkreideketten gehört, nicht mehr dem Osning-Halt angehören. Falls sie sich bestätigen ließen, mußten sie einem anderen, vielleicht gar dem äußersten Halt der Vereisung des südlichen unteren Weserbergländes zuzurechnen sein.

4) Seraphim, Bielefelder Osning, 1963, S. 176.

5) Bärtling, Endmoränen, 1920.

6) Seraphim, Bielefelder Osning, 1963.

So einfach diese Überlegungen auch erscheinen, den Verlauf der Arbeit im Gelände vermochten sie nicht zu leiten. Vielmehr galt es in erster Linie zu prüfen, ob die im Osning bei Lämershagen angewandte Methode sich in größerem Rahmen bewährte. Praktisch bedeutete das die systematische Begehung großer Teile des Weserberglandes, und zwar nicht nur jener Gebiete, in denen sich schon überlegungsmäßig eine Fortsetzung des schmalen, aber reichhaltigen Blocksaaumes vermuten ließ.

Als hinreichend groß für die Kartierung konnten auch hier ⁷⁾ solche Blöcke gelten, von denen anzunehmen war, daß sie bei den gegebenen Gefälleverhältnissen nicht mehr fluviatil bewegt und damit weit aus ihrer ursprünglichen Lage entfernt worden waren. Da es innerhalb der kartierten Zone der Blockpackungen bei Lämershagen kaum Blöcke mit einem Maximaldurchmesser von weniger als 30 cm gibt, schien mir ein Maximaldurchmesser von mindestens 40 cm als Richtzahl einigermaßen sicher. Selbstverständlich war dabei auch auf die Möglichkeit spät- oder postglazialen Transportes von größeren Blöcken durch die Erscheinungen der Solifluktion und damit besonders auf die Geländegestaltung, die derartige Bewegungen ermöglicht, zu achten.

Ebenso wichtig war der Ausschluß weiter Gebiete aus dem Verlauf der gesuchten Eisrandlage, da gerade die dünne Streuung einzelner Blöcke in weiten Landstrichen, in denen Grundmoräne ansteht, gegenüber der Ballung von nordischen Blöcken in einem schmalen Streifen an anderer Stelle Beweiskraft für die Brauchbarkeit der Methode erbringen kann.

Zu den Studien über den Verlauf der Eis-Halte kommen neue Erfahrungen hinsichtlich der Breite und Spannweite der Blockbögen, der Stoßrichtung der Eisströme, der durchschnittlichen Blockdichte innerhalb und außerhalb von Endmoränen im unteren Weserbergland, der Höhe der Eisbedeckung über N.N., der Erscheinungen im Periglazial, besonders der Verbreitung periglazialer Blockmeere, sowie schließlich hinsichtlich der Ursachen unterschiedlich mächtiger Schmelzwasserablagerungen verschiedener Eis-Halte. Auch das Auftreten einiger tertiärer Schollen im Weserbergland steht in enger Beziehung zu den Eisrandlagen. Die Veröffentlichung der Geländeprotokolle und kartographischen Aufzeichnungen größeren Maßstabes ist für die nächste Zukunft unter Mitarbeit von Herrn A. Deppe, Bielefeld, der mir auf meinen weiten Wegen ein nimmermüder Wanderfreund und Partner war, vorgesehen.

Der vorliegende Zwischenbericht möge den an der Erforschung des Pleistozäns Interessierten eine Handreichung zu Untersuchungen in solchen Räumen sein, deren Bearbeitung mir auf die Dauer nicht möglich sein wird. Es ist dabei in erster Linie an Gebiete gedacht, in denen ähnliche Bedingungen herrschen wie im südlichen unteren Weserbergland hinsichtlich des Alters der Ablagerungen, des Grades ihrer Ausräumung, der Höhenlage und der Gefälleverhältnisse. Ich denke z. B. an das Osnabrücker Land, das Wiehengebirge, die Weserkette und das Bergland zwischen Hameln und Hannover. Außer dem Bielefelder Osning

7) Vgl. Seraphim, Bielefelder Osning, 1963.

zwischen Oerlinghausen und Borgholzhausen ist von mir in den letzten beiden Jahren das gesamte Gebiet zwischen Bielefeld und Herford im Westen, Schwarzenmoor, Vlotho und Lemgo im Norden, Dörentrup, Bad Meinberg und Hornoldendorf im Osten sowie dem Rand der oberen Senne im Süden systematisch erfaßt worden. In Bearbeitung befinden sich zur Zeit vor allem folgende Sachgebiete und Räume:

1. der Verlauf der kartierten Eis-Halte in Richtung Rinteln—Hameln bis zur Wesertalung mit dem Ziel, eine Beziehung zu den Ergebnissen Lüttigs⁸⁾ bei Hameln zu überprüfen;
2. die Fortsetzung der Eis-Halte auf das Münsterland und das Osna-brücker Land;
3. die Untersuchung der kartierten Blocksäume mit der sediment-petro-graphischen Methode⁹⁾ zwecks Zuordnung zu den Eiszeiten;
4. der Ablauf des Schmelzwassers insbesondere der lippischen Eis-Halte;
5. die Beziehung der kartierten Blocksäume zur sog. Burrenschen End-moräne¹⁰⁾ zwischen der Aa und Enger;
6. das Verhältnis der tertiären Schollen zu den Ereignissen während des Pleistozäns im unteren Weserbergland;
7. das Problem der „Einebnungsstufen“ des Senne-Sanders und des „Senne-Stausees“ nach Keilhack¹¹⁾.

8) Lüttig, Eisrandlagen, 1954.

9) Hesemann (u. a.), Elster- und Saale-Eiszeit, 1956.

10) Burre, Endmoränenbogen, 1911.

11) Keilhack u. a., Erläuterungen Blatt Lage, 1917.

I. Der Osning-Halt zwischen Oerlinghausen und Lage

1. Der Wistinghauser Bogen

Der „Wistinghauser Bogen“ ist benannt nach dem Gutshof Wistinghausen bei Oerlinghausen, nördlich dessen er seine größte Blockdichte erreicht. Wahrscheinlich handelt es sich hier um die von Renner aufgefundene Stelle, von der Bärtling berichtet hat. Der Bogen tritt etwa beim Gute Niederbarkhausen in den Muschelkalkzug des Osnings ein (Abb. 1); hier sind jedoch nur vereinzelt grobe nordische Geschiebe im Waldgebiet nahe der Straßenserpentine Scherenkrug—Oerlinghausen zu finden. Nach Aussage von Landarbeitern des Gutes Niederbarkhausen wurden hier allerdings vor etwa 25 Jahren mehrfach Findlinge gesprengt. Diese Sprengungen sind an einigen liegendebliebenen Blöcken noch heute zu erkennen. Von hier zieht der Bogen östlich am Gutshof Menkhausen vorbei in das Gebiet der Quellarme des Menkhauser Baches, in dessen Tal er über die Straße Oerlinghausen—Lämpershagen noch etwa 250 Meter nach Süden vorkeilt. Weiter sennewärts hat sich das Inlandeis nicht mehr ausgebreitet; jedoch darf das Durchbruchstal des Menkhauser Baches durch die Kreideketten des Teutoburger Waldes als eine bedeutende Abflußstelle für das sommerliche Schmelzwasser in die Senne gelten. — Dann folgt der Bogen weiter den westlichen und nördlichen Randbezirken der Stadt Oerlinghausen, wo in frisch erschlossenem Siedlungsgelände, aber auch auf freiliegendem, bewaldetem mesozoischem Untergrund mehrfach Blockpackungen und eine dichte Blockstreu aufgefunden wurden. In Höhe der Talwasserscheide Niederbarkhauser Tal—Oetenhauser Tal springt der Blockstreifen merklich nach Norden gegen den Muschelkalkzug zurück, um dann knapp südlich des Dorfes Oetenhausen erneut zu einem weiten Bogen nach Süden auszuholen.

So setzt sich der Wistinghauser Bogen aus zwei Teilen zusammen, deren einer sein Maximum im Tal des Menkhauser Baches, der andere in Höhe des Gutes Wistinghausen erreicht. Die Talwasserscheide im Zentrum des in das Gebirge vorstoßenden Lobus wirkte bremsend und zerlegte die zunächst kompakte Eismasse in Teilloben. Etwa 350 Meter südöstlich des Gutshofes Wistinghausen schwenkt der schmale Blockstreifen nach Norden ein, um über das Dorf Währentrup und schließlich im Tal des Hafer-Baches nach Querung des Muschelkalkzuges westlich von Wellentrup wieder die Herforder Liasmulde zu erreichen. Der Abfluß des Schmelzwassers dieses Teillobus ist, wie mächtige glazifluviale Sandablagerungen (mit aufgesetzten jüngeren Dünen) zeigen, durch die Stapelager Schlucht sennewärts erfolgt.

Über den Wistinghauser Bogen hinaus hat das Inlandeis im Osning-Halt offenbar nicht mehr die Kraft besessen, auch weiter ostwärts Loben in den Osning hinaufzuschieben. Die sehr geringen Reste eiszeitlicher Bedeckung auf dem Münter Berg und der Hörster Egge, zwei ostwärts anschließenden Kuppen des Muschelkalkes, entsprechen in ihrem Typus ganz den Grundmoränen und müssen deshalb aus einem weiter südwärts reichenden Halt stammen.

Dafür beginnt bei Hörste und Pivitsheide der Übergriff des Senne-sandes auf den Röt-Jura-Ausraum des Osnings und sogar den gebirgs-nahen Südrand der Herforder Liasmulde. Diese Sande können nicht mehr allein als Dünen, die aus der Senne eingeweht wurden, gelten, sondern dürften, wie auch gelegentlich auftretende gröbere glazifluviatile Beimengungen nahelegen, hier wenigstens teilweise autochthon (Sander) und erst in jüngerer Zeit durch Winde weitgehend sortiert worden sein. Das Auftreten der Sandmassen nördlich vor dem Gebirge hat der Deutung bislang noch Schwierigkeiten bereitet, kann jetzt jedoch einem glazialen Halt zugeordnet werden.

Die Länge des Bogens zwischen Gut Menkhausen im Westen und Wellentrup im Osten beträgt etwa 7,5 km, der Durchmesser am Rande der Herforder Liasmulde 5 km, die Breite des Blockstreifens durchschnittlich weniger als 200 m, minimal 100 m und maximal 250 m. Nach diesen Ausmessungen erscheint der Wistinghauser Bogen dem Lämershagener Bogen sehr ähnlich. Die Zuordnung zum gleichen Halt der Vereisung macht Übereinstimmungen ohnehin wahrscheinlich, sofern die betroffenen Landschaften sich in ihrer Topographie gleichen. Das gilt vor allem für die Reliefenergie als dem wesentlichen Faktor für den Widerstand, gegen den sich das vorrückende Eis durchsetzen mußte. In dieser Hinsicht besteht zwischen dem Gebiet um Lämershagen und dem Gebiet um Oerlinghausen—Wistinghausen kein Unterschied.

Dasselbe trifft für die absolute Höhenlage zu. Tatsächlich erreichen beide Bögen auch etwa die gleiche Höhe über N. N., der Lämershagener maximal 240 m, der Wistinghauser 234 m. Das geringe Zurückbleiben des Wistinghauser Bogens erklärt sich zwanglos damit, daß der Druck des Inlandeises nicht überall gleich stark gewesen sein muß. Die Abnahme des Eisdruckes führt dann ja östlich von Wistinghausen auch zum Abrücken des Osning-Halts vom Gebirge nach Nordosten.

Gleichheit der Dauer des Eisstillstandes, der Intensität der sommerlichen Abschmelzvorgänge und der winterlichen Ausbreitung des Eises können in so eng benachbarten Loben des gleichen glazialen Halts im allgemeinen ebenfalls vorausgesetzt werden.

So bieten Erscheinungen desselben Halts in ähnlichen und benachbarten Landstrichen im allgemeinen wohl auch ein sehr ähnliches Bild. Das hat die Kartierung weiterer eiszeitlicher Halte nördlich des Teutoburger Waldes später immer wieder bestätigt. In dem sehr schmalen und geschlossenen Wistinghauser Bogen wurden mehr als 2700 nordische Blöcke mit einem maximalen Durchmesser von je mindestens 40 cm

kartiert. Mit dieser Zahl erreicht der Wistinghauser eine etwa gleiche Blockzahl und -dichte wie der Lämershagener Bogen. Das ist ein weiteres Argument für die Gleichzeitigkeit beider Bildungen. Die Dichte beträgt etwa 1800 Blöcke pro qkm.

Während die Führung von Feinmaterial im Gletscher des Inlandeises sehr zu variieren scheint, wie zahlreiche Lücken in den landschaftsgestaltenden Endmoränenbögen Norddeutschlands zeigen¹²⁾, ist die Führung grober nordischer Blockkörper in gleicher Entfernung vom Vereisungszentrum anscheinend gleichmäßiger. Dieser Umstand ist unserer Methode, das nordische Grobskelett eines Raumes zu erfassen, um Eis-Halte zu kartieren, sehr zustatten gekommen; denn im südlichen Weserbergland bildet das nordische Grobskelett der pleistozänen Eis-Halte heute meist scharf abgegrenzte Säume. Es ist verständlich, daß vom Inlandeis aufgenommenes Material um so gleichmäßiger verteilt wird, je weiter es von seinem Ursprungsgebiet verfrachtet wird. Daraus ergibt sich, daß sich Eis-Halte am geschlossensten mit Hilfe der skandinavischen Grobgeschiebe kartieren lassen.

2. Der Müssener Bogen

Nach dem Austritt aus dem Gebirge setzt sich der Blocksaum des Osning-Halts ostwärts über Heisundern und Barkfeld sowie Müssen auf die Talung der Werre fort. Die Klärung der Verhältnisse in diesem Gebiet wurde dadurch erschwert, daß der Retlager Bach, der Rothenbach, der Hassel-Bach bei Pivitsheide und auch die Werre unterhalb von Nienhagen stellenweise mächtige Schotter und Sande abgelagert haben, die zum Teil den pleistozänen Ablagerungen aufsitzen. Während die Schotter aus Gesteinen des Teutoburger Waldes und — bei der Werre — des Keuperberglandes bestehen, stammen die Sande aus den glazifluviatilen Sandern und den Dünen, die sich im Bereich Hörste-Pivitsheide-Donoper Teich südlich an den Eisrand des Osning-Haltes anlehnen. Die jüngste Erosion hat das ältere Holozän jedoch an zahlreichen Stellen bis zum Geschiebelehm und auch diesen noch teilweise ausgeräumt. An diesen Stellen ließ sich ein gutes Bild von der Blockführung und damit vom Verlauf des den Eisrand markierenden Blocksaumes gewinnen. Auch bei Ausschachtungen südlich von Müssen wurde der Blockstreifen in nur geringer Tiefe angeschnitten. Besonders günstig für die Beobachtung der Geschiebeführung des Liegenden sind hier jene Stellen, an denen die oberflächlichen Sande ausgeweht und Wannen entstanden sind, deren Sanddecke weniger als 1 m mächtig ist. Westlich der Werre zwischen Ehrentrup und dem unteren Retlager Bach hat der Abbau von Werreschottern manche Aufschlüsse über den Blocksaum gegeben. Die abgebauten Werreschotter bilden eine ältere Terrasse im Liegenden der fraglichen Eisrandbildungen. Die Beseitigung der bisher als Grundmoräne verstandenen, sehr unterschiedlich mächtigen, geschiebeführenden Schichten ergab eine teilweise sehr dichte Blocklage,

¹²⁾ Gripp, Glacialmorphologie, 1949.

wie sie außerhalb der schmalen Randsäume glazialer Halte nicht vorkommt.

Insgesamt wurden in dem etwa 3 km langen Müssener Bogen rund 400 grobe nordische Geschiebe mit einem Durchmesser von mindestens je 40 cm kartiert. Das bedeutet eine Dichte von etwa 200 Blöcken pro qkm. Diese Dichte liegt weit unter derjenigen des Wistinghauser und Lämershagener Bogens. Gründe hierfür sind einmal die starke Deckschicht aus Sanden und Schottern, die die Entwicklung eines dichten Bachsystems und damit die weitflächige Freilegung des Blockstreifens verhinderte, zum anderen die jetzt größere Breite des Streifens — etwa 500 m —, die wohl eine Folge der geringen Reliefenergie des Geländes ist. Schließlich ist auch der Einfluß des Menschen, vor allem im Bereich der Werre-Kiesgruben zwischen Ehrentrup und dem Unterlauf des Retlager Baches, für einen merklichen Schwund an Blöcken verantwortlich. Mancher Findling hat beispielsweise als Grabstein Verwendung gefunden, besonders auf dem kleinen Waldfriedhof Pivitsheide. Nach dem Bericht des Raupenfahrers Koslowski der Firma Schlegel, Detmold, die in der Ehrentrupe Kiesgrube bis zu deren Stilllegung im Jahre 1962 den Abbau durchführte, stieß die Planierraupe an einer bestimmten Stelle dicht oberhalb der Schotter auf Unmengen zum Teil sehr großer Blöcke, „so als ob sie dorthin zusammengerollt wären“. Die Zahl wird mit „vielen hundert Stück“ beziffert. Unter den nordischen Blöcken befand sich nur noch eine geringmächtige Schotterlage, unter der alsbald der „übliche Mergel“ folgte; nach der Schilderung handelte es sich um Keuper. Einen der Blöcke mit den Ausmaßen 3,5x2,8x1,3 m hat die Stadt Lage angeblich in ihren Anlagen aufstellen wollen, doch wegen der Transportkosten davon Abstand genommen. Von dem gesprengten Block liegen eindrucksvolle Stücke noch heute am Zufahrtsweg zur Grube. Die anderen Blöcke, die zu Hunderten in einem 10 m tiefen, 15—20 m breiten und etwa 80 m langen „Loch“ auf den Werreschottern gelegen haben sollen, wurden im nordöstlichen Teil der Grube versenkt und zugeschüttet.

Der Bericht deutet darauf hin, daß die Abraumarbeiten hier auf eine besonders mächtige Blockpackung gestoßen sind. Die Kiesgrube Ehrentrup liegt am Nordostende des Müssener Bogens.

Weitere Beobachtungen, die ebenfalls ein Licht auf die Situation während des Glazials und danach im Raume westlich der Werretalung oberhalb Lage werfen, werden nach Abschluß der noch laufenden Untersuchungen mitgeteilt.

II. Der äußere Gletscherrand und der Dörenschlucht-Dörentruper Halt

1. Der Detmolder Bogen

Bei der Bearbeitung des Müssener Bogens konnte ich, ziemlich weit abseits dieses Blocksäumers, auch südlich Pivitsheide V. L. nordische Blockpackungen feststellen. Diese konzentrieren sich um einen kleinen Zufluß des Retflager Baches südlich der Kussel, einer Kuppe des Muschelkalkzuges des Teutoburger Waldes. Von hier zieht ein Dichtestreifen nordischer Blöcke einerseits in den Bereich der oberen Retlage in der Dörenschlucht, zum anderen nach Osten in Richtung auf den Donoper Teich. Schon Bärtling hat seinerzeit auf Blockpackungen südlich Pivitsheide aufmerksam gemacht, von denen er durch Renner Kenntnis erhalten hatte. Bei diesen Blockpackungen, die südlich der Kussel wiedergefunden wurden, handelt es sich jedoch nach dem Bild der Kartierung um Erscheinungen, die nicht mit den Blockbögen bei Lämershagen, Wistinghausen und Müssen in Beziehung zu setzen sind. Vielmehr hat sich ergeben, daß es sich hier bereits um den äußersten Rand der Vereisung überhaupt handelt. Der Osning ist westlich der Dörenschlucht wenigstens zeitweise überwiegend vereist gewesen; östlich der Dörenschlucht sind zumindest die höheren Lagen auch während des Hochpleistozäns eisfrei geblieben. Dafür gibt es, wie weiter unten beschrieben, zahlreiche Beweise. Südlich der Dörenschlucht ist die Fortsetzung des äußersten Stadiums der Vereisung noch nicht verfolgt worden. Ihre Beobachtung ist durch die starke Sandbedeckung der Augustdorfer Senne sehr schwer.

Indessen war es möglich, dieses äußerste Stadium des Glazials weiter nach Nordosten und Osten in Richtung Detmold zu verfolgen. Die Kartierung von nordischen Grobgeschieben war gerade hier sehr fruchtbar. Deutlich läßt sich der von groben nordischen Blöcken markierte Eisrand von einem blockfreien Gebiet unterscheiden, in dem, meist in Form von Flintsplintern, nur noch glazifluviatile Ablagerungen liegen. Am Nordhange des Großen Eberges östlich der Dörenschlucht treten diese so dicht auf, daß der Boden stellenweise wie von Scherben übersät ist. Autochthone Grobgeschiebe konnten hier nicht mehr festgestellt werden.

Die Schmelzwasser müssen sich zu dieser Zeit durch die Dörenschlucht in die Augustdorfer Senne ergossen haben. Die nach dem Maximum der Eisbedeckung einsetzende Erosion hat dann die in der Dörenschlucht und im Gebiet des Donoper Teiches liegenden Sander teilweise erfaßt und, dem allgemeinen Gefälle folgend, nördlich des Gebirges auf den nordischen Grobgeschieben abgelagert. Die tiefen Einschnitte des Hassel-Baches und seiner Quellarme in der Nähe des Donoper Teiches zeigen,

daß diese Sand- und Kiesdecke, zum Teil in Dünen äolisch sortiert, stellenweise 5—7 m mächtig auf der hochpleistozänen Moräne liegt. In diesen Einschnitten wurden, besonders gegen das Hiddeser Bent, an mehreren Stellen zahlreiche nordische Blöcke kartiert.

Der Auswertung dieser Vorkommen kamen die Erfahrungen bezüglich der Blockdichte pro Flächeneinheit und der Breite der Blocksäume aus weiten Teilen des übrigen unteren Weserberglandes zugute. Dort ist die Beobachtung dadurch begünstigt, daß das pleistozäne und holozäne Feinmaterial, sofern es überhaupt in nennenswertem Umfang abgesetzt wurde, weitgehend wieder erodiert ist. Natürlich spricht auch schon die Tatsache, daß diese Blöcke dicht an der Grenze der Verbreitung nordischer Geschiebe überhaupt liegen, für die Einordnung in den Rahmen eines hochpleistozänen Haltes.

Die Zahl der Blöcke beträgt im Teilstück Dörenschlucht-Kussel des glazialen Maximums rund 100, im Teilstück Donoper Teich rund 70. Im Bereich der nördlich anschließenden Grundmoränenablagerungen konnten in einem mehr als 1 km breiten Streifen parallel zum Blocksaum mit Sicherheit nur 18 autochthone Grobgeschiebe festgestellt werden. Die meisten Blöcke liegen hier an Hofefahrten und in Gärten und stammen aus den Kiesgruben des Müssener Bogens, also aus dem Osning-Halt; von einzelnen konnte die Herkunft nicht mehr ermittelt werden. Zwischen dem glazialen Maximum und dem Osning-Halt gibt es keine Blockpackungen. So hebt sich der schmale Streifen vom oberen Retlager Bach in der Dörenschlucht über die Kussel zu dem Donoper Teich und den östlichen Quellarmen des Hassel-Baches mit seinen rund 170 groben nordischen Blöcken deutlich aus der näheren und weiteren Umgebung heraus.

Weiter östlich findet der Blocksaum bei Hiddesen seine Fortsetzung. In der Lücke zwischen den Quellen des Hassel-Baches und Hiddesen liegt das Hiddeser Bent, ein Hochmoor, das sich der Untersuchung entzieht. Interessanterweise ist dies nicht die einzige Stelle, an der auf den eisrandnahen Sanden und Kiesen hochmoorartige Bildungen auftreten. Auch zwischen den Blockpackungen an der Kussel und dem Donoper Teich gibt es mehrfach kleine hochmoorartige Partien. Die sterilen Sande und Kiese des Sanders haben, von dem reichlich austretenden Quellwasser des mesozoischen Untergrundes durchfeuchtet, überall stark zur Besiedlung mit Torfmoosen tendiert. — Vom Ostende des Hiddeser Bent über den südlichen Stadtrand von Detmold bis nach Remmighausen ist der Blocksaum wieder deutlich zu fassen. Er legt sich direkt an den äußersten Eisrand an, ja ist mit diesem oft identisch. Im einzelnen verläuft er in einer Breite von durchschnittlich nur 200—300 m durch die nördlichen Ortsteile von Hiddesen und über die unteren Südhänge des Hiddeser Berges in Richtung auf die Schanze. Nach Querung des Knochen-Baches oberhalb der Musikakademie am südlichen Stadtrand von Detmold verläuft er ostwärts über die oberen Nordhänge des Papen-Berges in Richtung auf die Domäne Johannental und von dort am Südhänge der Talung der Werre entlang nach Südosten

zur Siedlung Kröppelfeld. Dann steigt er bei Spork-Eichholz allmählich in das Tal der Werre ab, in dem er bis Remminghausen verbleibt. Bei Schönemark schwenkt er scharf nach Norden und schließlich nach Nordwesten in Richtung auf Rödlinghausen.

Gerade dieser Verlauf ist lehrreich. Nach der Querung der Kreideketten des Teutoburger Waldes in der Dörenschlucht verlief der durch den Blocksaum markierte Rand des Inlandeises bis Hiddesen zunächst noch im Röt-Jura-Ausraum des Gebirges; mit der Abnahme der Schubkraft ostwärts war es dann dem Inlandeis auch nicht mehr möglich, den Muschelkalkzug zu überschreiten. So schwenkt der Eisrand schräg nach Nordosten in Richtung auf den Südrand der Stadt Detmold ein. Hier liegen auf den Hängen des Muschelkalk-Härtlings bei der Schanze und bei der Jugendherberge Hiddesen noch Blockpackungen und zahlreiche Einzelgeschiebe. Beim Papen-Berg, der ebenfalls zum Muschelkalkzug gehört, sind nur noch die Nordhänge mit Geschieben bedeckt. Im Tal der Werre hat sich das Inlandeis am weitesten ostwärts vorgeschoben; die Höhen des Keuperberglandes bei Schönemark wurden noch erreicht.

Wo der Westrand des Keuperberglandes nördlich Detmold weit und mit markanten Höhen nach Westen vorspringt, zeichnet sich auch der Rand des Inlandeises in gleicher Weise ab. Von Meiersfeld wendet er sich zunächst in einem Teilbogen, der im Ausraum des Sylbeke-Baches aufstieg, noch einmal nach Nordosten; dann dreht er östlich Vahlhausen endgültig scharf nach Westnordwest ab und erreicht über Hakedahl und Gut Herberhausen nordwestlich von Detmold bei Jerxen das Tal des Öttern-Baches. Von hieran folgt er nicht mehr dem Rande des Keuperberglandes, sondern dringt in dieses ein.

Insgesamt wird das heutige Stadtgebiet von Detmold also auf drei Seiten von einem weiten Blockbogen eingeschlossen; ich nenne ihn den Detmolder Bogen.

Im einzelnen ergeben sich folgende Befunde. Zunächst die Zahl der Blöcke. In dem sehr schmalen, aber insgesamt von Hiddesen bis zum Öttern-Bach etwa 14 km langen Streifen der Blockpackungen und dichter Blockstreuung zählte ich etwa 2000 Blöcke mit einem Mindestdurchmesser von 40 cm, davon rund 530 im Stück Hiddesen—Knochen-Bach bei Detmold, etwa 1200 im Remmighauser Stück und etwa 270 im Vahlhauser Stück. Die Dichte der Blöcke im gesamten Detmolder Bogen beträgt etwa 480 pro qkm. Die größte Dichte mit über 350 Blöcken wird am Westrande eines Waldstückes südöstlich von Rödlinghausen erreicht.

Mit diesen Werten bleibt der Dörenschlucht-Dörentruper Halt hinter dem Osning-Halt bei gleicher Breite des Saumes etwas zurück. Das ist leicht verständlich. Abgesehen davon, daß die absolute Zahl der Blöcke weitgehend von der Dauer des Haltes abhängig ist, über die wir keine exakte Aussage machen können, erscheint die etwas geringere Blockdichte auch damit erklärlich, daß das Inlandeis mit seinem weiteren Vordringen einen dauernden Schwund an nordischen Blöcken in der unterwegs abgelagerten Grundmoräne hatte. Außerdem verteilen sich die

Blöcke am Außenrande infolge der Zunahme der Spannweite über eine immer weitere Fläche. Umgekehrt erklärt sich auf diese Weise die allgemeine Zunahme der Dichte der Blockstreuung in den Endmoränen Nord- und Ostdeutschlands, wie sie vielfach beschrieben ist.

Der Abfluß des glazialen Schmelzwassers dürfte dadurch beeinflusst worden sein, daß das Inlandeis eine Reihe bedeutender Wasserläufe dieses Raumes blockierte. Südlich Detmold stießen der Knochen-Bach, der aus der Berlebeke und Wiembeke gebildet wird, und bei Schönemark die Werre, auf den sperrenden Rand des Inlandeises. Beide Systeme verloren infolge der Stauung an Transportkraft und haben während des glazialen Maximums deshalb große Mengen durchweg heimischer Schotter vor dem Eise abgelagert. Diese Schotter füllen noch heute das Horner Becken und den Raum um den Teuthof südlich Detmold, wo sie zur Zeit in zwei großen Kiesgruben abgebaut werden. Die Ablagerung der Schotter hat bereits während des Herannahens des Eises eingesetzt, so daß die äußersten Blöcke des Detmolder Bogens diese Schotter lokal noch überlagern — so z. B. in der Kiesgrube Kater.

Der Abfluß des gestauten Wassers dieser Bäche und des sommerlich abtauenden Eises dürfte zum großen Teil am Eisrand entlang und auf dem Eise nach Westen in Richtung auf die Dörenschlucht und durch diese in die Senne erfolgt sein. Hierfür spricht vor allem der kräftige Anstieg des Geländes vom Rande des Detmolder Lobus nach Norden, Osten und Süden. Auch das Fehlen des Sanders in diesen Richtungen kann in diesem Sinne gedeutet werden. Über das Auftreten eisrandbedingter Tertiärschollen und periglazialer Blockmeere sowie beider Bedeutung für die Abgrenzung des Eisrandes im Maximum der Vereisung wird weiter unten referiert.

2. Der glaziale Nunatak „Roten-Berg“

Während der Rand des Keuperberglandes bei Detmold und Lemgo in den Talungen der Werre und Bega weit nach Osten zurückspringt, ragt eine Gruppe von Höhen des Rät, Schilfsandsteins und Muschelkalks zwischen Detmold und Lemgo etwa 6 km weiter nach Westen gegen die Herforder Liasmulde vor. Mit einer Höhenlage von durchschnittlich 190 m liegt dieses Gebiet um etwa 50 m über den Flußtalungen und der Herforder Liasmulde. Die höchsten Kuppen ragen bis 240 m über N. N. auf.

Die Kartierung der fluviatil nicht mehr transportablen nordischen Grobgeschiebe hat ergeben, daß das Inlandeis in die hochgelegene Keuperlandschaft zwischen Detmold und Lemgo von Nordwesten her bis zu 3 km tief eingedrungen ist und dabei die höchsten Erhebungen umflossen hat. Solche aus dem Inlandeis herausragenden, nicht vergletscherten Erhebungen werden als *N u n a t a k* bezeichnet.

Der Nachweis eines Nunataks ist nicht immer leicht zu führen; denn das bloße Fehlen nordischer Grobgeschiebe kann wohl als Argument, nicht aber schon als Beweis gelten. Eine dünne Eisdecke auf Erhebungen

des noch durchgängig vergletscherten Geländes kann nach ihrem Abtauen lokal durchaus eine Grundmoräne ohne grobe nordische Blöcke hinterlassen. Anders ist es, wenn auf Kuppen innerhalb des vereisten Gebietes Blockmeere auftreten, die sich durch mechanische Verwitterung bankiger mesozoischer Sandsteine periglazial zu bilden vermögen.

Zunächst wurde festgestellt, daß einige Höhen, die ohne Zweifel außerhalb des vereisten Gebietes liegen, Blockmeere des in ihnen anstehenden Rätssandsteins tragen. Dann beobachtete ich, daß Rätssandstein-Höhen, die vom Eise wenigstens kurzfristig bedeckt gewesen sind, keine Blockmeere tragen. Das gilt nicht nur für den Landstrich zwischen Detmold und Lemgo, sondern auch für das übrige Verbreitungsgebiet des Rät im unteren Weserbergland.

Rät-Blockmeere nahe vor dem Eisrande bedecken weite Flächen des Leistruper Waldes bei Bad Meinberg; ein kleineres Vorkommen weist der Mönke-Berg, 6 km südsüdöstlich von Lemgo, auf.

Im Gegensatz zu dickbankigen, quarzitischen Rätssandsteinen sind die mürben Decken des Schilfsandsteins (km 2) in periglazialer Lage, soweit bekannt, nicht zu Blockmeeren zerfallen. Auch der zwar harte und bankige, jedoch mechanisch andersartig verwitternde Muschelkalk ist nicht zur Blockmeerbildung geeignet. Wohl bildet der Osningsandstein weite Blockmeere, und zwar ebenfalls im nicht vereisten Teil des Osnings, d. h. östlich der Dörenschlucht.

Man könnte fragen, ob die genannten Blockmeere nicht bereits im Hochpleistozän oder noch früher, sondern erst während des Weichselglazials entstanden sind. Dem steht entgegen, daß sie im Bereich der älteren Vereisungen fehlen. Der stellenweise reiche Gehalt der Grundmoräne des Lippischen Keuperberglandes an groben Rätblöcken läßt vermuten, daß es, über die noch heute erhaltenen Blockmeere hinaus, vor der Vereisung weitere Bergkuppen mit mechanisch halbverwitterten Rätdecken gegeben hat. Während die Rätblöcke der Grundmoräne jedoch überwiegend deutlich kantengerundet sind, fällt an jenen der Blockmeere gerade die Scharfkantigkeit auf.

Ein Blockmeer von besonderem Interesse findet sich auf anstehendem Rätkeuper am oberen Südwesthang des Roten-Berges südöstlich von Heiden bei Detmold. Da es sich hier um eine Höhe von etwa 240 m über N.N. innerhalb des vereisten Gebietes handelt, wird der Rotenberg von mir als Nunatak gedeutet. Auch Mestwerdt¹³⁾ hat bereits die Vermutung geäußert, daß „einige der höheren Bergkuppen überhaupt nicht von dem nordischen Inlandeis bedeckt gewesen“ seien.

Am oberen Südwesthang des Roten-Berges wurden auf einer Fläche von etwa 100x250 m insgesamt 525 Rätblöcke mit einem Mindestdurchmesser von 40 cm gezählt; der Boden des Geländes ist dort mit Blöcken geradezu übersät. Doch wurde darunter nicht ein einziger nordischer Block gesichtet. Außerhalb dieser Fläche, wo stellenweise auch noch Rätkeuper ansteht, fehlen diese Blöcke; dafür sind dort mehrfach nor-

13) Mestwerdt u. Stille, Erläuterungen Blatt Detmold, S. 44.

dische Grobgeschiebe zu finden. So ist es möglich, das Gebiet, das vom gleitenden Inlandeis bedeckt war, an einigen Stellen ziemlich genau gegen das nicht bedeckte abzugrenzen. Ferner finden sich zwischen den Blöcken dieses Blockmeeres vereinzelt kleine Feuersteinsplitter. Sie können aber kein entscheidendes Argument gegen die vorgetragenen Ansichten bedeuten; ich halte sie für glazifluviatile Ablagerungen. Es müßte überraschen, wenn Gelände in unmittelbarer Nähe des Eisrandes, rundum vom Eise umschlossen, nicht vom sommerlichen Schmelzwasser überspült worden wäre. Da die Flintsplitter einzeln liegen, sind Einregelungsmessungen leider nicht möglich.

An der Basis und dem unteren Hang des Roten-Berges ist auf drei Seiten deutlich ein Saum nordischer Blockpackungen entwickelt. Von Klüt am Öttern-Bach verläuft er nach Südwesten bachabwärts bis Jerxen, folgt weiter dem Bachlauf und den unteren Hängen des Roten-Berges über Niewald nach Heiden und umfaßt schließlich nördlich und nordöstlich von Heiden die Nordwest- und Nordflanke des Roten-Berges. Bei einer Länge von etwa 6,5 km beträgt die Breite wiederum nur etwa 150—200 m.

Von den 1700 gezählten nordischen Blöcken mit einem Maximaldurchmesser von mindestens 40 cm liegen 250 auf engem Raum bei Jerxen und 240, ebenfalls auf engstem Raum, bei Heiden im Glazial-Luv. Das ergibt eine Blockdichte von 1300 pro qkm. Die vierte Seite, die im Lee des Eisflusses gelegene Ostflanke des Berges, weist eine nur spärliche Blockstreuung auf. Der vom Eise nicht bedeckte Raum hat sich wahrscheinlich noch etwas über die Fläche des gegenwärtigen Blockmeeres hinaus in südöstlicher und östlicher Richtung erstreckt. Genauere Untersuchungen hierüber sind noch im Gange.

3. Die Blockstreungen von Loßbruch bis Dörentrup

Hinsichtlich des weiteren Verlaufs des glazialen Maximums sind die Untersuchungen noch nicht abgeschlossen. Bisher wurde ermittelt, daß der Eisrand über Röhrentrup, Wahnbeckerheide, Fahrenbreite, Maßbruch und Unterwiembeck verlief und erst bei Dalborn nach Norden auf die Bega zu schwenkte. Auch in diesem Abschnitt war der Eisrand also infolge der sehr unterschiedlichen Höhenlage des Geländes stark zerlappt. Ein kleines, aber typisches Rät-Blockmeer auf dem Mönke-Berg unweit des Eisrandes bei Röhrentrup trägt auch hier zur Unterscheidung vereister und eisfreier Bergkuppen bei.

In der Geologischen Karte, Blatt Detmold, ist Grundmoräne auch noch am Westrande des Leistruper Waldes, östlich von Mosebeck und bei Brokhäusen verzeichnet. Der sehr hohe Anteil heimischer Gesteinssplitter hat Mestwerdt und Stille, die das Blatt Detmold kartierten, veranlaßt, eine Lokalfazies von der typischen Grundmoräne — in der nordische Geschiebe überwiegen — zu unterscheiden und mit dm' zu bezeichnen. Diese Vorkommen treten losgelöst von den eigentlichen Grundmoränenlandschaften auf; sie sind an Bachläufe und deren Nähe gebunden, fehlen jedoch in den höheren Hangpartien der Täler.

Nach meinen Befunden handelt es sich indessen teilweise um ein Gemisch heimischer Solifluktionböden und Schotter mit glazifluviatitem Material, das aus dem vereisten Bereich abfloß. Stellenweise könnte man aber auch an Reste des äußersten Randes von Stauchmoränen denken. Zu dieser Auslegung trägt bei, daß die Vorkommen lokalfazieller Grundmoräne manchmal mit tertiären Braunkohlenschuppen vergesellschaftet sind, deren Transport gar nicht anders als vor der Stirnseite des Inland-eises gedacht werden kann. Solche tertiären Schuppen sehr unterschiedlicher Größe liegen in nächster Nähe des von mir kartierten äußersten glazialen Blocksauumes in den heimischen Schottern am Teuthof bei Hiddesen, in der Grube der Ziegelei Altenkamp bei Mosebeck und einem Teil der Grube der Dörentruper Sand- und Thon-Werke. Auch hierüber bedarf es noch einer genaueren Darstellung als an dieser Stelle möglich ist. Die Untersuchungen müßten hierüber auch noch andernorts fortgeführt werden, zum Beispiel im Bereich des Tertiärvorkommens von Hohenhausen nördlich von Lemgo.

III. Der Osning-Halt zwischen Lage und Lemgo

In Abschnitt I wurde der Verlauf des Osning-Halts von Oerlinghausen bis Ehrentrup bei Lage, also bis zur Talung der Werre, verfolgt. Die Frage ist, ob sich dieser Eis-Halt auch noch jenseits der Werretalung beobachten läßt.

In der Talung der Werre selbst sind keine Blockpackungen, aber auch keine einzelnen autochthonen nordischen Grobgeschiebe festzustellen. Die Werre fließt bei Lage auf einer zehn und mehr Meter mächtigen jungen Sand-, Lehm- und Schotterdecke. Nur in ihrem Oberlauf tritt die Grundmoräne sowie bei Spork-Eichholz und Remmighausen auch das Grobskelett einer Endmoräne direkt an den Fluß heran. Die unterste Stelle im Flußbett, an der noch Moräne angeschnitten wird, ist der Steilhang der Werre bei Nienhagen¹⁴⁾. So finden sich über Ehrentrup hinaus nordische Grobgeschiebe in größerer Anzahl erst wieder an den Süd- und Südosthängen des Lager Berges, d. h. außerhalb der jüngeren Terrassenschotter, die am rechten Ufer der Werre abgelagert sind. Damit springt der Osning-Halt bei Lage weit nach Norden zurück. Das aber geschieht in Abhängigkeit von der Gestalt des Geländes: Der Lager Berg, eine Keuperhöhe, die sich im Osten der Herforder Liasmulde etwa 50 m über die Umgebung erhebt, hat auf das Inlandeis während des Osning-Haltes bremsend gewirkt. Während der Lager Berg zu diesem Zeitpunkt des Glazials vom Eise gerade noch bedeckt wurde, stießen beiderseits des Berges Eisloben weiter nach Südosten vor. Der Osning-Halt zwischen Lage und Lemgo entspricht dem einen dieser Loben; der andere wurde oben als Müssener Bogen besprochen.

Die Grenze des Inlandeises während des Osning-Haltes ist zwischen Lage und Lemgo im einzelnen wie folgt verlaufen: von den Süd- und Südosthängen des Lager Berges führte der Eisrand etwa in die Gegend der früheren Ziegelei Lage an der Heidenschen Straße. In der inzwischen zugeschütteten Grube der Ziegelei waren nordische Geschiebe in besonders großer Zahl aufgeschlossen. Als Beleg hierüber existiert noch ein Foto aus dem Jahre 1935, das sich in Händen von Stadtbaumeister a. D. Graf befindet.

Dann verläuft der Eisrand in Nordostrichtung über Fellensiek und die Heidensche Heide auf Trophagen und Lemgo zu. Am Südrande der Stadt ist in zwei Ziegeleien die hier auch noch viel lehmiges Feinmaterial enthaltende Moräne aufgeschlossen. Der weitere Verlauf bedarf noch der Klärung. Untersuchungen im Gebiet nördlich der Bega sind im Gange.

¹⁴⁾ Ziercke, Talentwicklung, 1960.

In dem gefaßten Stück zwischen Ehrentrup und Lemgo, das etwa 9 km lang und 200 m breit ist, wurden mehr als 1500 grobe nordische Blöcke ermittelt, davon etwa 500 in der früheren Ziegeleigrube Lage und 350 in einer Grube der Ziegeleien am südlichen Stadtrand von Lemgo. Das ergibt eine mittlere Dichte von 830 Blöcken pro qkm; im einzelnen variiert die Dichte des Abschnitts stark.

IV. Der Bielefeld-Vlothoer Halt

Der zeitliche Ablauf meiner Untersuchungen entspricht nicht der Reihenfolge der Darstellung der Ergebnisse in diesem Bericht. Vielmehr hielt ich es nach der Kartierung des Lämershagener, Wistinghauser und Müssener Bogens sowie des Dörenschlucht-Dörentruper Halts zunächst für dringlicher, die Untersuchungen weiter zur Tiefe voranzutreiben. Wie weit man dabei gehen sollte, erschien zu Beginn ungewiß. Jedenfalls mußte sich bei der Begehung größerer Teile der Herforder Liasmulde zeigen, ob hier tatsächlich eine durchgängig geringere Blockstreuung auftreten würde als innerhalb der bereits kartierten schmalen Blocksäume. Von vornherein stand fest, daß jede Häufung von groben nordischen Blöcken, sofern sie nicht etwa erneut einer nur schmalen Zone folgte, auch die bereits als gesichert angesehenen Ergebnisse wieder in Frage stellte. Umgekehrt durften weite blockarme Landstriche als Stützung der vertretenen Thesen aufgefaßt werden.

Schon die ersten Vorstöße einige Kilometer vom Rand des Osnings nach Norden waren geeignet, tatsächlich Zweifel an der Zuverlässigkeit der Methode zu erwecken. Dann aber zeichnete sich doch bald ein klares Bild ab. Im Abstand von nur 3—5 km folgt dem Osnings-Halt erneut ein Saum nordischer Blockpackungen, dessen Dichte alles bis dahin Bekannte erheblich übertrifft. Auch seine Breite von durchschnittlich 800—1200 m übertrifft weit die Maße der bisher beschriebenen Eisrandbildungen. Erst nördlich dieser Eisrandlage, die als Bielefeld-Vlothoer Halt bezeichnet wird, folgen die erwarteten weiten blockarmen Landstriche. Sie erstrecken sich mindestens bis Herford, also 15 km weit nach Nordwesten, d. i. die Richtung, aus der der Eisschub in das südliche untere Weserbergland erfolgte.

Der dem Bielefeld-Vlothoer Halt entsprechende Blocksaum ist bereits über eine Länge von mehr als 35 km gesichert und kartiert. Er verläuft, mehrere weite Ausbuchtungen nach Süden und Südosten bildend, von der östlichen Stadtgrenze Bielefelds bis nahe zur Weser südöstlich von Vlotho. Die Bögen haben bei Wissentrup, Hengstheide, Steinbründorf und an der Linnenbecke die größte Tiefe und Blockdichte.

Zur Frage der Bewertung dieses Blockstreifens als Stadium, Phase oder Staffel¹⁵⁾ werde ich nach der genauen Beschreibung des Verlaufs der Loben Stellung nehmen.

¹⁵⁾ Lüttig, Eiszeit-Stadium usw., 1958.

1. Der Wissentruper Bogen

Der Wissentruper Bogen ist 15 km lang und hat zwischen den Aufhängepunkten eine Spannweite von etwa 8 km sowie eine maximale Tiefe von 5 km. Er setzt bei Rußheide am östlichen Stadtrand Bielefelds ein und wendet sich zunächst ostwärts in Richtung auf das Heeper Holz; dort beginnt er, weit nach Südosten auszuschnellen. Selbst hier in dem dichtbesiedelten Stadtrandgebiet von Bielefeld ist er noch sehr blockreich. Weiter quert er dann unterhalb der Ziegelei Hagemann den Oldentruper Bach und ist auch in einem anderen kleinen Bachlauf nördlich der Papierfabrik „Feldmühle“ gut aufgeschlossen. Östlich der Bundesautobahn zieht er zwischen Frordissen und Dingerdissen weiter auf Bechterdisserheide, von dort nach Pansheide, weiter auf Gut Ermgassen und die Ziegelei Helpup. Dann quert er den Hafer-Bach zwischen Kachtenhausen und Ehlenbruch und erreicht in Wissentrup, wo er am Brinkkrug bis über die Bundesstraße 66 nach Südosten vorgreift, seinen südöstlichsten Punkt. Hier schwenkt er scharf nach Nordwesten zurück und läuft über Ohrsen, südwestlich an Pottenhausen vorbei, auf Krentruperhagen und Heipke zu, wo er ausläuft.

Auf der gesamten Erstreckung wurden mehr als 6600 Findlinge nordischer Herkunft mit einem Maximaldurchmesser von 40 cm gezählt, davon etwa 680 in der Grube der Ziegelei Helpup und mehr als 1100 auf engem Raum bei Pottenhausen und Krentruperhagen. Diese hohe Zahl ist in erster Linie durch die größere Breite des Blockstreifens zu erklären. Sie ist ein Charakteristikum des gesamten Halts von Bielefeld-Vlotho und könnte auf ein längeres Verharren des Eisrandes hindeuten, ein Gesichtspunkt, der für die Bewertung jedes Halts als Stadium, Phase oder Staffel mit herangezogen werden müßte. Die Dichte beträgt in diesem Bogen etwa 440 Blöcke pro qkm.

2. Der Hengstheider Bogen

Wie schon beim Osning-Halt bei Lage sind auch hier die hochglazialen Bildungen von jüngeren Flußakkumulationen verdeckt. Irreführend war zunächst die Bezeichnung weiter Sandflächen flußnaher Terrassen als Vorschüttungssande (ds 1), wie sie in der Geologischen Karte 1:25 000, Blatt Salzuflen, noch erfolgt ist. Es war jedoch möglich, Flußablagerungen aus jüngerer Zeit, Nachschüttungssande und -kiese des ausklingenden Glazials, Grundmoräne und Vorschüttungssande nebst -kiesen einigermaßen zu unterscheiden. Dabei leistete die Arbeit von Ziercke über die Talentwicklung der Werre gute Dienste. Auch durch die Untersuchung zahlreicher Kiesproben auf die Herkunft ihres groben Anteils wurden wertvolle Erfahrungen gewonnen. Der Unterschied zwischen den genannten Ablagerungen liegt im wesentlichen im Schichtungseffekt und dem Anteil der Kiese an nordischen bzw. heimischen Gesteinen. Genauere Angaben sind einer Veröffentlichung vorbehalten, die sich ausschließlich diesem Problem widmen wird. Seine Bewältigung ist dort, wo nordische Blocksäume größere Flußtäler queren, für eine richtige Beurteilung der gesamten wie der lokalen Situation unerlässlich.

Danach ist das Gebiet um Heipke als „Aufhängepunkt“ zwischen dem Wissentruper und dem Hengstheider Bogen anzusehen. Die Gabelung des Inlandeises in der Herforder Liasmulde in zwei Loben ist wahrscheinlich wiederum aus der bremsenden Wirkung des Hager und des Lager Berges zu verstehen.

Der Hengstheider Bogen reicht von Heipke im Südwesten bis zum Vieren-Berg im Nordosten. Er hat eine Länge von etwa 10 km, eine Spannweite von 8 km sowie eine maximale Tiefe von nur 2,5 km. Er verläuft also erheblich flacher als der Wissentruper Bogen. Seine größte Tiefe erreicht er in der Talung der Bega.

Im einzelnen wurde er durch folgende Aufschlüsse oder Bohrungen gefaßt. Westlich der Werre befindet sich am unteren Pottenhauser Bach nordwestlich von Gut Schackenburg ein guter Aufschluß. Östlich der Werre liegt zunächst die Blockstreuung nördlich von Holzhausen über den üblichen Werten der Grundmoräne (8 Blöcke pro qkm) und gibt damit wohl den weiteren Verlauf des Bogens an. Nordöstlich und östlich Holzhausen folgen dann mächtige Nachschüttungssande und jüngere Bildungen unter dem Einfluß der Werre. Erst in der Ziegeleigrube Hölserheide werden wieder Blockpackungen angeschnitten; das zuletzt angefallene Grobmaterial liegt auf dem Boden der Grube nahe der Abbauwand, älteres Material wird alljährlich mit Abraum bedeckt oder abgefahren und dann zum Teil zur Sicherung der Ufer der Bega benutzt. Im Tal der Bega klafft erneut eine Lücke, die auch hier durch die Einwirkung des Flusses im Postglazial und eine tiefe präglaziale Anlage des Tales zu erklären ist. Nach Bohrprofilen, die von R. Höhne, Hamburg, untersucht und teilweise von I. Ziercke¹⁶⁾ veröffentlicht wurden, ist die Grundmoräne im Tal der Bega bei Hölßen in einer Mächtigkeit von etwa 10 m angetroffen worden.

In der Grube der Ziegelei Hengstheide sind wieder mächtige Blockpackungen angeschnitten. Diese sowie die Ziegeleien Helpup, Heipke (stillgelegt) und Hölserheide sind im Kern der Herforder Liasmulde die einzigen auf Geschiebelehmbasis. Alle liegen inmitten des Blockstreifens Bielefeld-Vlotho. Also wird hier nicht, wie bisher geglaubt, besonders mächtige Grundmoräne, sondern das in vorglazialen Senken und Ausräumen noch erhaltene Feinmaterial einer Endmoräne abgebaut.

Der Hengstheider Bogen verläuft nördlich der Bega lückenlos weiter in Richtung auf den Aussichtsturm auf dem Vieren-Berg bei Schötmar, wobei er über Retzen, Quentsiek und Hollenstein nach Nordnordwesten zieht. Die Blockfunde am Südwesthang des Vieren-Berges und der Hasenkanzel nordöstlich von Bad Salzuflen werden noch diesem Bogen zugerechnet. Erst jenseits des Kammes dieser Keuperhöhen setzt erneut eine Schwenkung des Blocksauces nach Osten ein zu dem Steinbründorfer Bogen.

Es wurden mehr als 5200 nordische Grobgeschiebe mit einem Maximaldurchmesser von mindestens 40 cm gezählt und kartiert, davon über

¹⁶⁾ Ziercke, Talentwicklung, Anlagen, Abb. 22, 1960.

600 in der neuen, schmalen Grube der Ziegelei Hengstheide und 1200 in einem Tal der Bauerschaft „Am Berge“ 1 km südöstlich von Hollenstein. Hier liegt einer der blockreichsten Landstriche des gesamten Untersuchungsgebietes.

Die Dichte im Hengstheider Bogen beträgt etwa 520 Blöcke pro qkm.

3. Der Steinbründorfer Bogen

Der Steinbründorfer Bogen beginnt am Vieren-Berg bei Schötmar, dem nächsten Aufhängepunkt im Bielefeld-Vlothoer Halt, und reicht bis Berenkämpfen.

Er ist 7 km lang, bei einer Spannweite von 6 km, einer größten Tiefe von knapp 2 km und einer Breite von etwa 1 km. Die geringe Tiefe ist wohl eine Folge des starken Widerstandes, den einige Keuperberge mit Höhen von mehr als 300 m über N. N. — das ist hier eine relative Höhe von mehr als 200 m — leisteten.

Der Blocksaum verläuft im einzelnen vom Vieren-Berg über Oberwüsten ost- bis nordostwärts, quert den von Pillenbruch der Salze zufließenden Bach beiderseits von Kixmühle, überwindet mit seinem Außenrand südlich der beiden Schrödermeyer-Höfe eine Keuperhöhe und steigt dann nordostwärts in den Ausraum von Steinbründorf ab. Hier verdienten es einige Stellen wegen ihrer Blockdichte, unter Naturschutz gestellt zu werden.

Bei Steinbründorf springt der Saum scharf nach Nordwesten zurück. Hier stellten sich der 275 m hohe Große Seel-Berg und einige andere, nicht ganz diese Höhe erreichende Keuperberge dem Inlandeise entgegen. Erst südlich von Berenkämpfen wurden auch diese Höhen überwunden, so daß der dem Eisrande entsprechende Blocksaum in den Talkessel der Linnenbecke absteigt und dort einen neuen Bogen bildet. Erneut bestätigt sich hier die Regel, nach der Loben und Aufhängepunkte einander folgen.

Es wurden etwa 8800 nordische Grobgeschiebe der üblichen Mindestgröße gezählt und kartiert. Das entspricht einer Dichte von etwa 1260 Blöcken pro qkm.

4. Der Linnenbeeke-Bogen

Als letzter der bisher kartierten Blockbögen folgt der im Talkessel der Linnenbecke und ihrer kleinen Nebenbäche. Dabei liegt hier insofern ein Sonderfall vor, als das Inlandeis mit einer geschiebereichen Zunge einen hufeisenförmig geschlossenen, nur nach Nordwesten offenen Talkessel ausgefüllt und darin seine Geschiebe abgelagert hat. Die Grobgeschiebe nehmen vor allem die unteren und mittleren Hanglagen des Talkessels ein. Aber auch im Zentrum des Kessels fehlen sie nicht. Außerhalb des Blocksauumes, d. h. oberhalb der Höhenlinie 235 m, finden sich nordische Grobgeschiebe nur noch vereinzelt. Sie stammen aus einem

Eis-Halt, der weiter nach Südosten reichte. Wegen der außergewöhnlichen Anreicherung mit nordischen Blöcken wurde ein Teil des Geländes an der Linnenbecke unter der Bezeichnung „Steingrund“ unter Naturschutz genommen.

Im Bereich des Linnenbeeke-Bogens, besonders in der Höhenlage von 180—230 m rund um den Talkessel, wurden mehr als 8600 nordische Grobgeschiebe der üblichen Minimalgröße kartiert. Das entspricht einer Dichte von etwa 2390 Blöcken pro qkm.

Hier noch einige Bemerkungen, die den gesamten Halt Bielefeld-Vlotho betreffen:

1. Da ist zunächst die Frage nach dem Sander bzw. dem Abfluß der glazialen Schmelzwässer. Auffällig ist, daß diesem Blocksaum keine Sandmassen wie jene der oberen Senne und des Gebietes um Pivitsheide entsprechen. Ich meine, daß dieser Unterschied ein Licht auf die Sandführung des nordischen Inlandeises überhaupt wirft. Anscheinend können bedeutende Sander nur dort entstehen, wo — wie beim Osning — das Schmelzwasser direkt über und zwischen mürben, d. h. nichtquarzitischen Sandsteinen abfließt oder wo das Inlandeis — wie bei den mächtigen linksrheinischen Sandern des Reichswaldes und der Velouwe¹⁷⁾ — zuvor breite Flußschotter-Ebenen überquert und ausgeräumt hat.

Hier jedoch, im Lippischen Bergland und der Herforder Liasmulde, sind beide Voraussetzungen nicht erfüllt. Der weitverbreitete Rätsandstein ist überwiegend stark quarzitisch und bleibt deshalb bei kurzen Transportwegen vielfach in grober Blockform erhalten. Er stellt deshalb in dem Grobskelett sowohl der Grund- als auch der Endmoräne lokal einen erheblichen Gemengteil. Die Kalke und Mergel der Trias und des Jura aber werden bis zu Tonpartikeln aufgelöst und zerrieben, die das abfließende Schmelzwasser über die Sanderzone hinaus verfrachtet.

Natürlich können Sande, die auch hier vor dem Eisrande abgelagert wurden, inzwischen, gleich den Sanden, feineren Kiesen und Geschieben der Blocksäume der Endmoränen, durch Flüsse und Bäche forttransportiert worden sein; ich glaube aber nicht, daß dem Eis-Halt Bielefeld-Vlotho oder dem Osning-Halt östlich der Werre jemals eine bedeutende Sanderzone vorgelagert gewesen ist. Dasselbe gilt für den größten Teil des Detmolder Bogens des glazialen Maximums und dessen Fortsetzung im Lippischen Keuperbergland.

Jedenfalls sind glaziale Kiese als Schmelzwasserablagerungen in der Herforder Liasmulde und im Lippischen Keuperbergland nicht häufig zu beobachten. Doch fehlen sie nicht ganz. Es ist wichtig festzustellen, daß sie gerade dort auftreten, wo der Außenrand des Blocksaaumes Bielefeld-Vlotho verläuft. Genannt seien die glazialen, geschichteten Kiese mit mehr als 50 % Gehalt an nordischem Material im Raume Pottenhausen, auf der Höhe des Vieren-Berges und bei den Höfen Schrödermeyer bei Steinbründorf. Zu diesen kommen nicht ganz so hochprozentig nordische

¹⁷⁾ Thome, Eisvorstoß, 1959.

Kiese in den Tälern von Werre und Bega, die wohl als Schmelzwasserablagerungen anzusehen sind, die durch diese Flüsse umgelagert wurden.

2. Eine andere Frage ist die nach der Blockdichte der Landstriche zwischen den Blocksäumen. Bei der Zählung in dem etwa 30 qkm umfassenden Gebiet des nordwestlichen Teilblattes (1:10 000) der Topographischen Karte 1:25 000, Blatt Bad Salzufen, das frei von Blocksäumen ist, wurden beispielsweise insgesamt nur 275 nordische Blöcke festgestellt. Dies bedeutet, daß dort etwa 9 nordische Blöcke auf 1 qkm entfallen. Innerhalb der Blocksäume ergibt sich im Durchschnitt eine etwa 100fach dichtere Lage. Der Unterschied ist offensichtlich. Blockpackungen fehlen in der genannten Teilfläche der Herforder Liasmulde völlig.

Ebenso deutlich ist der Unterschied im Lippischen Keuperbergland. Der Verlauf des Eisrandes der glazialen Halte ist hier entsprechend der topographischen Differenzierung des Berglandes zwar komplizierter; die blocksaumfreien Striche des Berglandes heben sich gegenüber dem Blocksaum noch deutlicher als in der Liasmulde ab. Es ist anzunehmen, daß viele Keuperkuppen nur kurzfristig eine auch nur dünne Eisdecke getragen haben und dann kaum Grundmoränengeschiebe aufweisen. Andere Höhen mögen durchgängig eisfrei verblieben sein, auch solche, die keine Blockmeere tragen, weil die petrographischen Voraussetzungen dazu fehlten. Dazu gehören vor allem einige Schilfsandsteinhöhen.

3. Man kann einwenden, daß sich ja nur Blöcke zählen ließen, die gegenwärtig gerade freiliegen, während andere, auch außerhalb der Blocksäume, unter Löß oder Flußablagerungen verborgen liegen könnten. Deshalb sind vor allem solche Gebiete lehrreich, in denen weitflächig Mesozoikum zutage tritt, auf dem alle nordischen Grobgeschiebe erfaßt werden können. Ein Gebiet dieser Art ist das Lippische Keuperbergland. Aber auch in der Liasmulde gibt es größere Flächen, auf denen die pleistozänen Geschiebe frei auf dem anstehenden Lias und Mittleren Keuper liegen. Dazu kommen weitere Flächen, auf denen die Grundmoräne ohne Löß- oder Talsandüberlagerungen ansteht. Schließlich haben fast alle Bäche der Liasmulde östlich der Linie Bielefeld—Herford die vorhandenen Lößdecken durchschnitten und dabei die Grundmoräne bis zu einer Tiefe von 2 m angeschnitten.

Auf alle in dieser Weise für die Untersuchung und Beurteilung des Pleistozäns bevorzugten Gebiete ist besonders achtgegeben worden. Die dabei gewonnenen Ergebnisse entsprechen genau dem Bild, das sich für das gesamte Untersuchungsgebiet ergeben hat. Praktisch bedeutet dies, daß es nicht möglich war, den in den Geologischen Karten 1:25 000 verzeichneten Grundmoränenvorkommen (dm) nachzugehen, um die nordischen Blockstreifen zu kartieren. Es gibt ausgedehnte dm-Flächen ohne Anreicherung mit nordischen Grobgeschieben und andere mit einer starken Anreicherung; und es gibt als Lias oder Keuper kartierte Flächen, auf denen nordische Grobgeschiebe in großer Zahl oder auch nur sporadisch auftreten. Zumeist ergibt sich aus der Geologischen Karte dann nur ein vager Hinweis auf die glaziale Situation eines bestimmten

Raumes. Hinzu kommt die inzwischen überholte Deutung mancher glazialer Kiese als Endmoränen — so am Südrande des Teutoburger Waldes westlich von Halle, an der Weser bei Veltheim und wohl auch zwischen Elverdissen und Enger. Das darf dem jeweiligen Bearbeiter der Geologischen Karte allerdings nicht zum Vorwurf gemacht werden, da zu berücksichtigen ist, daß während des zweiten und dritten Jahrzehnts unseres Jahrhunderts die Probleme der Geotektonik Saxoniens im Vordergrund der geologischen Forschung standen.

4. Eine letzte Frage ist die nach der „Bewertung“ des Bielefeld-Vlothoer Haltes. Ich bin der Ansicht, daß dieser Halt wegen seiner Geschlossenheit und Breite sowie seines Reichtums an nordischen Geschieben im Rahmen des Glazials mindestens ebenso wesentlich ist wie das sog. Osning-„Stadium“. Ohne die Existenz eines mächtigen Senne-Sanders — der zum großen Teil gar kein reiner Sander ist —, ohne die irrtümlich als Endmoräne bezeichneten Kames bei Borgholzhausen, Laer usw. hätte niemand von einem Stadial der Saale-Eiszeit am Osning gesprochen.

Ein Halt liegt hier vor, seine Einstufung ist zur Zeit aus mehreren Gründen unsicher. Wegen dieser Unsicherheit, die bislang allgemein herrschte, hat Lüttig¹⁸⁾ 1958 eine nomenklatorische Untersuchung veröffentlicht, die zum Ziel hat, künftig gleichwertige Glazial-Halte gleichartig, ungleichwertige ungleichartig mit Hilfe einer Skala eindeutiger Begriffe zu benennen. Die Wahl der Begriffe Stadium, Phase und Staffel soll sich dabei nach der Entfernung richten, um die eine Kaltzeit den Eisrand gegenüber der vorhergegangenen wärmeren Zeit vorverlegt hat.

Bei der Anwendung dieser Vorschläge tritt, wie Lüttig selbst weiß, die Schwierigkeit ein, das vorangegangene Minimum und das folgende Maximum örtlich festzulegen: Einmal wegen der Überformung der Ablagerungen am Eisrand des Minimums in der nachfolgenden Kaltzeit, sodann aber auch wegen Störung der Eisrandbildungen von Kaltzeiten durch nachfolgende, noch weiter vorgetragene Eisvorstöße.

Deshalb kann man zunächst noch nicht mit Bestimmtheit sagen, ob etwa der Osning-Halt vor oder nach dem Saale-Maximum bzw. vor oder nach dem Bielefeld-Vlothoer Halt gelegen hat. Da aber auch ungewiß ist, wo der Halt gelegen hat, aus dem das Eis zum Osning-Halt vorstieß, ja, ob der Osning-Halt nicht selbst eine Rückzugs-Bildung ist, kann hier keine Einstufung nach den Vorschlägen Lüttigs vorgenommen werden. Dafür bedarf es weiterer, vor allem petrographischer Untersuchungen. Diese müßten sogar erst einmal Gewißheit darüber erbringen, ob die kartierten Eis-Halte überhaupt durchgängig saaleeiszeitlicher Herkunft oder wenigstens zum Teil älter sind. Bei einem der Halte, auf den so gleich die Rede kommt, besteht nämlich dieser Verdacht.

Es ist auch zu beachten, daß der Abstand des Eisrandes eines bestimmten Haltes vom vorhergegangenen Minimum der Eisbedeckung

18) Lüttig. Eiszeit-Stadium, 1958.

örtlich erheblich schwanken kann. In bergigem Land wird er verringert, in ebenen Landstrichen aber vergrößert.

Ferner ist wichtig, bis zu welcher Höhe über N.N. die Ablagerungen eines Eis-Haltes reichen. Wenn der räumliche Abstand zwischen einem Warmzeit-Halt und dem folgenden Kaltzeit-Halt gering ist, dabei aber eine erheblich höhere Geländestufe erreicht worden ist, dann darf dieser Eisvorstoß nicht geringer werten als ein anderer mit weitem Abstand der Eis-Halte, der sich durchweg im Tiefland abgespielt hat. Bedeutsam dürfte schließlich sein, welche Geschlossenheit, Breite und Blockdichte die Eis-Halte aufweisen. Diese Faktoren lassen zumindest einen Schluß zu auf die Dauer, die einem bestimmten Halt zukam.

Man sollte die kartierten Blocksäume deshalb vielleicht einfach als Ausdruck für glaziale „Halte“ sehen, zumindest solange nicht entschieden werden kann, zu welcher Kategorie eiszeitlicher Randverschiebungen sie im einzelnen zu stellen sind.

5. In der Frage der Fortsetzung des Bielefeld-Vlothoer Eis-Haltes nach Westen schließlich konnte ich die ersten Beobachtungen treffen. Wiederum Blockpackungen und -streuung von beträchtlicher Dichte wurden nord-östlich und nördlich von Bielefeld beiderseits der Straße nach Herford (in Höhe der Gastwirtschaft Frehe) und nördlich Meier zu Eissen, ferner bei Schildesche kartiert. Aber schon in diesem Abschnitt und stärker noch jenseits des Johannis-Baches bei Theesen und Vilsendorf sind die hochpleistozänen Ablagerungen durch Löß von großer Mächtigkeit überdeckt und dadurch der Beobachtung weitgehend entzogen.

V. Der Schwarzenmoor - Wehrendorfer Halt

Bei dem Versuch, den Bielefeld-Vlothoer Halt bei Wehrendorf, Exter und Salzuflen nach innen abzugrenzen, wurde ich auf einen vierten glazialen Halt aufmerksam. Zwar läßt sich über diesen Saum noch nicht viel sagen, doch steht bisher folgendes fest:

1. Dieser Blocksaum ist wieder erheblich schmaler als der des Bielefeld-Vlothoer Halts.
2. Der bisher kartierte Bogen läßt eine Druckrichtung des Inlandeises von Nordnordost nach Südsüdwest erkennen, während die Druckrichtung bei allen anderen beschriebenen Bögen etwa von Nordwesten nach Südosten gewiesen hat. Dieser andersartige Verlauf führt bei Hollwiesen und Valdorf zu einer Annäherung an den Linnenbecke-Bogen des Eis-Haltes Bielefeld-Vlotho, so daß dort an einzelnen Stellen offen geblieben ist, welchem Halt die Blöcke angehören.
3. Ferner ist der Eindruck entstanden, daß der Blockbogen zumindest westlich der Salze in auffälligem Maße aus tiefgründig verwitterten Gesteinen besteht, die sich zudem petrographisch von den Blöcken der bisher beschriebenen Halte unterscheiden. Häufiger als zuvor sind in diesem Bogen Gesteine vom Rapakivi-Typus.

In ihrer Gesamtheit lassen diese Beobachtungen fraglich erscheinen, ob der Eis-Halt von Schwarzenmoor-Wehrendorf demselben Hauptvorstoß des Inlandeises angehört wie die anderen Halte. Die petrographische Klärung dieses Problems wird alsbald in Angriff genommen.

Der Blocksaum ist bisher in einer Länge von etwa 9 km kartiert; seine Spannweite mißt 7 km, seine größte Tiefe 2,5 km, seine Breite etwa 250 m. Er verläuft von den schmalen Erosionstälern nördlich, westlich und südwestlich des Hofes Meier Kerkhof in Schwarzenmoor nach Süden in Richtung auf die Nordosthänge des Stucken-Berges bei Herford, vertieft sich, indem er nach Südosten schwenkt, quert die Bundesautobahn einige hundert Meter südwestlich der Finne-Bach-Talbrücke, lenkt dann aber nach Osten ein; er ist weiterhin im mittleren Lauf des Finne-Baches, wenn auch nicht reichlich, nachweisbar, zieht weiter nach Osten in Richtung auf die Mündung des Glicken-Baches, ist im Ostufer der Salze bei Hagenmühle stellenweise aufgefunden, wurde im Unterlauf des Glicken-Baches und seines nördlichen Zuflusses vom Hofe Lambrecht nachgewiesen und zieht schließlich weiter über Glimke in den Ausraum des Wehrendorfer Baches. Diesem folgt er zunächst auf seinen Osthängen, dann im Talboden in Richtung Hollwiesen, wo Blockpackungen und -streuungen von beträchtlichem Ausmaß angetroffen werden. Dasselbe gilt auch für den weiteren Verlauf des Blocksaaumes nach Nordosten in Richtung Valdorf.

Insgesamt wurden bereits gut 2900 nordische Grobgeschiebe der üblichen Größenordnung (mehr als 40 cm) gezählt, mit einem leichten Maximum im Raume Wehrendorf-Hollwiesen. Aber auch bei Meier Kerkhof und in den Hangtälern des Stukken-Berges nordwestlich der Bundesautobahn wurden viele Blöcke kartiert. Die Dichte beträgt etwa 1290 Blöcke pro qkm.

Der Blocksaum weist mehrfach Lücken auf, besonders auf offenen Bergkuppen, wo die anderen Blockstreifen im allgemeinen ebenfalls lückenlos verlaufen. Diese Beobachtung spricht wiederum dafür, daß dieser Blockstreifen, wenn nicht einem Eis-Halt während der Elstereiszeit, so doch einem Warmzeit-Halt zwischen zwei Vorstößen der Saaleeiszeit angehört.

Ergebnisse

In den Jahren 1959 bis 1962 wurde eine Methode entwickelt und auf ihre Brauchbarkeit überprüft, mit Hilfe der Kartierung nordischer Grobgeschiebe den Verlauf von Eis-Halten in der Altmoräne zu ermitteln. Infolge primär geringer Entwicklung von Endmoränen oder sekundär erfolgter Abtragung derselben durch die nach-saaleeiszeitliche Erosion sind Eis-Halte in der schon präglazial stark profilierten ostwestfälisch-lippischen Landschaft nicht durch landschaftsgestaltende Endmoränenzüge nachweisbar.

Berücksichtigt wurden nur solche Geschiebe, deren Größe einen glazialen oder postglazialen Transport durch fließendes Wasser ausschloß. Die Möglichkeit der Umlagerung grober Geschiebe durch periglaziale Solifluktion wurde in Betracht gezogen.

Als Ergebnis der Kartierung der Grobgeschiebe von mindestens 40 cm Durchmesser haben sich in dem etwa 600 qkm großen untersuchten Gebiet vier schmale Blocksäume feststellen lassen, in denen insgesamt etwa 43 000 grobe Findlinge — oft in dichten Blockpackungen — gezählt wurden. Die durchschnittliche Dichte beträgt innerhalb der Säume 800 Blöcke pro qkm. Zwischen den Säumen, deren Breite zwischen 200 und 1000 m schwankt, innerhalb des gleichen Saumes jedoch im allgemeinen wenig variiert, liegen ausgedehnte Landstriche, in denen nordische Grobgeschiebe in sehr dünner Streuung auftreten, während Blockpackungen völlig fehlen. Die Dichte beträgt hier durchschnittlich 8 Blöcke pro qkm.

Die von den Blocksäumen eingenommene Fläche beträgt etwa 50 qkm, während 550 qkm auf saumfreie Landstriche entfallen. Insgesamt wurden dort nur knapp 4500 grobe nordische Geschiebe gezählt und kartiert.

Die ermittelte geringe Dichte außerhalb der Blockstreifen beruht nicht auf dem Mangel an Aufschlüssen im Pleistozän, sondern sie ist auf eine hier primär geringe Blockzahl zurückzuführen.

Jeder der blockreichen Streifen bildet Bögen von mehreren Kilometern Spannweite, deren Anordnung zur Feststellung von Aufhängepunkten führt, die geländebedingt sind. In drei der Blocksäume weist die Form der Bögen auf eine Schubrichtung des Inlandeises von Nordwesten nach Südosten, in einem von Nordnordosten nach Südsüdwesten. Dieser Blocksaum unterscheidet sich von den anderen u. a. anscheinend auch in petrographischer Hinsicht. Einer der Blocksäume entspricht der weitesten Ausdehnung, die das pleistozäne Inlandeis in Lippe erreicht hat. Außer durch nordische Grobgeschiebe wird dieser Eisrand auch durch periglaziale Blockmeere aus Rät- und Osning-Sandstein markiert.

Noch innerhalb des vereisten Gebietes, jedoch nahe dem äußersten Eisrand, wurde durch ein reines Rät-Blockmeer am Roten-Berg bei Heiden ein glazialer Nunatak nachgewiesen. Ferner stehen einzelne losgelöste tertiäre Schollen zum äußersten Rand der Vereisung in Beziehung.

An der Stirnseite der als Grobskelett von Ablagerungen pleistozäner Eis-Halte verstandenen Blocksäume wurden vereinzelt noch Schmelzwasserablagerungen festgestellt. Sie sind durch Flüsse zum Teil sekundär umgelagert. Ausgedehnte Sander liegen noch vor dem Osning-Halt, begünstigt durch die Fracht des abfließenden Schmelzwassers an großen Mengen zerriebenen Osning-Sandsteins.

Die Abfolge von vier Blocksäumen zwischen dem Teutoburger Wald und der Weser spricht für eine im südlichen unteren Weserbergland ebenso starke Oszillation des Eisrandes im Pleistozän, wie sie durch andere Autoren für Norddeutschland nachgewiesen wurde.

Einzelveröffentlichungen und manche Detailuntersuchungen stehen noch aus.

Übersicht der kartierten Halte und Block-Bögen

Bezeichnung	Länge Breite Fläche			Blöcke	
	km	km	qkm	Zahl	pro qkm
Osning-Halt					
Lämershagen	7,0	0,2	1,4	2200	1500
Wistinghausen	7,5	0,2	1,5	2700	1800
Müssen	3,0	0,5	1,5	400	200
Lage-Lemgo	9,0	0,2	1,8	1500	830
Dörenschlucht — Dörentruper Halt					
Detmold	18,0	0,25	4,5	2170	480
Roten-Berg (Nunatak)	6,5	0,2	1,3	1700	1300
Loßbruch-Dörentrup	noch keine Angaben				
Bielefeld — Vlothoer Halt					
Wissentrup	15,0	1,0	15,0	6600	440
Hengstheide	10,0	1,0	10,0	5200	520
Steinbründorf	7,0	1,0	7,0	8800	1260
Linnenbeeke	6,0	0,6	3,6	8600	2390
Schwarzenmoor — Wehrendorfer Halt					
	9,0	0,25	2,25	2900	1290
Gesamt			49,85	42 770	860
Grundmoräne			ca. 550	4493	8

Literatur (in Auswahl)

- Bärtling, R.: Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge, Zs. Dtsch. Geol. Ges., 72, 1920.
- Beringer: Geologisches Wörterbuch, 4. Aufl., 1957.
- Beurlen, K., u. Thiele, S.: Der Bau des vordiluvialen Untergrundes und sein Einfluß auf die Diluvialmorphologie in Schleswig-Holstein, N. Jb. Miner., 83 B, 1940, S. 138—184.
- Büdel, J.: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. P. M., Erg.-H. 229, 1937.
- Büdel, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet, Geol. Ru. 34, 1944.
- Bülow, K. v.: Grundmoränenbilder, Zs. f. Geschiebeforschung, 13, 1937, S. 5—8.
- Bülow, K. v.: Untergrund und Jung-Weichseleiszeitliche Endmoränen im mittleren Norddeutschland, Ver. d. Freunde d. Naturgesch. i. Meckl., N. F., Bd. 13, 1938, S. 10—29.
- Bülow, K. v.: Einfluß von Eis und Untergrund auf Gefüge und Formen der Grundmoräne, Zs. Dtsch. Geol. Ges., 91, 1939; Ref. Geol. Zentralbl., 1939, S. 429.
- Burre, O.: Ein Endmoränenbogen bei Herford und Bünde i. Westf., Jb. Preuß. Geol. LA., 1923, S. 306—311.
- Burre, O., u. Mestwerdt, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen 1:25 000, Bl. Bielefeld, Berlin 1926.
- Carlé, W.: Das innere Gefüge der Stauchendmoränen, Geol. Ru. 29, 1938, S. 30.
- Cloos, H.: Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen, Geol. Ru., 20, 1929.
- Dahm, H. D.: Merkmale und Verbreitung periglazialer Fließerden im südlichen Egge-Gebirge, Geol. Jb., 76, 1958, S. 25—36.
- Dechen, v.: Über das Vorkommen nordischer Geschiebe und erratischer Blöcke in Rheinland und Westfalen, Verh. Naturhist. Ver. f. Rheinld., 36, 1879, C-Bl., S. 82 ff.
- Dechen, v.: Erläuterungen zur Geol. Karte von Rheinland und Westfalen, II. Teil, Bonn 1884.
- Deppe, A., u. Fezer, F.: Jahreswarven im Sennesander? Eiszeitalter und Gegenwart, 10, 1959, S. 161—164.
- Dienemann, W.: Zur Kenntnis der Talsande zwischen Weser und Ems, Zs. Dtsch. Geol. Ges., 93, 1941, S. 384—392.
- Eggers, W.: Die Oberflächenformen der jungeiszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein, Ver. Schlesw.-Holst. Univ.-Ges., 42, 1934, S. 1—120.
- Fezer, F.: s. Deppe 1959.

- Franken, A.: Bodenstrukturen am Südhang des Teutoburger Waldes, Ber. Naturwiss. Ver. f. Bielefeld u. Umg., 12, 1951/52, S. 7—29.
- Gripp, K.: Die Entstehung der diluvialen Grundmoränenlandschaften und die Frage nach deren recenten Äquivalenten in der Arktis, Ver. dtsh. wiss. Inst. Kopenhagen, I. Reihe, H. 4, 1942.
- Gripp, K.: Glacialmorphologie und geologische Kartierung, zugleich eine Deutung der Oberflächenformen Ost-Holsteins, Zs. Dtsch. Geol. Ges., 99, 1949, S. 190—205.
- Gripp, K.: Karte der Eisrandlagen in Nord-Holstein, Meyniana, Ver. Geol. Inst. Kiel, 1, 1952.
- Gripp, K.: Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wohld bis Alsen, Meyniana, Ver. Geol. Inst. Kiel, 2, 1954.
- Grupe, O.: Über die Ausdehnung der ältesten (drittletzten) Vereisung in Mitteldeutschland, Jb. Preuß. Geol. LA., 42, 1921, S. 161—174.
- Grupe, O.: Die Kamesbildungen des Weserberglandes, Jb. Preuß. Geol. LA., 51, 1930, S. 350—370.
- Herrmann, R.: Eisrandlagen und Fließerden am Nordrand des Leineberglandes, Geol. Jb., 76, 1958, S. 309—320.
- Hesemann, J.: Statistische Geschiebeuntersuchungen, Zs. f. Geschiebeforschung, 6, H. 4, 1930, S. 159—162.
- Hesemann, J.: Quantitative Geschiebeuntersuchungen im norddeutschen Diluvium, Jb. Preuß. Geol. LA., 51, 1931, S. 714—758.
- Hesemann, J.: Über die bisherigen Geschiebezählungen, Sitz.-Ber. Preuß. Geol. LA., H. 7, 1932, S. 147—150.
- Hesemann, J.: Über die Bedeutung von Korngröße, Verwitterung und Art der Ablagerung für die Geschiebeführung, Zs. f. Geschiebeforschung, 9, H. 1, 1933, S. 1—6.
- Hesemann, J.: Ergebnisse und Aussichten einiger Methoden zur Feststellung der Verteilung kristalliner Leitgeschiebe, Jb. Preuß. Geol. LA., 55, 1934, S. 1—27.
- Hesemann, J.: Diluvialstratigraphische Geschiebeuntersuchungen zwischen Elbe und Rhein, Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 13, 1939, S. 247—285.
- Hesemann, J.: Elster- und Saaleeiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung, N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1956, H. 2, S. 49—54.
- Hucke, K.: Über horizontale und vertikale Geschiebeverbreitung, Zs. f. Geschiebeforschung, 2, 1926.
- Illies, H.: Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung und Auswertung, Mitt. Geol. Staats-Inst. Hamburg, H. 19, 1949, S. 89—109.
- Jaspersen, P.: Über die Ursachen der Richtungsänderungen der Eisströme im nordeuropäischen Inlandeis, N. Jb. Mineral., Mh., 1957, S. 541—553.
- Keilhack, K.: Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands, mit Begleitworten, Jb. Preuß. Geol. LA., 30, 1909.
- Keilhack, K., Kraiss, A., Renner, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen 1:25 000, Bl. Lage, Berlin 1917.
- Keilhack, K., u. Harbort, E.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen, 1:25 000, Bl. Senne, Berlin 1918.

- Keller, G.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, XI, Die Deutung des Kiessandrückens in Laer-Heide und Laer-Höhe (Bez. Osnabrück) als Kame, N. Jb. Geol. Pal., 1951, S. 353—362.
- Keller, G.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, XII, Zur Frage der Osning-Endmoräne bei Iburg, N. Jb. Geol. Pal. 1952, S. 71—79.
- Keller, G.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, XVII, Sand- und Kiehhügel vor dem Teutoburger Wald bei Lengerich (Westf.) und Lienen, N. Jb. Geol. Pal., 1952, S. 433—441.
- Keller, G.: Beitrag zur Frage Oser und Kames, Eiszeitalter und Gegenwart, 2, 1952.
- Keller, G.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, XVIII, Fluviale Sand- und Kiehhügel des Saale-Weichsel-Interglazials am Teutoburger Wald und die Bildung des Brochterbecker Durchbruchtales, N. Jb. Geol. Pal., 1953, S. 8—15.
- Keller, G.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, XX, Das Fluvioglazial am Teutoburger Wald zwischen Hilter und Borgholzhausen, N. Jb. Geol. Pal., 1953, S. 193—198.
- Keller, G.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, XXII, Fluviale Feinsande des Saale-Weichsel-Interglazials an der Münsterlandseite des nordwestlichen Teutoburger Waldes, N. Jb. Geol. Pal. 1953, S. 350—357.
- KleBELSBERG, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Wien 1948/49.
- LÄDIGE, R.: Findlinge aus Porta-Sandstein, Herforder Heimatblatt, 18, Nr. 7, Juli 1939.
- LANDWEHR, F.: Die Gliederung des Diluviums und Alluviums in der Gegend von Bielefeld, Ber. Naturwiss. Ver. f. Bielefeld u. Umg., 1, 1908.
- LOTZE, F.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, I, Über einige Probleme des westfälischen Quartärs, N. Jb. Geol. Pal., 1950, S. 353—360.
- LOTZE, F.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, V, Zur Stratigraphie des Senne-Diluviums, N. Jb. Geol. Pal., 1951, S. 97—102.
- LOTZE, F.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, VI, Zur Entwicklung des Diluviums am Nordosthang des Teutoburger Waldes, N. Jb. Geol. Pal., 1951, S. 129—133.
- LOTZE, F.: Quartärstratigraphie und Geschichte der Werretalung bei Holzhausen (Blatt Salzuflen), N. Jb. Geol. Pal., 1952, S. 161—168.
- LOTZE, F.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, XVI, Das Diluvium der Begatalung (Blatt Salzuflen), N. Jb. Geol. Pal., 1952, S. 412—420.
- LOTZE, F.: Feinstratigraphische Studien, II, Korngrößenanalysen bei stratigraphischen Untersuchungen im Quartär, N. Jb. Geol. Pal., 1953, S. 1—7.
- LÜTTIG, G.: Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser, Geol. Jb. 70, 1954, S. 43—125.
- LÜTTIG, G.: Eiszeit — Stadium — Phase — Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung, Geol. Jb., 76, 1958, S. 235—260.
- LÜTTIG, G.: Methodische Fragen der Geschiebeforschung, Geol. Jb., 75, 1958, S. 361—418.
- MACHATSCHEK, F.: Geomorphologie, 7. Aufl., Stuttgart 1959.

- Martin, J.: Zum Problem der glazialen Denudation und Erosion, Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 26, 1927.
- Maull, O.: Handbuch der Geomorphologie, 2. Aufl., Wien 1958.
- Meise, H.: Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Horn, Landschaftsführer des Westfäl. Heimatbundes, III. Folge, Bielefeld 1948.
- Mestwerdt, A.: Über die Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Tertiärvorkommen im Fürstentum Lippe, Jb. Nieders. Geol. Ver., 3, 1910, S. 171—190.
- Mestwerdt, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen, 1 : 25 000, Bl. Salzuflen, Berlin 1915.
- Mestwerdt, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen, 1 : 25 000, Bl. Lemgo, Berlin 1916.
- Mestwerdt, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen, 1 : 25 000, Bl. Herford-Ost, Berlin 1925.
- Mestwerdt, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen, 1 : 25 000, Bl. Bielefeld, s. Burre 1926.
- Mestwerdt, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen, 1 : 25 000, Bl. Brackwede, Berlin 1926.
- Mestwerdt, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen, 1 : 25 000, Bl. Halle i. Westf., Berlin 1926.
- Mestwerdt, A., u. Stille, H.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen, 1 : 25 000, Bl. Detmold, Berlin 1911.
- Meyer, F.: Der Teutoburger Wald zwischen Bielefeld und Werther, Jb. Preuß. Geol. LA., 24, 1903, Berlin 1907.
- Müller-Wille, W.: Die Naturlandschaften Westfalens. Versuch einer naturlandschaftlichen Gliederung nach Relief, Gewässernetz, Klima, Boden und Vegetation, Westf. Forsch., V, 1—2, 1942.
- Müller-Wille, W.: Westfalen, Landschaftliche Ordnung und Bindung eines Landes. Münster 1952.
- Petersen, G.: Die Schollen der norddeutschen Moränen, Fortschr. Geol. Pal., 9, 1924.
- Pittelkow, H.: Blockschuttbildungen im Teutoburger Wald, Geogr. Wochenschr., 1, 1933, S. 721—727.
- Pittelkow, H.: Der Teutoburger Wald. Veröff. Prov.-Inst. f. Landesplanung, Landes- u. Volkskunde von Niedersachsen, Reihe A I, 8, 1941.
- Richter, K.: Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes, Abh. geol. pal. Inst. Univ. Greifswald, 11, 1933.
- Richter, K.: Über den morphologischen Nachweis großer Schwankungen des Eisrandes, Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, 1951, S. 65—69.
- Richter, K.: Die stratigraphische Bewertung periglazialer Umlagerungen in Niedersachsen, Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, 1951, S. 130—142.
- Richter, K.: Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen, Geol. Jb., 76, 1958, S. 223—234.
- Salomon, W.: Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen, Geol. Ru., 7, 1917.
- Salomon, W.: Felsenmeere und Blockstreuungen, Sitz.-Ber. Heidelb. Akademie d. Wiss., 1926.

- Schäfer, O.: Die Bedeutung der Formen und Flächen geringsten Widerstandes für die Eisbewegung, Geogr. Wöchenschr., 1, 1933.
- Schneider, H.: Zur Frage des Münsterländischen Kiessandrückens, Zs. Dtsch. Geol. Ges., 90, 1938, S. 603—615.
- Schott, C.: Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen, Forsch. dt. Landes- und Volkskunde, 29, 1931.
- Schucht, F.: Faziesunterschiede der Grundmoränen im norddeutschen Diluvium, Forstarchiv 1939.
- Seraphim, E. Th.: Der Bielefelder Osning und sein nördliches Vorland in der Struktur ihrer Physiotope. Ein methodischer Beitrag zur Landschaftskunde Westfalens. Manuskript 1963.
- Sickenberg, O.: Rohstoff, Standort und Betriebsgröße der niedersächsischen Ziegeleien, N. Archiv f. Landes- und Volkskunde von Niedersachsen, 1948, S. 530—538.
- Spiekerkötter, H.: Zur Kenntnis der Bielefelder krystallinen Geschiebe, 5. Ber. Naturwiss. Ver. f. Bielefeld u. Umg., 1928, S. 36—47.
- Stille, H.: s. Mestwerdt 1911.
- Stoller, J.: Ein Diluvialprofil am Steilufer der Werre bei Nienhagen unterhalb Detmold und seine Bedeutung für die Gliederung des Diluviums jener Gegend, Jb. Preuß. Geol. LA., 37, I, 1918, S. 225—246.
- Suffert, O.: Das relative Alter der eiszeitlichen Schotter am Teuthofe bei Detmold, Mitt. a. d. lipp. Gesch. u. Landeskunde, 23, 1954, S. 312—315.
- Thome, K. N.: Eisvorstoß und Flußregime an Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän, Fort. Geol. Rheinland u. Westf., 4, 1959, S. 197—246.
- Troll, C.: Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich, Pet. Geogr. Mitt., Erg. H. 262, 1957, S. 213—226.
- Wegner, Th.: Geologie Westfalens, 2. Aufl., 1926.
- Wennberg, G.: Über den Geschiebetransport im Inlandeis, Schr. naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst., 25, 1951.
- Woldstedt, P.: Über Endmoränen und Oser der Saale-(Riss-)Vereisung in Schlesien, Z. Dtsch. Geol. Ges., 84, 1932.
- Woldstedt, P.: Über Endmoränen in der südlichen Lüneburger Heide, Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 31, 1939, S. 236—246.
- Woldstedt, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, 2. Aufl., 1955.
- Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinie einer Geologie des Quartärs, 1. Bd.: Die allgemeinen Erscheinungen des Quartärs, 3. Aufl., 1961.
- Ziercke, I.: Talentwicklung und Oberflächenformen im Einzugsgebiet der Werre zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge, Forsch. dt. Landeskunde, 116, Bad Godesberg 1960.

KARL WÖLCKEN

Regenwetterlagen in Argentinien

mit 13 Tabellen und 18 Abbildungen

INHALT

	Seite
Summary	85
Einleitung	86
I. Luftzirkulation und Niederschlag	88
1. Luftdruck, Dampfdruck und Temperatur	88
2. Zirkulationsschema	96
3. Die Niederschlagsverteilung	101
II. Niederschlagbringende Wetterentwicklungen	107
1. Vorgänge und Zugstraßen	107
Kaltfronten - Höhenkaltfronten - Regenfronten - Warm-	
fronten - Instabilitätsfronten - Kaltlufttropfen - Sonstige	
regenbildende Vorgänge - Zugstraßen der Hoch- und Tief-	
druckgebiete	
2. Klassifikation und Bedeutung der Regenwetterlagen	118
III. Die Starkregen	129
1. Bedeutung und Verteilung	129
2. Unterlagen und Meßergebnisse	130
3. Vorgänge, Jahresgang und regionale Zuordnung	137
Ergebnisse	139
Literatur	140

TABELLEN

1. Häufigkeit aktiver Litoralzyklonen im Jahrzehnt 1941—1950	117
2. Die Regenwetterlagen	119
3. Ausgewählte Orte und Klassifizierung der dort beobachteten Niederschläge	120
4. Klassifizierte Regenfälle - Jahresmittel 1940—1942	122
5. Klassifizierte Regenfälle - Sommermittel 1940/41 und 1941/42	124
6. Klassifizierte Regenfälle - Wintermittel 1941 und 1942	126
7. Starkregen in Tucuman 1874—1948	131
8. Starkregen in Corrientes 1876—1948	132
9. Starkregen in Córdoba 1873—1950	133
10. Starkregen in Mendoza 1877—1948	134
11. Starkregen in Buenos Aires 1906—1950	135
12. Starkregen in Santa Rosa 1911—1950	136
13. Zusammenfassung der Starkregen-Klassen	137

ABBILDUNGEN

	Seite
1. Das Untersuchungsgebiet	87
2. Mittlerer Luftdruck im Januar 1901—1950 (Südsommer)	90
3. Mittlerer Luftdruck im Juli 1901—1950 (Südwinter)	91
4. Dampfdruck im Januar	92
5. Dampfdruck im Juli	93
6. Mitteltemperatur im Januar 1901—1950	94
7. Mitteltemperatur im Juli 1901—1950	95
8. Zirkulationsschema des „unteren Stockwerkes“	97
9. Zirkulationsschema des „oberen Stockwerkes“	98
10. Wirkung der Feuchteschichtung bei Hebung einer Luftschicht .	79/100
11. Mittlere jährliche Niederschlagsmenge	102
12. Jahresgang und Verteilung der Niederschläge	103
13. Verlagerung der mittleren Monatsisohyete 60 mm	106
14. Wetterlage, welche die Bildung einer „Regenfront“ begünstigt .	109
15. Hauptzugbahnen der Hochdruckgebiete im Winter	112
16. Hauptzugbahnen der Hochdruckgebiete im Sommer	113
17. Hauptzugbahnen der Tiefdruckgebiete im Winter	114
18. Hauptzugbahnen der Tiefdruckgebiete im Sommer	115

Summary. The first part presents the necessary data to facilitate interpretation. A much simplified scheme of the general circulation with only two layers seems sufficient to explain the spatial and temporal distribution of precipitation in Argentina. The lower layer is composed of two circulation-wheels, driven by the Atlantic and Pacific high's, and of the middle latitude zone of westerlies. The upper layer consists of long planetary or Rossby-waves on which shorter, migrating pressure waves are superimposed. The Atlantic wheel is the principal provider of water vapour. Furthermore, a detailed description of each of the rain producing weather developments is given.

The second part starts with a synoptic classification of the meteorological situations which lead to rainfall. The classification distinguishes 9 different types (10 if an additional subdivision is counted separately), grouped into two principal classes, the frontal and the nonfrontal rains. All rainfalls which happened during two years at six selected and characteristic places, have been analysed (1169 cases). If we establish a promedium over all of Argentina except Patagonia, the result is that 79% of the yearly amount is due to frontal rains, but regional differences stand out clearly. In three places situated near the mountains, the relation between the number of days with frontal rains to those with nonfrontal rains is 3:2 while for Buenos Aires it is 4:1.

Rainfall of maximum intensity is the object of the third part. Here, the term maximum rain is used for the greatest daily amount recorded in each year of a series of at least 40. Analysis refers to the same six beforementioned places and shows that with only one exception — turbulent-convective processes —, any one of the other 9 rain producing weather types can be the cause of a maximum rainfall, but here again we note clearly the regional differences. In general, the so called cyclones of the littoral are the principal and most frequent producers of specially heavy rains while slowly moving coldfronts come in second place. Considering one given place, there is mostly a clear cut preference for one or two of the 9 possible weather types.

Einleitung

Vorliegende Arbeit, die sich eng an meine im Jahre 1954 in spanischer Sprache veröffentlichte Arbeit anschließt, hat zum Ziel, die räumliche und zeitliche Verteilung der Niederschläge in Argentinien auf Grund langjähriger synoptischer Erfahrung darzustellen. Einige 1961 in Münster und Hamburg gehaltene Vorträge ließen es wünschenswert erscheinen, die behandelten Fragen auch in deutscher Sprache zu erörtern.

Die vertikale Verteilung des Wasserdampfes ist bekanntlich für die Wettervorgänge, die zu Niederschlägen führen, von besonderer Wichtigkeit, und es muß darauf hingewiesen werden, daß seinerzeit nur ganz gelegentlich aus Flugzeugaufstiegen direkte Messungen der vertikalen Feuchteverteilung vorlagen, meistens jedoch Annahmen gemacht werden mußten, die sich auf allgemeine Überlegungen und indirekte Indizien gründeten. Erst seit 1957 gibt es im südlichen Teil des südamerikanischen Kontinents ein Netz von etwa 15 Radiosonde-Stationen und damit die Möglichkeit, Höhenwetterkarten zu zeichnen und aerologische Analysen auszuführen. Sie haben die in der Arbeit von 1954 gemachten Annahmen meistens bestätigt. Es sind aber auch neue Probleme aufgetaucht, die für Regenwetterlagen wichtig werden können. Diese Untersuchungen sind jedoch noch keineswegs spruchreif und wurden deshalb bei der vorliegenden deutschen Fassung nicht berücksichtigt.

Der Verfasser möchte auch an dieser Stelle dankbar erwähnen, daß viele der in dieser Arbeit dargelegten Anschauungen auf die fruchtbaren Diskussionen zurückgehen, die er mit seinen Kollegen A. Maurstad, St. Konczak, K. Pietrzykowski, F. Prohaska und W. Schwerdtfeger geführt hat. Besonderer Dank gebührt auch der Generaldirektion des Argentinischen Wetterdienstes für die Erlaubnis, sowohl bereits veröffentlichtes als auch noch unveröffentlichtes Beobachtungsmaterial und einige kartenmäßige Darstellungen zu benutzen.

Mit Ausnahme von Tabelle 1 stammen die Tabellen vom Verfasser. Hingegen sind nur die Abbildungen 8, 9, 10, 13 und 14 Originale, während alle übrigen den verschiedenen Arbeiten, die im Literaturverzeichnis aufgeführt sind, entnommen wurden.



Abb. 1: Das Untersuchungsgebiet

I. Luftzirkulation und Niederschlag

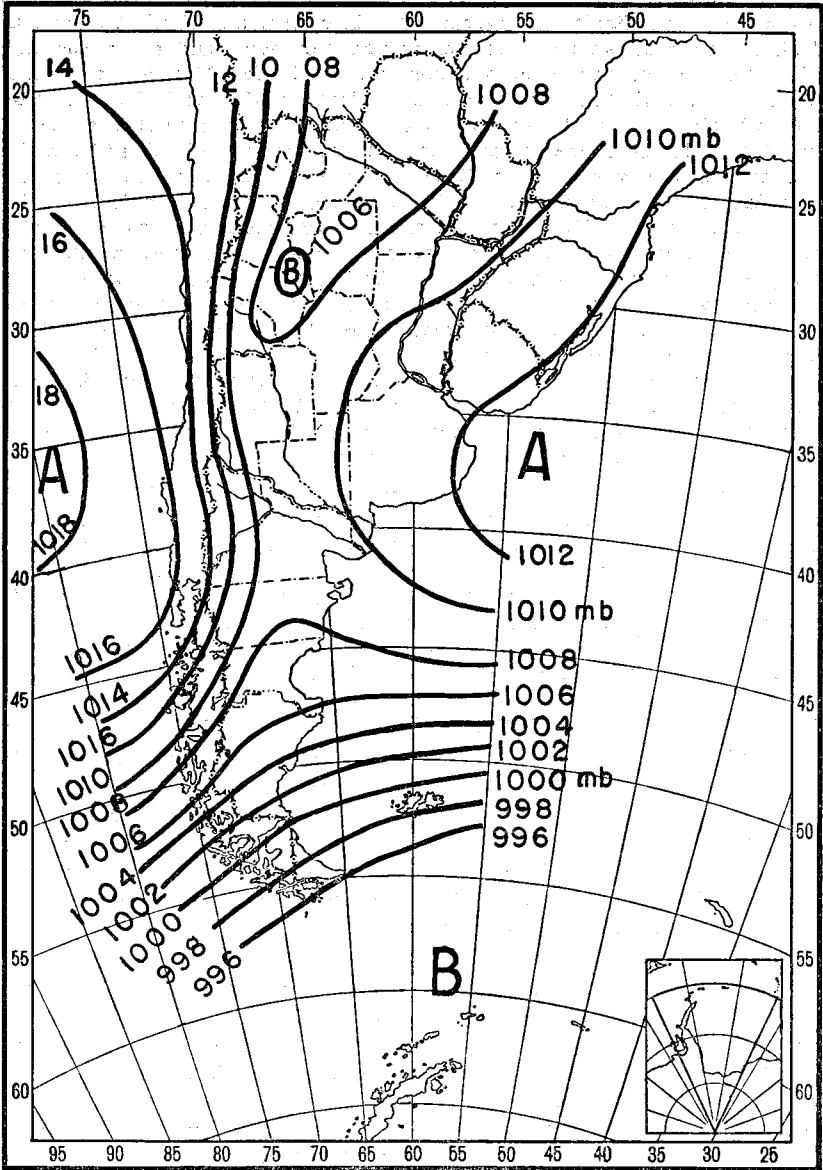
Damit es zur Bildung von Niederschlag kommen kann, müssen zwei, wenn auch nicht immer hinreichende Bedingungen erfüllt sein: 1. Die Luft muß eine ausreichende Menge von Wasserdampf enthalten, und 2. Die feuchte Luft muß eine Abkühlung erfahren, eine Abkühlung, die in praktisch allen Fällen als adiabatischer Temperaturrückgang durch Aufsteigen der Luft verursacht wird.

1. Luftdruck, Dampfdruck und Temperatur

Klimawerte des Wasserdampfgehalts in der freien Atmosphäre über Argentinien sind noch nicht vorhanden. So müssen wir auf anderen Wegen versuchen, eine Vorstellung davon zu erhalten. Wir betrachten vorerst einmal, wie der Südteil des Kontinents zu den Hauptwind-systemen im Meeressniveau liegt. Abb. 2 zeigt die mittlere Druckverteilung im Januar, also im Südsommer. Wenn auch das Kerngebiet der süd-atlantischen und der pazifischen subtropischen Hochdruckzelle nicht auf dem Kartenausschnitt erscheint, so ist doch jeweils der dem Kontinent zugewandte Teil deutlich zu erkennen. Das stark aufgeheizte Festland hat den Hochdruckgürtel durch eine Tiefdruckrinne unterbrochen. Im Nordwesten Argentiniens ist sogar in dieser auf 50 Monatsmittelwerte gegründeten Karte ein geschlossenes thermisches Tief sichtbar. Im Süden haben wir, etwa entlang dem 60. Breitenkreis, eine zu allen Jahreszeiten ausgeprägte Tiefdruckrinne. Da nun auf der Südhalbkugel die Winde ein Hochdruckgebiet entgegen dem Uhrzeigersinn umströmen, sehen wir, daß im Nordosten des Landes Nordostwinde in den unteren Luft-schichten vorherrschen, welche wasserdampfreiche Luft vom warmen, tropischen Teil des Südatlantik und aus den brasilianischen Urwäldern herbeiführen. Diese wasserdampfreiche Luft kann infolge der sommer-lichen Tiefdruckrinne auch weit ins Land einströmen und gelangt im Nordwesten Argentiniens bis an die Berge. Das Pazifische Hoch hingegen führt von Westen her kühle Luft an den südlichsten Teil des Kontinents. Diese Luftmassen haben bereits einen sehr langen Weg auf der polaren Seite der Hochdruckzelle zurückgelegt. Sie treffen dann auf die pata-gonische Kordillere, die sie zum Aufsteigen zwingt (Bedingung 1: ge-nügend Wasserdampf und Bedingung 2: Aufsteigen der Luft, sind erfüllt), wobei der größte Teil des ausfällbaren Wassers auf der chileni-schen Seite ausfällt. Die pazifische Luft strömt nachfolgend aus Süd-westen als sehr trockene, kühle, aber nicht kalte Luft nach Argentinien ein. Die dichtgedrängten Isobaren südlich von 44 Grad Breite zeigen deutlich die Lage der Zone der starken Westwinde an.

Wir betrachten nun Abb. 3, die mittlere Luftdruckverteilung im Südwinter. Das Einströmen warmer feuchter Luft aus Nordosten besteht fort, ist aber schwächer und beschränkt sich jetzt auf ein wesentlich kleineres Gebiet, das in Argentinien nur noch den Norden und Osten des Litorals umfaßt. Die starke Westwindzone reicht bis fast 39° Breite, hat sich also 500 km äquatorwärts verbreitert; denn ihre Südgrenze ist in 60° verblieben. Ein geschlossenes thermisches Tief ist nicht mehr vorhanden. Ein wesentlicher Unterschied zum Sommer besteht darin, daß das subtropische atlantische Hoch nun durch eine Hochdruckbrücke mit dem pazifischen Hoch verbunden ist. Gewiß muß man große Vorsicht anwenden, wenn man aus einer mittleren Druckverteilung etwas über die wirklichen Strömungsverhältnisse der Luft aussagen will, denn ein und dieselbe mittlere Druckverteilung kann aus ganz verschiedenen Einzelgliedern entstanden sein. In unserem Falle ist es jedoch so, daß tatsächlich im Sommer die feuchtwarme Nordostluft häufig von Norden nach Süden über die Zentralprovinzen strömen kann und über den Südwestzipfel der Provinz Buenos Aires in den Westwindgürtel einmündet, während das im Winter nicht oder selten der Fall ist, wie die erwähnte Hochdruckbrücke als „Bremse“ oder Hindernis anzeigt.

Mit dem bisher entwickelten Bilde vergleichen wir nun die Verteilung des Dampfdruckes (Abb. 4 und 5), und erinnern dabei, daß der vom Wasserdampf ausgeübte Druck direkt proportional der über einem Ort vorhandenen Anzahl der Wasserdampfmoleküle ist, also ein absolutes Feuchte-Maß darstellt. Man erkennt sofort, daß die höchsten Dampfdruckwerte sich im Sommer wie im Winter im Nordosten des Landes finden und von dort nach Südwesten abnehmen. Das argentinische Patagonien ist trocken. Auf ein zweites Dampfdruckmaximum, das nur im Sommer im äußersten Nordwesten des Landes erscheint, kommen wir später noch zurück. Die Drängung der Isolinien im Westen des Landes ist durch die hohe Bergkette der Anden verursacht. In den Dampfdruckkarten finden wir bestätigt, daß die Hauptwasserdampfmen gen, die möglicherweise als Niederschläge ausgefällt werden können, von Nordosten her ins Land einströmen, im Sommer weit und im Winter wenig landeinwärts reichen. Die vom Pazifik stammenden Dampfmen gen, die im Westwindstrom enthalten sind, regnen oder schneien in Südchile und über der patagonischen Kordillere aus. Um über dem patagonischen Tafelland Niederschlag bilden zu können, müßten diese Luftmassen nochmals und merklich höher aufsteigen oder angehoben werden, als sie es beim Überfließen der Gebirgskette getan haben, und könnten dann nur geringe Mengen liefern. Ergiebige Regenwetterlagen sind in diesem Gebiet ganz selten; denn sie erfordern eine Wasserdampfzufuhr aus Norden oder Osten — das Polargebiet im Süden ist wasserdampf arm —, und das kann nur geschehen, wenn eine anormale Zirkulation die sprichwörtlich beständige Westwindzirkulation („roaring forties“) für einige Zeit unterbricht. Meist vergehen mehrere Jahre, bevor solch ein Fall eintritt.



A = Hoch B = Tief

Abb. 2: Mittlerer Luftdruck im Januar 1901—1950
(auf Meeresspiegel reduziert)

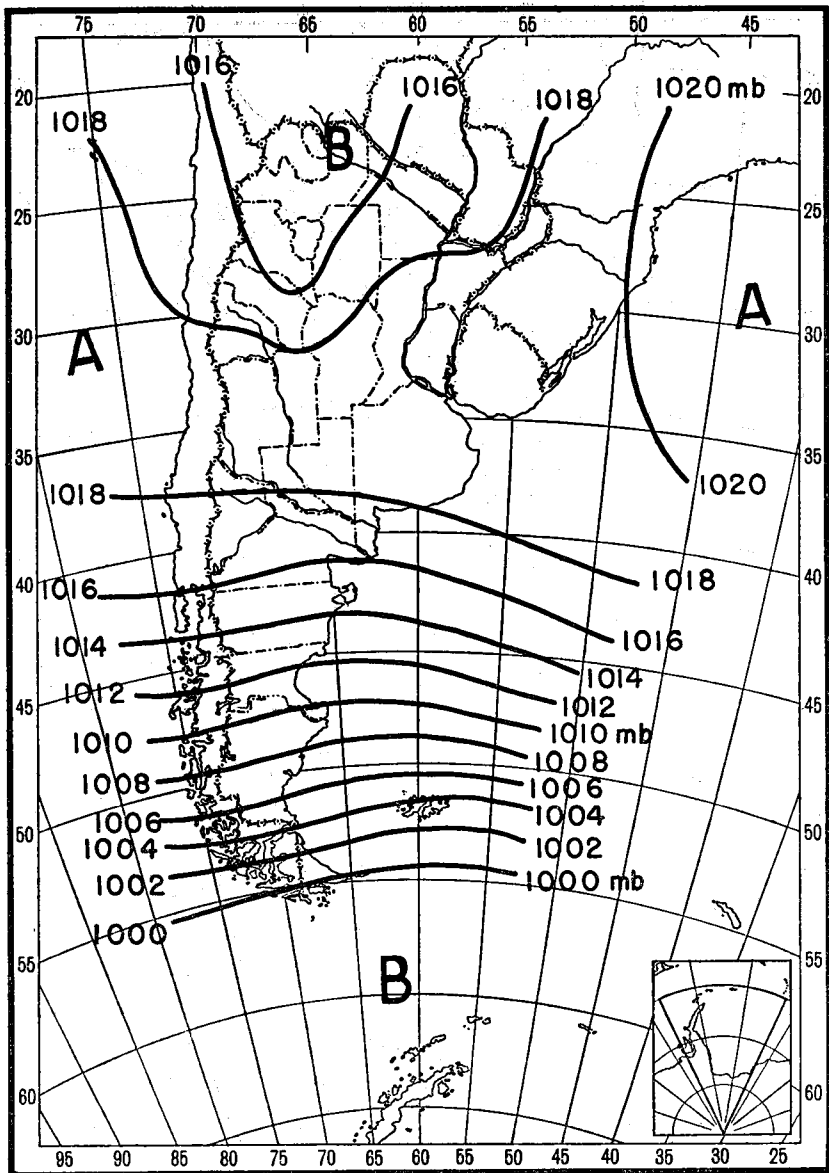


Abb. 3: Mittlerer Luftdruck im Juli 1901—1950
(auf Meeresspiegel reduziert)

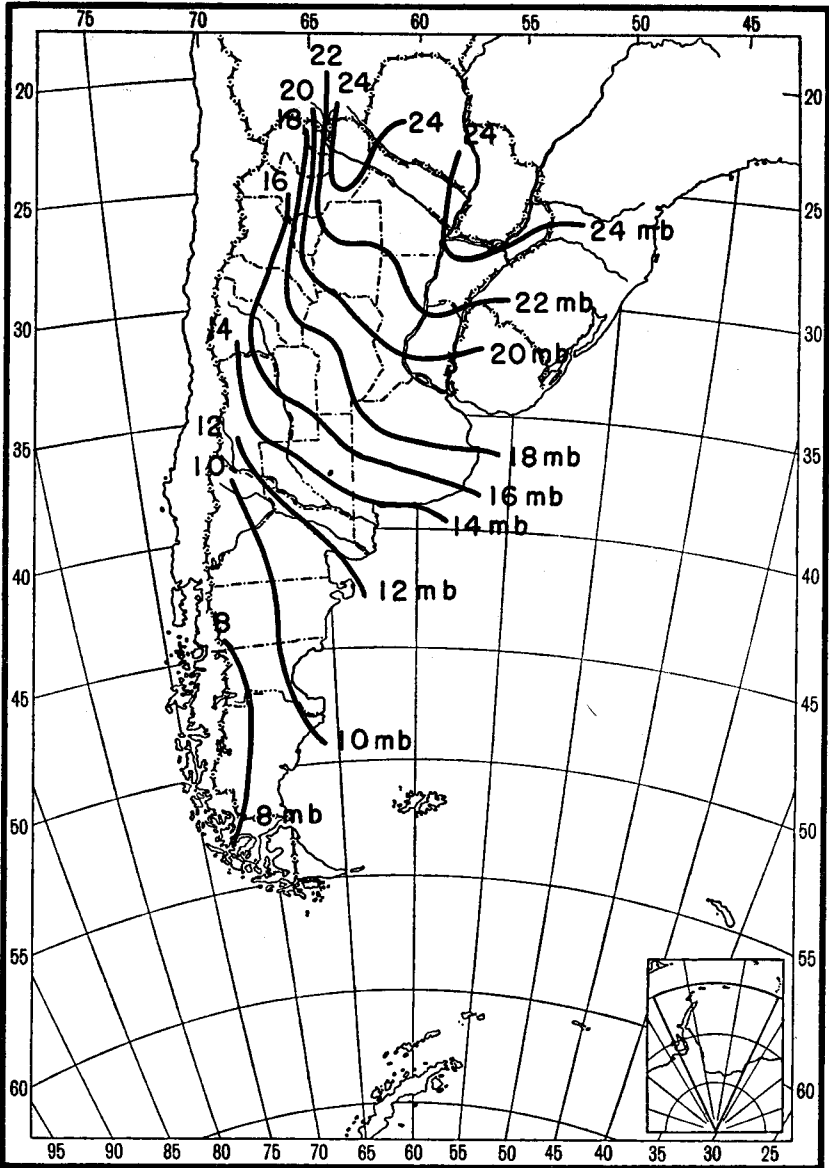


Abb. 4: Dampfdruck im Januar (Südsommer)

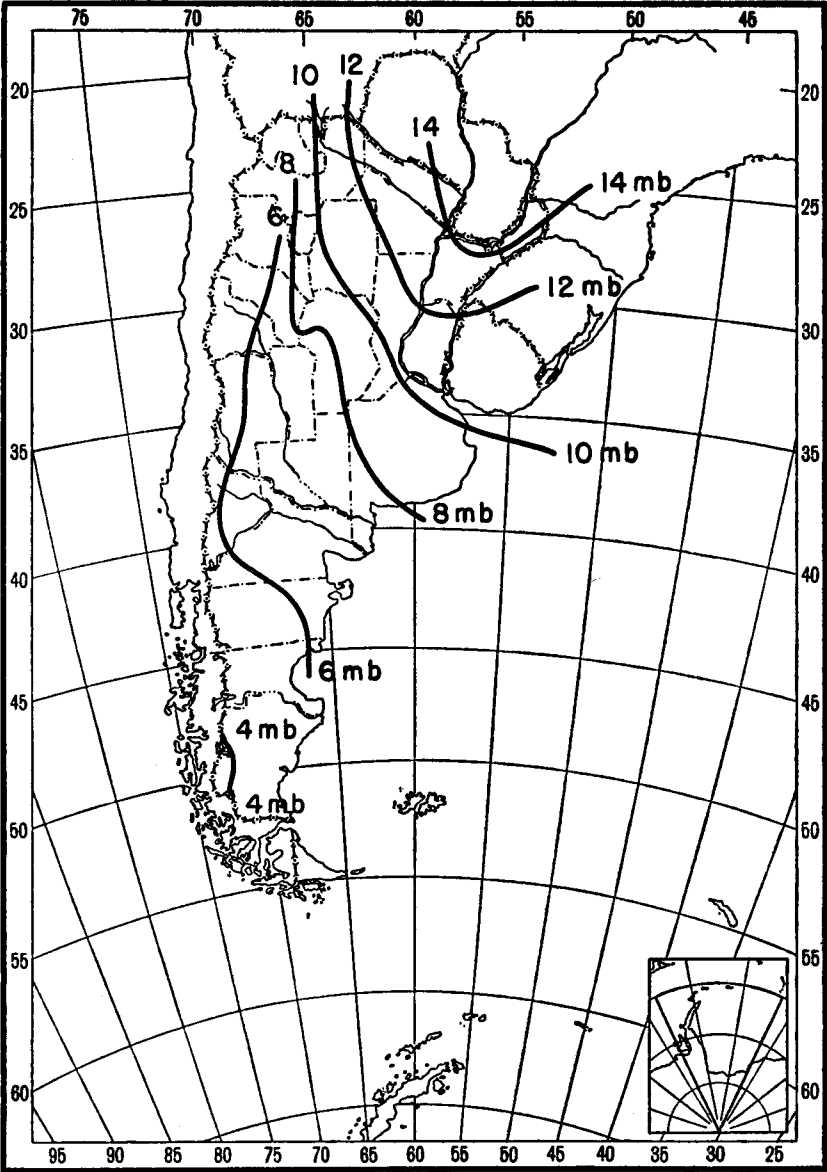


Abb. 5: Dampfdruck im Juli (Südwinter)

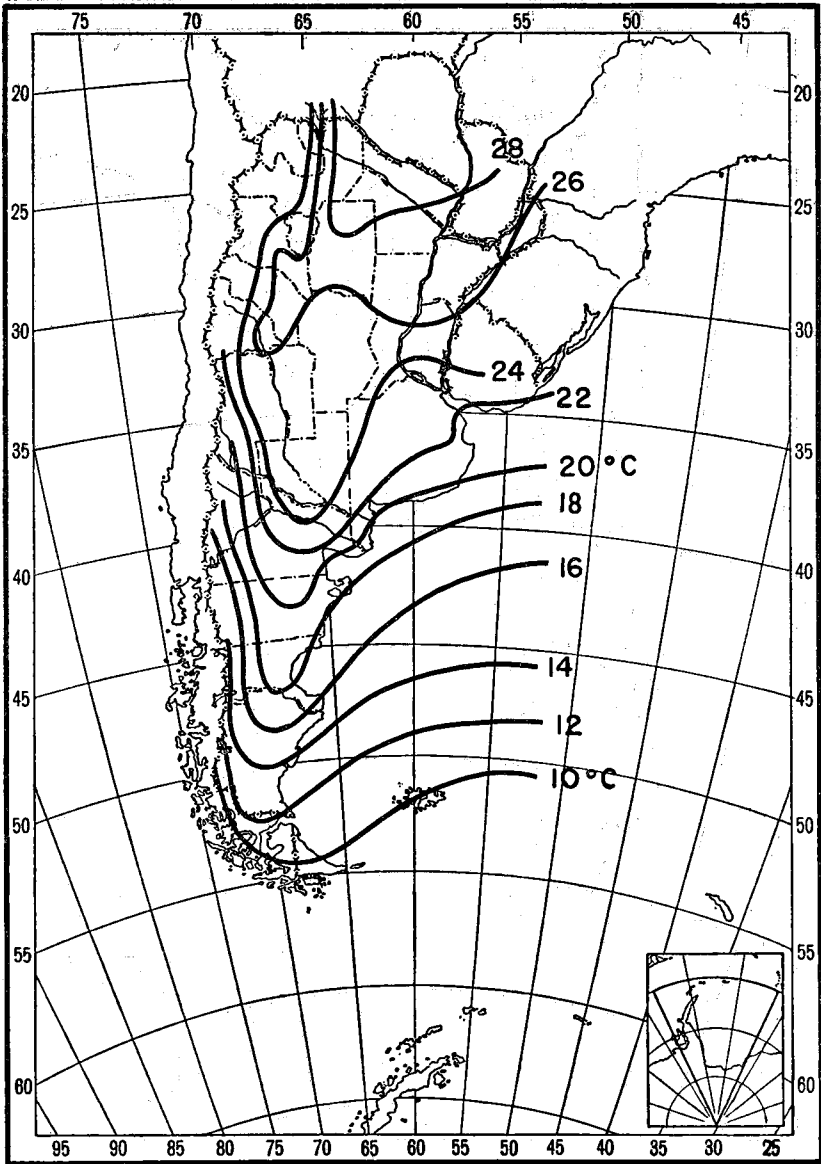


Abb. 6: Mitteltemperatur im Januar
(1901—1950)

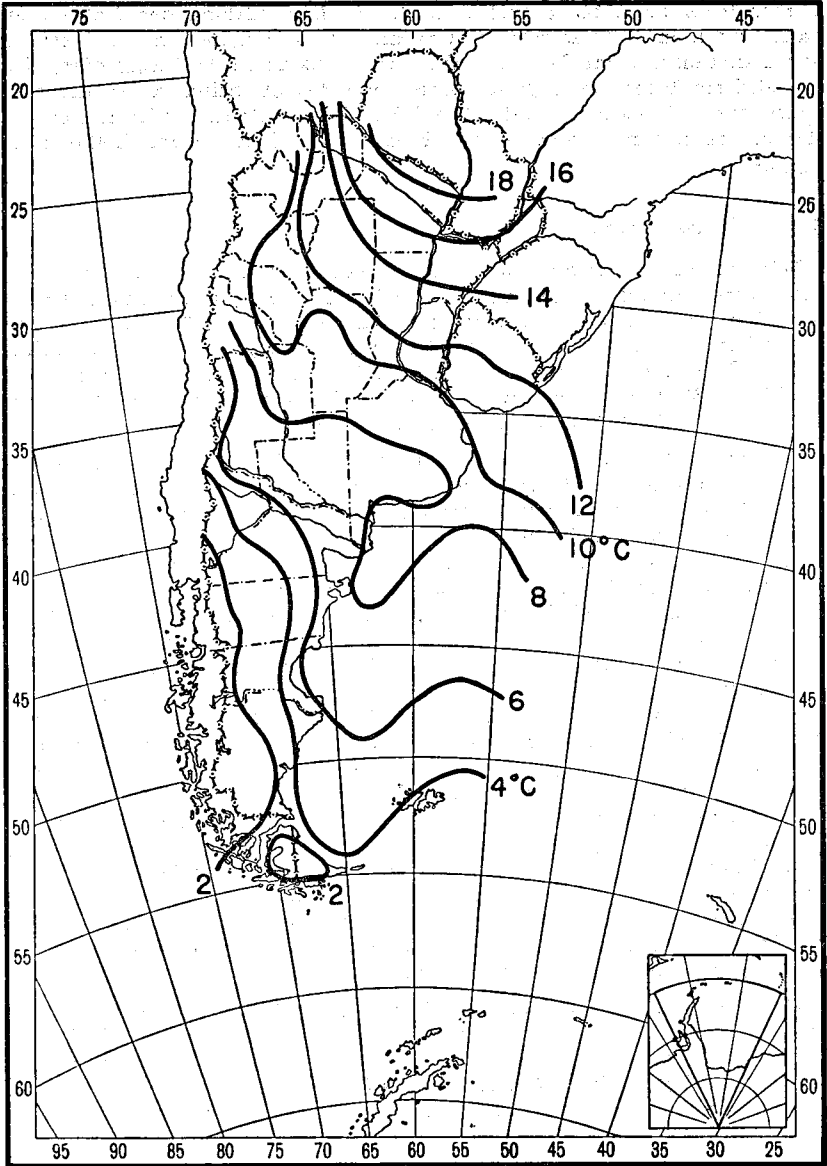


Abb. 7: Mitteltemperatur im Juli
(1901—1950)

Zur Orientierung über die Temperaturverteilung genügt ein kurzer Blick auf Abb. 6 und Abb. 7. Die Ausbuchtung der Isothermen nach Süden im Januar verdeutlicht die starke sommerliche Aufheizung der Landmassen. Im Winter haben wir, besonders in Patagonien, das umgekehrte Bild: die angrenzenden Teile des atlantischen Ozeans sind dann erheblich wärmer als das Land. Bei den Falkland-Inseln und östlich davon erkennt man auch den kühlen Falkland-Strom im Isothermenverlauf.

2. Zirkulationsschema

Wir versuchen, mit nur zwei „Stockwerken“ auszukommen. Das untere Stockwerk soll vom Boden bis 700 mb (etwa 3000 m) reichen und enthält den bei weitem größten Teil des Wasserdampfes. Wir haben zwei große Zirkulationsräder, das atlantische und das pazifische und, südlich von 44° Breite im Sommer und von 39° im Winter, einen breiten, kräftigen Westwindstrom, wie es bereits im vorhergehenden Abschnitt dargelegt wurde. Abb. 8 ist ein schematisches Bild davon.

Das obere Stockwerk soll den oberen Teil der Troposphäre, so ungefähr von 600 bis 250 mb umfassen, größenordnungsmäßig also von 4 bis 10 km reichen, den eigentlichen Tropopausenbereich aber nicht mit einbeziehen. Wir können die 400-Millibar-Fläche in 7 km Höhe als repräsentativ betrachten. Im Jahresmittel finden wir in dieser Höhe ein einziges riesengroßes Tief mit seinem Zentrum über dem Südpolargebiet. Es bedeckt fast die ganze Halbkugel, denn es reicht vom Pol bis etwa 20° Breite. In diesem großen Gebiet, das auch ganz Argentinien enthält, herrschen in der Höhe Westwinde vor. Der Streifen zwischen den Breitenkreisen 25 und 60° S ist außerdem durch großräumige, planetarische Wellen gekennzeichnet, die auch Rossbywellen genannt werden. Sie sind leichter zu erkennen, wenn man nicht eine augenblickliche, synoptische Isohypsenkarte der 400-mb-Fläche betrachtet, sondern 3- bis 5tägige Mittelkarten¹⁾. Die Erfahrung zeigt, daß 3 bis 6 solcher planetarischer Druckwellen auf der Halbkugel bestehen, die sich meist nur langsam verlagern oder sogar als stehende Wellen wochenlang an gleicher Stelle verharren. Um uns eine deutliche Vorstellung von der Großräumigkeit dieser Wellen zu verschaffen, wollen wir annehmen, daß es 4 seien und daß über Argentinien gerade ein Wellental läge. Dann beträgt der Abstand zum nächsten, ostwärts gelegenen Wellental 90 Längengrade, so daß dieses über Südafrika zu liegen kommt.

Wir verlassen nun wieder die über 3 bis 5 Tage gemittelten Karten und betrachten synoptische (augenblickliche) Karten der 400-mb-Fläche. Da finden wir dann, daß den planetarischen Wellen Serien von kurzen Wellen überlagert sind, Wellen von der Größenordnung 500 bis 1000 km, die rascher wandern und von den langen Wellen geführt oder gesteuert

¹⁾ Derartige Karten, allerdings nicht gerade für 400 mb, werden jetzt regelmäßig im Internationalen Antarktischen Forschungsinstitut in Melbourne, Australien, gezeichnet. Sie konnten aber dieser Arbeit noch nicht beigelegt werden.

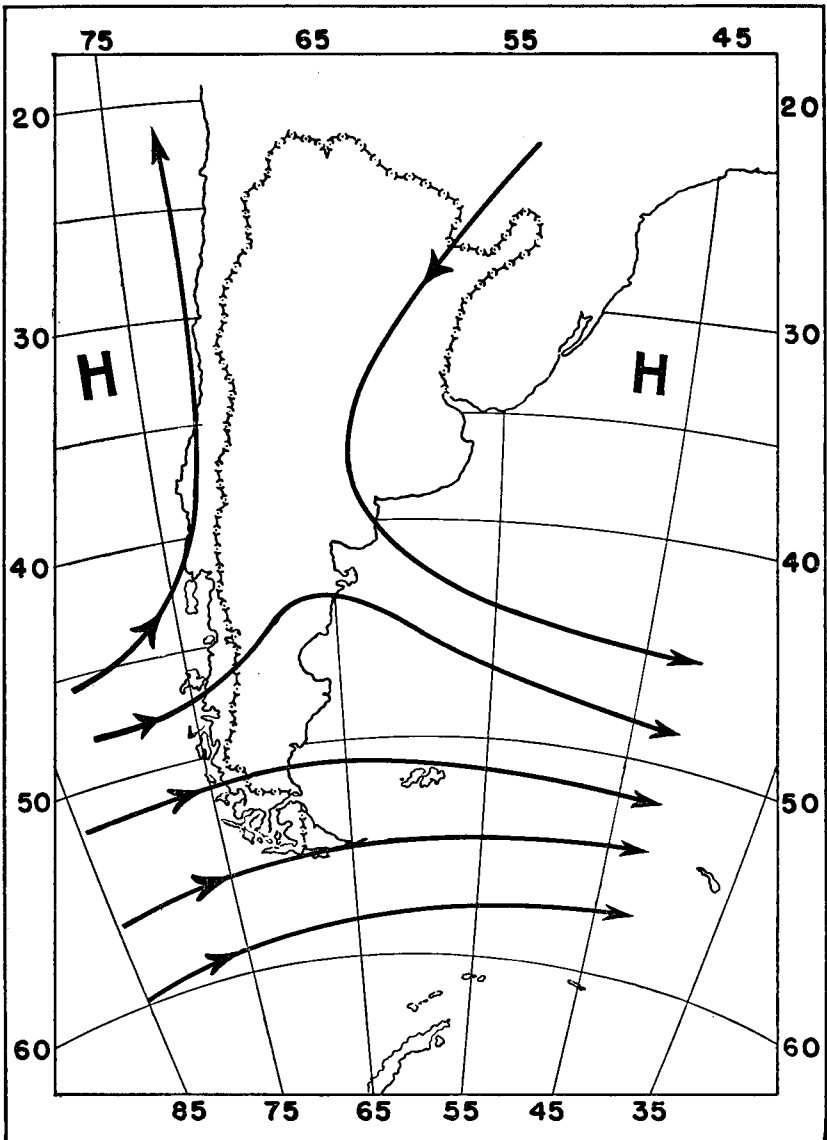


Abb. 8: Zirkulationsschema des „unteren Stockwerkes“ (vereinfacht)
 (2 Zirkulationsräder und südlich davon der Gürtel der stark
 beständigen Westwinde)

werden. Den kurzen Wellen entsprechen die gewöhnlichen wandernden Hoch- und Tiefdruckgebiete der Bodenwetterkarte. Wir erhalten damit ein Bild, wie es schematisch in Abb. 9 angegeben ist und in dem 2 Rossbywellen durch den Verlauf einer Höhenlinie der 400-mb-Fläche dargestellt werden. Die kurzen, überlagerten Wellen sind nur im ersten Ast der ersten Rossby-Welle, die vom Berg in 90° W bis zum Tal in

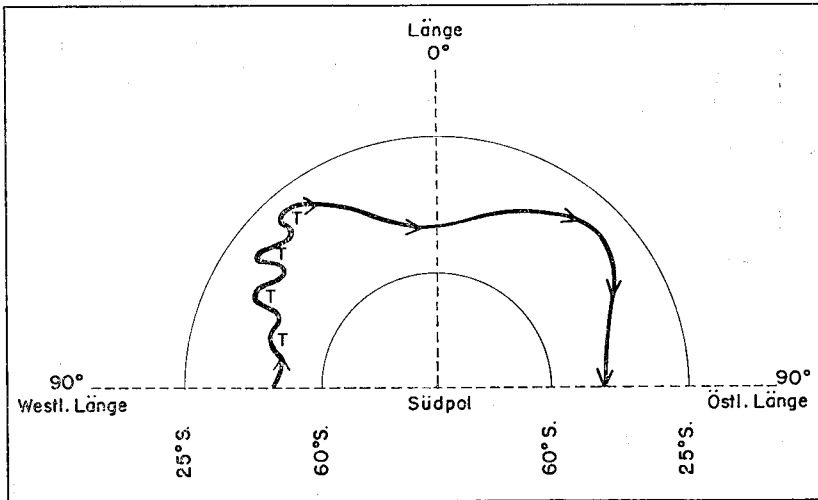


Abb. 9: Zirkulationsschema des „oberen Stockwerkes“ (vereinfacht)

90° W reicht, eingezeichnet; jeweils unter dem Buchstaben T haben wir uns ein Tief in der Bodenwetterkarte vorzustellen. Diese Tiefs wandern an der Rossbywelle entlang, und wir hätten in unserem Beispiel gerade eine Südweststeuerung, das heißt, den in Argentinien häufigsten Fall.

Wir können nun die beiden Stockwerke unseres vereinfachten Zirkulationsschemas zusammensetzen. Die Druckwellen des oberen Stockwerkes prägen sich dem Massensfeld des unteren Stockwerkes auf. Bei den kurzen Wellen ist es dann so, daß, obgleich Massendivergenzen überwiegen und somit der Bodendruck fällt und hinter dem Zentrum oder der Trogachse die Massenkongruenzen überwiegen, womit der Bodendruck steigt. Andernfalls würden die Druckgebilde sich ja nicht verlagern. Zu einer derartigen Verteilung der Luftdruckänderungen gehört aber ein Strömungsfeld, das wie folgt beschaffen ist. Auf der Vorderseite des Tiefdruckgebildes haben wir unten horizontale Strömungskonvergenz, oben Auseinanderströmen und auf der Rückseite oben Zusammenströmen und unten horizontale Strömungsdivergenz. Das erfordert Aufsteigen der Luft auf der Vorderseite und Absteigen auf der

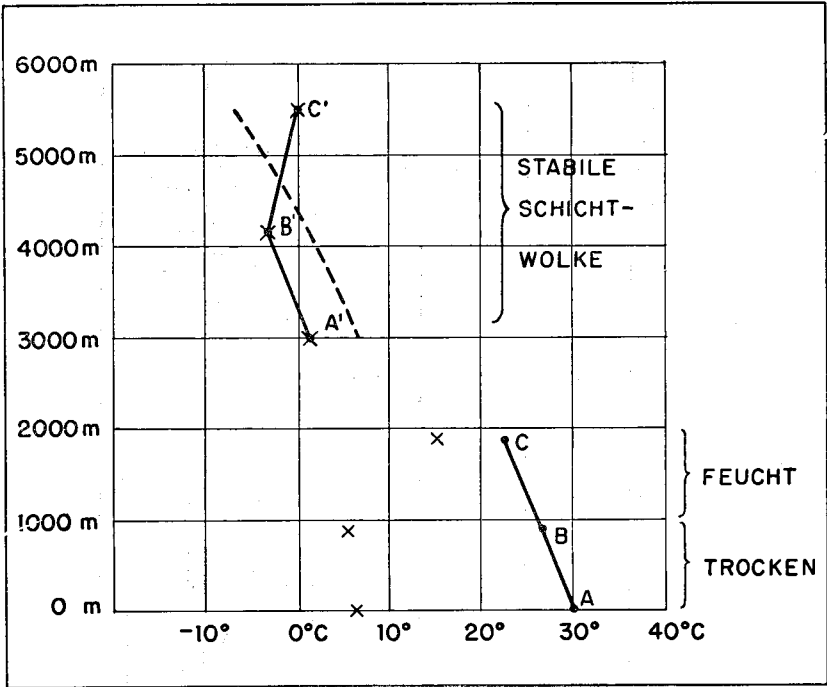


Abb. 10 a: Wirkung der Feuchteschichtung bei Hebung einer Luftschrift unten trocken, oben feucht

Rückseite. Das Aufsteigen interessiert uns aber bei der Untersuchung der Regenwetterlagen; denn es kann zur Erfüllung der anfangs genannten Bedingung 2) — hinreichende adiabatische Abkühlung im aufsteigenden Luftstrom — führen.

Zur Bedingung 1) — ausreichende Menge Wasserdampf — ist noch ein wichtiger Punkt zu betrachten. Es kommt nicht nur darauf an, daß genug Wasserdampf vorhanden ist, sondern daß er auch wie dieser vertikal verteilt ist. Wir beschränken uns darauf, zwei extreme Fälle zu betrachten: a) eine Luftschrift, die unten trocken und oben feucht ist, steigt als Ganzes auf und b) eine unten feuchte, oben trockene Luftschrift wird angehoben. Am besten verfolgt man solche Vorgänge auf irgendeinem der im Wetterdienst gebräuchlichen thermodynamischen Diagrammpapiere, wir müssen uns hier mit Abb. 10a und 10b begnügen.

Vor dem Aufsteigen soll die Temperatur der Luftschrift am Boden, wo wir einen Luftdruck von 1000 mb voraussetzen, 30 ° C betragen und in 1870 m Höhe — das ist dann bei 800 mb — 22° C sein. Die

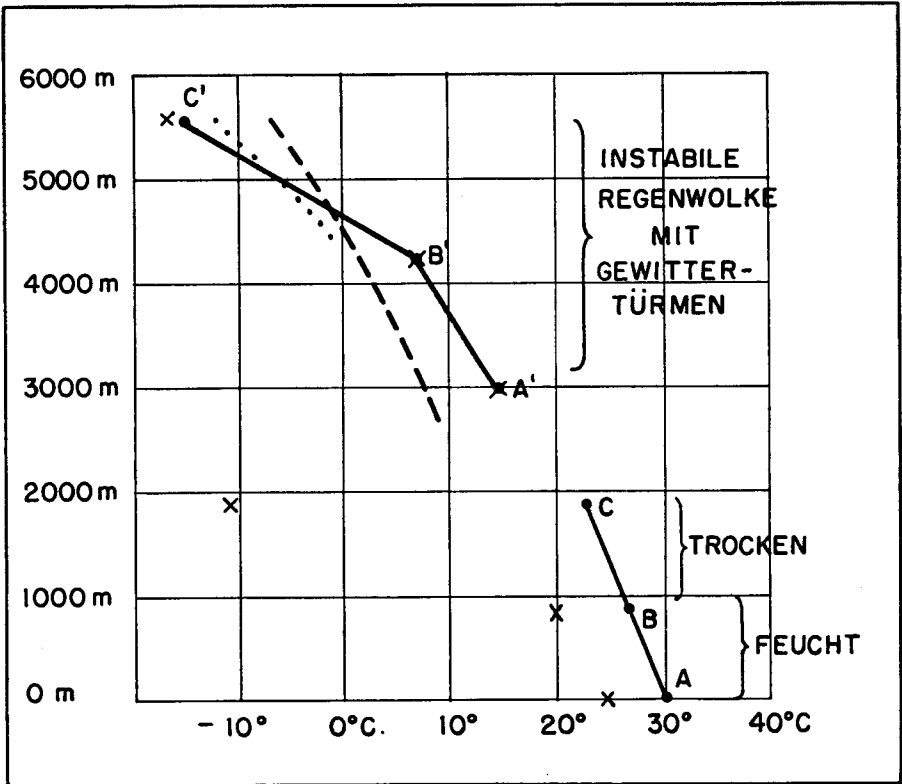


Abb. 10 b: Wirkung der Feuchteschichtung bei Hebung einer Luftschicht unten feucht, oben trocken

Temperaturverteilung innerhalb der Luftschicht ist durch die Linie ABC dargestellt. Die Feuchteverteilung wird durch die zugehörigen Taupunkte angegeben und ist durch ein in der gleichen Höhe des betreffenden Punktes eingetragenes X bezeichnet. Die ganze Luftschicht soll so aufsteigen, daß ihre Untergrenze (Punkt A) vom Meeresniveau (0 m, 1000 mb) auf 2970 m (700 mb, Punkt A') kommt. Die Obergrenze (Punkt C) verlagert sich dann von 1870 m (800 mb) nach 5520 bzw. 5600 m Höhe (500 mb, Punkt C'); denn die Gesamtmasse der Schicht, die einem Druckunterschied von 200 mb entspricht, soll erhalten bleiben.

Obwohl die Schicht in beiden Fällen vor dem Aufsteigen nicht mit Feuchtigkeit gesättigt ist und auch genau dieselbe Temperaturverteilung herrscht, ist die Wirkung des Aufsteigens völlig verschieden. Im Falle a) kühlt sich der untere Teil der Schicht stark, der obere aber wenig ab, weil die bei der bald einsetzenden Kondensation freiwerdende latente

Wärme den Abkühlungsvorgang des oberen Teiles „bremst“. Das Ergebnis ist eine stabile Schichtwolke und feiner, anhaltender Regen. Derartige Wetterlagen finden wir in Argentinien vorzugsweise in der kälteren Jahreszeit, wenn feuchte Meeresluft aus Osten ins Land strömt, sich über eine dünne Schicht trockener Landluft schiebt, und, etwa in Córdoba, vom quer zum Luftstrom gestellten Gebirge zum Aufsteigen gezwungen wird. Im Falle b) sinkt die Temperatur des oberen (trockenen) Teils der Schicht rasch, 1°C je 100 m, diejenige des unteren Teils aber langsam. Die Temperaturdifferenz zwischen Unter- und Obergrenze der Gesamtschicht wird immer größer, die vertikale Anordnung wird labil, und es treten heftige vertikale Bewegungen und Massenumlagerungen innerhalb der Schicht auf. Der Vorgang produziert starke, wenn auch kurzdauernde Schauerniederschläge, die einem ergiebigen Landregen überlagert sind. Entwicklungen dieser Art kommen in Argentinien vorzugsweise (aber nicht ausschließlich) in der warmen Jahreszeit vor. Es reicht dann die feuchtwarme Nordostluft vom Boden bis etwa 2500 m, und darüber finden wir ganz trockene West- oder Nordwestwinde. Steigt derartig geschichtete Luft nun an einer Warmfront aktiv auf, oder wird sie von einer kalten Luftmasse hochgehoben — passives Aufgleiten —, so ergeben sich die in Abb. 10 b) geschilderten Verhältnisse.

Aufsteigende Luftpakete werden meistens außerdem noch horizontal zusammengeschoben und vertikal gestreckt. Das hat zur Folge, daß die eben geschilderten Effekte, nämlich Stabilisierung im Fall a) und Labilisierung im Fall b), noch verstärkt werden.

3. Die Niederschlagsverteilung

Nunmehr können wir uns der Regenverteilung, wie sie in Abb. 11 und Abb. 12 dargestellt ist, zuwenden. Abbildung 11, die die räumliche Verteilung des mittleren Jahresniederschlags zeigt, ist absichtlich etwas schematisiert, so daß die beiden Hauptregengebiete Südchile und Südbrasilien deutlich hervortreten. Neuere Messungen haben bestätigt, daß die Höchstwerte in Südchile in der Tat ganz beträchtlich über 5000 Millimeter liegen, es handelt sich somit tatsächlich um eins der regenreichsten Gebiete der Erde. Bei der Beschreibung des vereinfachten Zirkulationsschemas — 2 „Räder“ unten, Westwind mit Wellen oben — wurde bereits gesagt, daß diese Niederschläge durch das orographische Aufsteigen der feuchten, aber kühlen Westwinde verursacht werden, die Verhältnisse somit eher der Abb. 10 a) als dem Fall b) entsprechen, und es erhebt sich die Frage: Warum sind die Jahresmengen dann soviel größer als in Südbrasilien? Die Erklärung lautet: In Südbrasilien ist zwar mehr Wasserdampf in der Luft als in Südchile, aber in Südbrasilien wird er nur gelegentlich durch Hebungsvorgänge, z. B. frontales Aufsteigen oder Wärmegewitter ausgefällt, hingegen ist der Hebungsvorgang an der patagonischen Kor-dillere dauernd wirksam.

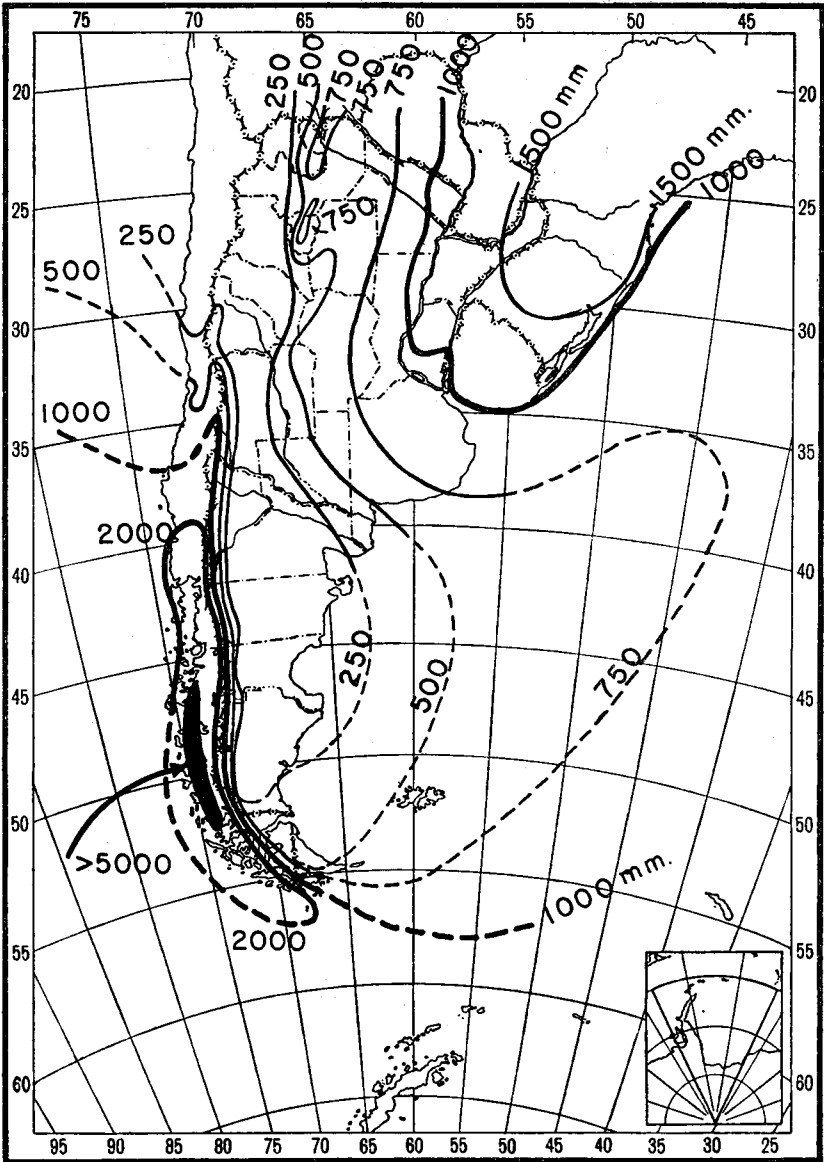


Abb. 11: Mittlere jährliche Niederschlagsmenge

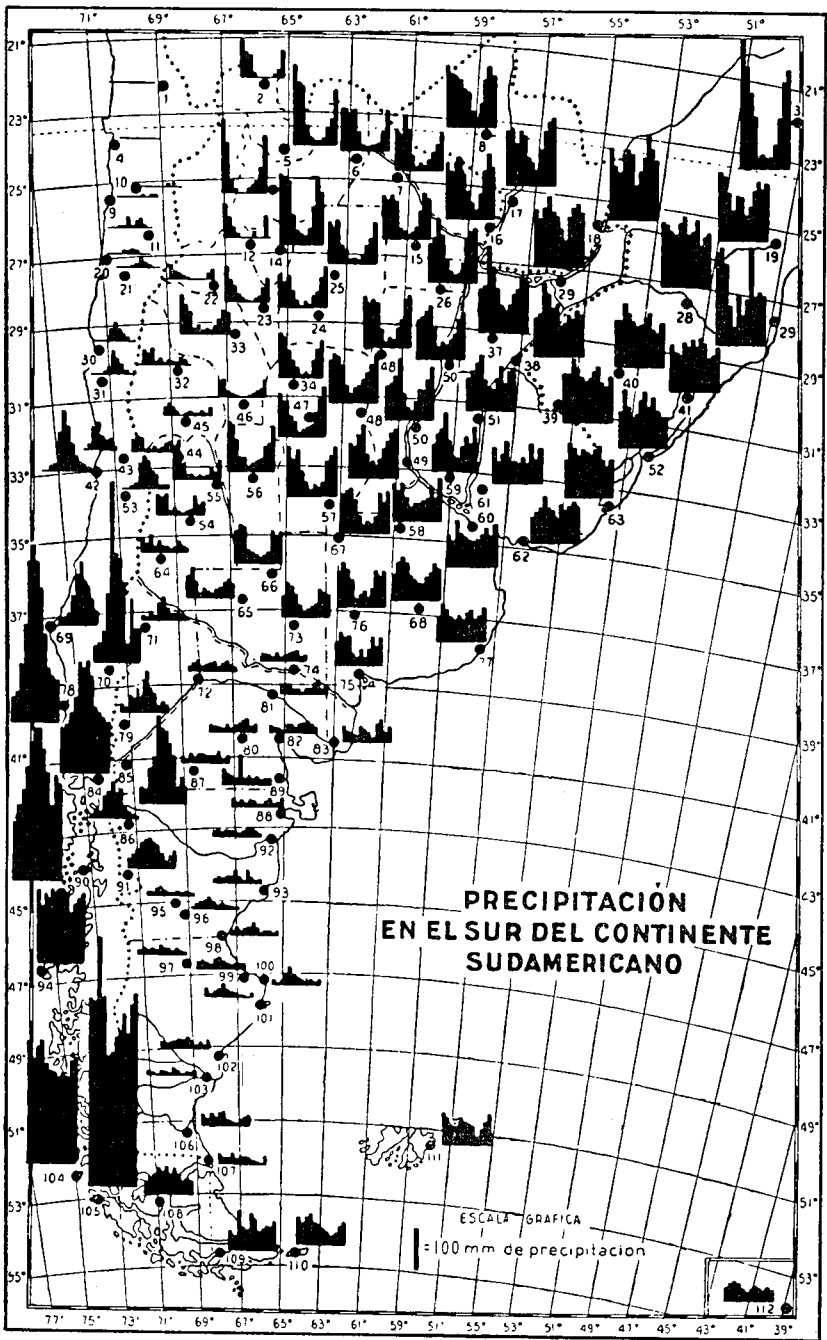


Abb. 12: Jahrgang und Verteilung der Niederschläge

Die beiden Hauptregengebiete sind durch einen Wüsten- und Steppenstreifen getrennt. Die nordchilenische Salpeterwüste ist mit dem Trockengebiet des argentinischen Teils Patagoniens durch das Trockengebiet der Provinzen San Juan und Mendoza verbunden. In Nordchile ist sogar in einer dünnen Bodenschicht einiger Wasserdampf vorhanden, aber der kalte Humboldt-Strom verursacht eine sehr stabile Schichtung der Luft, und diese strömt parallel und nicht quer zur Küste und den hohen Gebirgen. Es fehlen die Hebungsvorgänge, die Stabilität der Schichtung unterdrückt Vertikalbewegungen. Selbst wenn durch eine der „oberen Wellen“ ein Aufsteigen erzwungen wird, kommt es nur zu leichten Sprühtregen; denn die wasserdampfführende Schicht ist zu dünn, um die Bedingungen der Abb. 10b zu erfüllen. In Mendoza und San Juan gibt es zwar genügend zahlreiche und genügend hochreichende Hebungsvorgänge, es ist aber kein Wasserdampf vorhanden. Die Berge sind hier schon so hoch, daß gar kein Wasserdampf vom Pazifik kommen kann, und auch der atlantische Wasserdampf findet nur ganz gelegentlich — meist im Sommer — einen Weg bis in dieses Gebiet. Dann kann es allerdings zu sehr heftigen Gewittern und Hagelschlag kommen. Im patagonischen Trockengebiet ist zu wenig Wasserdampf vorhanden, der Föhnneffekt wirkt in allen Monaten des Jahres, Hebungsvorgänge — z. B. Frontdurchgänge — sind durchaus vorhanden, die Hebungen reichen aber nicht aus, um den noch vorhandenen Rest Wasserdampf auszufüllen. Damit sind das Vorhandensein und die Lage der Trockengebiete erklärt.

Im La-Plata-Gebiet, Uruguay, Südbrasilien, Misiones und äußersten Osten des Litorals finden wir beide Grundbedingungen — ausreichende Wasserdampfmengen und ausreichende Hebungsvorgänge — erfüllt und haben als Ergebnis reichliche Regen.

In Abb. 12 ist nun die räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung in einer Art darstellt, die der Verfasser für besonders instruktiv hält. Sie ist von W. Knoche und V. Borzacov für Argentinien entworfen worden und stellt für eine große Anzahl von Orten den Jahresgang in Histogrammform dar, das heißt in diesem Fall durch 12 aneinandergereihete schwarze, den einzelnen Monatsmittelmengen entsprechende und für das ganze Gebiet im gleichen Maßstab gezeichnete Säulen, jeweils mit Januar beginnend. Eine Nachprüfung zeigte, daß es sich lohnen würde, die gleiche Karte mit den heute verfügbaren, besser gesicherten Werten neu zu entwerfen und dabei auch einige wenige — für unsere Zwecke unwesentliche — Fehler auszumerzen, die seinerzeit dem Zeichner unterlaufen sind.

In Abb. 12 sind die beiden Hauptregengebiete und der sie trennende Trockenstreifen sofort wiederzuerkennen. Aber es zeigt sich auch eine andere wichtige Tatsache: der in Nordwestargentinien, in 27° Breite am Osthang der Anden (Punkt 14 der Karte), herrschende Jahresgang — viel Regen im Sommer, sehr wenig oder gar keiner im Winter — ist dem am Westhang der Anden, etwa in Valdivia (Punkt 78 der Karte), in 40° Breite herrschenden Regime — sehr viel Regen im Winter und wenig im Sommer — genau entgegengesetzt.

Nach all den vorhergehenden Erklärungen ist es nun leicht, die räumliche und zeitliche Regenverteilung in Argentinien zu verstehen. Wir beginnen im Nordosten. Dort sind wir der atlantischen Dampfquelle am nächsten und finden in Misiones in jedem Monat viel Regen, weil die Grundbedingungen 1 und 2 zu jeder Jahreszeit erfüllt sind. Das trifft auch für das La-Plata-Gebiet und den Ostteil der Provinz Buenos Aires zu. Westlich von diesen Gebieten, aber nördlich von 39° Breite, finden wir Sommerregen und trockene Winter. Bedingung 2 — Hebungsvorgänge — ist in allen Monaten erfüllt, aber Bedingung 1 — ausreichende Wasserdampfmenge — nur im Sommer. Wir hatten bereits erklärt, daß die sommerliche Tiefdruckrinne das Einströmen des Wasserdampfes aus Nordosten begünstigt.

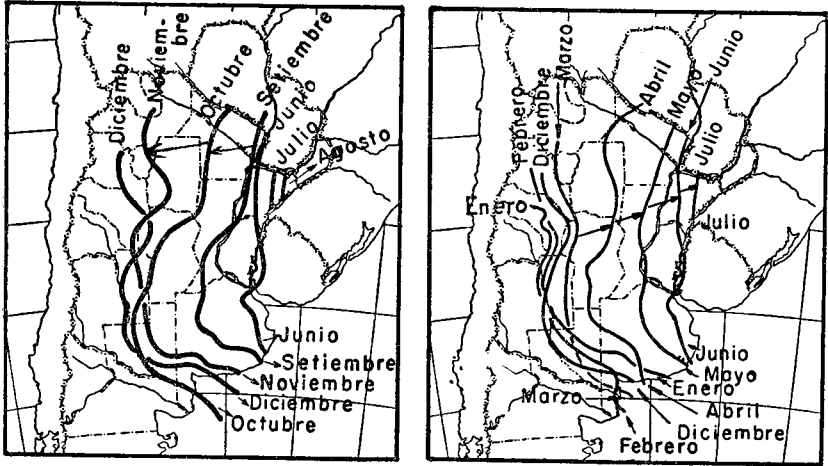
Im Nordwesten Argentiniens ist Bedingung 2, das Aufsteigen der Luft, durch die Berge besonders verstärkt, und da außerdem die Feuchteschichtung meist dem Fall b) — unten feucht, oben trocken — entspricht, sind hier die Sommerregen besonders ergiebig, und wir haben als Ergebnis ein sekundäres Maximum in der Dampfdruckverteilung Abb. 4 wie auch in der räumlichen Verteilung des Jahresniederschlags Abb. 11. Im allgemeinen nimmt aber die Jahresmenge in südwestlicher Richtung ab, und zwar in dem Maße, in dem man sich von der atlantischen Dampfquelle entfernt. Noch weiter nach Westen und Südwesten erreichen wir die bereits erklärten argentinischen Trockengebiete. Diese schließen auch die über 3500 m hoch gelegenen Hochflächen der Anden im äußersten Nordwesten Argentiniens ein. Die dort vorherrschenden Westwinde sind sehr arm an Wasserdampf, weil sie vor dem Einströmen in dieses Gebiet aus sehr viel größeren Höhen abgestiegen sind; diese Luftströme können also keine Niederschläge produzieren. Im Gegenteil, hier in der „Puna“ finden wir stärkste Verdunstung und Bildung von Salzpflanzen.

Zum Abschluß betrachten wir die Niederschläge in den patagonischen Anden. Wenn auch die Grenze zwischen Argentinien und Chile der Hauptkammlinie folgt, so hat ein schmaler argentinischer Streifen am Osthang doch sehr große Niederschlagsmengen mit dem gleichen Jahresgang, wie ihn die chilenischen Stationen in gleicher geographischer Breite am Westhang zeigen. Das kommt daher, daß der regenbildende Vorgang (orographische Hebung) nicht genau über der Kammlinie aufhört, sondern noch etwas nach Osten zu übergreift, ähnlich wie die Schneewächten nach der Leeseite zu überhängen. Südlich von 44° Breite finden wir in Westpatagonien in jedem Monat sehr starke Niederschläge, weil dieses Gebiet dauernd in der Zone der starken Westwinde liegt. Die patagonischen Anden zwischen 37° und 44° Breite hingegen haben nur im Winter sehr starke Niederschläge, weil das Westwindgebiet sich dann äquatorwärts verlagert oder, besser gesagt, verbreitert hat.

In der Höhe kann man die winterliche Ausweitung der Westwinde äquatorwärts besonders deutlich in der von W. Schwerdtfeger bearbeiteten Veröffentlichung (16) verfolgen. Da finden wir die stärksten Westwinde

im Sommer in der Höhe der 200-mb-Fläche (12 km) in 40 ° Breite mit 64 Knoten als mittlerer Geschwindigkeit und im Winter, ebenfalls in 200 mb, aber in 30 ° Breite und mit 72 Knoten.

Es ist wiederholt darauf hingewiesen worden, daß die atlantische Dampfquelle im Winter nur den Nordosten und Osten Argentiniens beliefert und die feuchtwarme Luft nur im Sommer nach Westen und Südwesten vordringen kann. Verfasser hat einen Versuch gemacht, das



a) Frühjahr

Die Regen breiten sich nach dem Westen aus.

b) Herbst

Die Regen ziehen sich nach dem Osten zurück.

Abb. 13: Verlagerung der mittleren Monatsisohyete 60 mm

auch anders als in Abb. 12 kartennmäßig anschaulich darzustellen. Zu diesem Zwecke wurde eine bestimmte Monats-Isohyete (Linie gleicher Monatsmenge des mittleren Niederschlags), im vorliegenden Falle die 60-mm-Linie, ausgewählt und deren Verlagerung im Verlauf des Jahres verfolgt. Abb. 13 a) und b) zeigt, wie diese 60-mm-Linie sich im Frühjahr (September, Oktober, November) von Nordostargentinien nach Westen zu bis an die Anden vorschiebt, dort den Sommer über liegen bleibt und im Herbst (März, April, Mai) sich wieder nach Nordosten zurückzieht, um dort den Winter über zu verharren.

II. Niederschlag bringende Wetterentwicklungen

1. Vorgänge und Zugstraßen

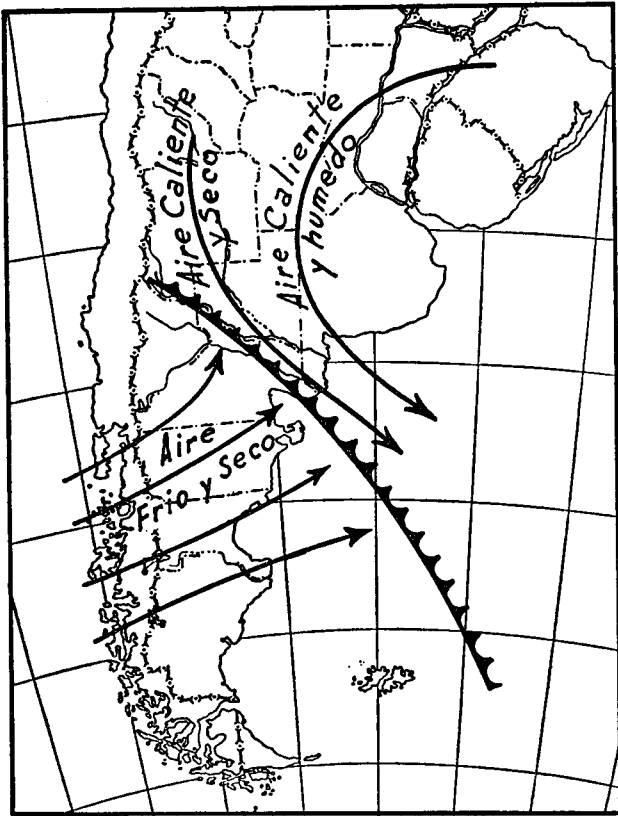
Kaltfronten. Als erstes haben wir die Kaltluftvorstöße zu nennen. Im Mittel kommen etwa 80 Kaltluftvorstöße in einem Jahre vor. Es handelt sich fast ausschließlich um subpolare Kaltluft, die, wie bereits erwähnt, einen langen ozeanischen Weg an der polaren Seite des pazifischen Hochs zurückgelegt hat, dann nach Patagonien gelangt und von dort nordostwärts vordringt. Im Winter, wenn das Maximum der hohen Westwinde (16) im Mittel in 30° Breite liegt, erreichen die Vorstöße häufig den äußersten Norden Argentinien und überschreiten auch gelegentlich die Nordgrenze des Landes. Im Sommer — hohes Westwindmaximum in 40° Breite — reichen die Vorstöße nicht so weit nach Norden, und die Stoßkraft ist ziemlich häufig schon über dem südlichen Litoral erschöpft. Die Kaltluft fließt dann bald wieder nach Süden zurück und erwärmt sich rasch. Diejenige Wettererscheinung, die in Argentinien am häufigsten Niederschlag erzeugt, ist also der Durchgang von Kaltfronten. Dabei dürfen wir nicht vergessen, daß die Hauptmenge des Niederschlags bei einem Kaltfrontdurchgang nicht aus der vordringenden Kaltluft stammt, sondern aus der verdrängten, hochgehobenen Warmluft, und daß die Niederschlagsmenge somit wesentlich vom Dampfgehalt und der Feuchteschichtung in der Warmluft abhängt. Ein weiterer wichtiger Faktor ist, wenn ein bestimmter Ort betrachtet wird, die Verlagerungsgeschwindigkeit der Front; denn davon hängt es ja dann ab, ob der Regen lange dauert oder ob es nur kurze Zeit regnet.

Höhenkaltfronten. Sie stellen insofern eine argentinische Besonderheit dar, als nur an sehr wenigen anderen Stellen der Welt eine geschlossene hohe Gebirgsmauer quer zum allgemeinen Weststrom steht. Nördlich von $37,5^\circ$ Breite ist die Andenkette so hoch, daß sie das „untere Stockwerk“ unseres vereinfachten Zirkulationsschemas vom „oberen Stockwerk“ völlig abtrennt. Das hat zur Folge, daß das normale Zusammenspiel von oberen und unteren Druckwellen gestört ist. So kann ein oberes Wellental, welches in seiner West-Ost-Verlagerung die Anden kreuzt, nicht mehr durch kühle, untere Luftmassen „unterbaut“ oder „kompensiert“ werden. In den Provinzen San Juan und Mendoza kommt es dann gelegentlich vor, daß in der Höhe, oberhalb von 4000 m, Kaltluft frontartig aus westlicher oder südwestlicher Richtung einbricht und eine plötzliche starke Labilisierung der mittleren Troposphäre verursacht. Ist nun zufällig auch noch wasserdampfreiche Luft unten bis in diese beiden, normalerweise trockenen Provinzen vorgedrungen, so erzeugt dieses Zusammentreffen außerordentlich heftige Gewitter und Hagelschläge. Es ist damit eine zwar seltene, aber besonders heftige und typisch argentinische Regenwetterlage beschrieben worden.

Regenfronten. Es handelt sich nicht um wahre Fronten, also Grenzschichten zwischen zwei verschiedenen Luftmassen, sondern um Pseudofronten, die in ein und derselben Luftmasse entstehen und meistens nach 12 bis 24 Stunden wieder vergehen. Für die argentinischen Regenwetterlagen sind besonders zwei Fälle charakteristisch. Für die erste Art ist bezeichnend, daß die normale Nordwestströmung der Warmluft vor einem Kaltluftvorstoß dabei nicht einheitlich ist, sonder aus einem trockenen und einem feuchten Zweig besteht, so wie es Abb. 14 darstellt. Die wahre Kaltfront kann sehr schwach sein oder sogar liegenbleiben, sie ist unwesentlich für den Vorgang selbst und gibt nur einen letzten Anstoß. Die Entwicklung setzt an der Grenze zwischen der parallel strömenden trockenen und feuchten Warmluft an. Dort bildet sich ein Regengebiet mit ergiebigen Niederschlägen, bei geeigneter Vertikalschichtung auch mit Gewittern, und vergrößert sich rasch in Richtung der Feucht-Trocken-Grenze. Dieser Regenstreifen verlagert sich dann nordostwärts, und seine vordere Begrenzungslinie zeigt beim Durchzug alle Merkmale eines Kaltfrontdurchgangs als da sind: Winddrehung, Temperatursturz, Druckfall vor und Anstieg nach Durchgang der Pseudofront, vorwiegend postfrontaler Niederschlag usw., nur eben keinen Luftmassenwechsel; denn der Taupunkt bleibt konstant, und bald nach Aufhören des Niederschlags kehrt auch die Temperatur auf ihren ursprünglichen Warmluftwert zurück. Die Verwandtschaft mit präfrontalen Böenlinien ist unverkennbar, nur daß die wirkliche Kaltfront bei diesen Pseudofronten häufig gar nicht nachrückt, die Regenfront sich also selbständig gemacht hat und von der Pampa bis zum Norden des Landes, über 1000 km, fortschreitet.

Die zweite Art der Regenfronten entsteht gänzlich innerhalb von bedingt labil geschichteten (unten feucht, oben trocken) Warmluftmassen, vorwiegend im Sommer. Die Einstrahlung läßt irgendwo ein Wärmegewitter entstehen. Wegen des hohen absoluten Wasserdampfgehaltes sind die Niederschläge kräftig und die Bildung des Kaltluftberges unter der Gewitterwolke besonders ausgeprägt. Diese örtlich gebildete Kaltluft breitet sich seitlich aus, stößt energisch nach allen Seiten am Boden entlang vor und hebt die vorliegende labile Warmluft dabei an, wodurch neue Gewitter erzeugt werden, die ihrerseits wie das erste wirken. Wir haben also einen Fall von selbstverstärkender Kettenreaktion vor uns. Er breitet sich vorzugsweise nach Osten und Norden aus, es sind aber auch Fälle beobachtet worden, in denen von einem Zentrum aus sich das Regengebiet kreisförmig nach allen Seiten verlagerte und einen fast geschlossenen Ring bildete. Die Linie, die die Vorderseite eines solchen fortschreitenden „autakonvektiven“ Regengebiets begrenzt, eben unsere Regenfront zweiter Art, hat genau wie bei der ersten Art alle Merkmale einer Kaltfront, ist aber keine, denn der ganze Vorgang vollzieht sich innerhalb ein und derselben bedingt labil geschichteten Warmluftmasse. Man erlebt dabei etwa folgendes: An einem schwülen, drückend heißen Sommertag mit besonders „stechender“ Sonne sieht man von Süden oder Westen her eine dicke schwarze Gewitterwand heranziehen. Der Donner ist überraschenderweise noch

nicht hörbar, sondern wird es erst, wenn die Front fast senkrecht über einem ist, dann aber grollt es pausenlos. Die Gewitterfront ist scharf ausgeprägt und setzt schlagartig mit heftigen Windböen ein. Der Regen ist sehr stark, es gießt wie mit Kübeln, die Sicht ist zeitweise



- Aire frio y seco = Trockene Kaltluft
- Aire caliente y seco = Trockene Warmluft
- Aire caliente y humedo = Feuchte Warmluft

Abb. 14: Wetterlage, welche die Bildung einer „Regenfront“ begünstigt

auf nur 20 Meter beschränkt, und meist prasseln dazu die Hagelkörner herunter. Der wildeste Aufruhr dauert vielleicht nur 15 bis 30 Minuten und bringt in dieser kurzen Zeit 15 bis 30 mm Niederschlag; in den nachfolgenden 1 1/2 Stunden kommen noch vereinzelt kleine Regenfälle

als Nachzügler vor, und rund 3 Stunden nach Beginn ist bereits alles vorüber. Der gewöhnliche „Mann von der Straße“ ist verärgert und tief enttäuscht, denn er hatte einen Witterungswechsel, die langersehnte Abkühlung erwartet. Trotz der eindrucksvollen „frontalen“ Regenfälle gab es aber keinen Wetterumschwung, es ist nach wie vor drückend heiß, meist sogar noch schwüler als vorher, weil nun auch noch der Wasserdampf vom feuchten Boden aufsteigt.

Solche Pseudofronten sind 200 bis 600 km lang, und wir haben im Gebiet der stärksten Regen dreistündige Drucktendenzen von über 8 mb beobachtet. Es bilden sich gleich hinter der Pseudofront ganz charakteristische Hochdruckgebiete aus, die genau im Gebiet der stärksten Regenfälle entstehen, mit dem Regengebiet wandern und sofort zerfallen, wenn der regenbildende Vorgang sich erschöpft hat. Diese Hochdruckgebiete sind also nicht mit Schönwetterlagen verbunden, sondern mit Schlechtwetter und werden im synoptischen Wetterdienst in Buenos Aires als „Regen-Hoch“ bezeichnet.

Warmfronten. Deutliche Warmfrontdurchgänge werden am Boden merklich seltener beobachtet als Kaltfront passagen. Im La-Plata-Gebiet und südlichen Litoral gibt es im Jahresmittel rund 80 Kaltfrontpassagen, aber nur etwa 20 deutliche Warmfronten. Die Warmfronten bringen im allgemeinen mehr Regen als die Kaltfronten, weil der Regenfall intensiver ist und außerdem auch länger anhält. Im Gegensatz zum typischen mitteleuropäischen Landregen ist der gleichförmige Anteil des argentinischen Warmfrontregens intensiver, und diesem sind dann noch kräftige Schauer überlagert. Eine gar nicht so seltene, nur scheinbar widerspruchsvolle Wetterlage kurz vor dem Durchgang einer Warmfront ist folgende: fast windstill, dichter Nebel (Sicht 50—200 m), nicht ganz gleichförmiger, mittelstarker, warmer Regen, rasche Aufeinanderfolge starker Blitze direkt über dem Beobachter, aber kein Donner hörbar. Man beobachtet also gleichzeitig deutliche Anzeichen für stabile Luftschichten (Nebel) wie auch für instabile Anordnung (Gewitter). Die erstere beschränkt sich auf die unteren Schichten der Troposphäre, die letztere auf die mittleren und hohen Schichten. Den Donner hört man nicht, weil die Temperatur- und Windschichtung so geartet ist, daß die Schallstrahlen frühzeitig umgebogen werden; das heißt: sie verlaufen horizontal, bevor sie den Erdboden erreicht haben.

Zur Gewittertätigkeit der Warmfronten in Argentinien sei noch bemerkt, daß die Aktivität sich in der Regel zweimal verstärkt: am späten Nachmittag, nach der stärksten Aufheizung des Bodens durch die Sonneneinstrahlung, und vor Sonnenaufgang, dieses vermutlich wegen der zusätzlichen Labilisierung durch Abkühlung der Wolkenoberfläche infolge von Strahlungsverlusten (Ausstrahlung) während der Nacht.

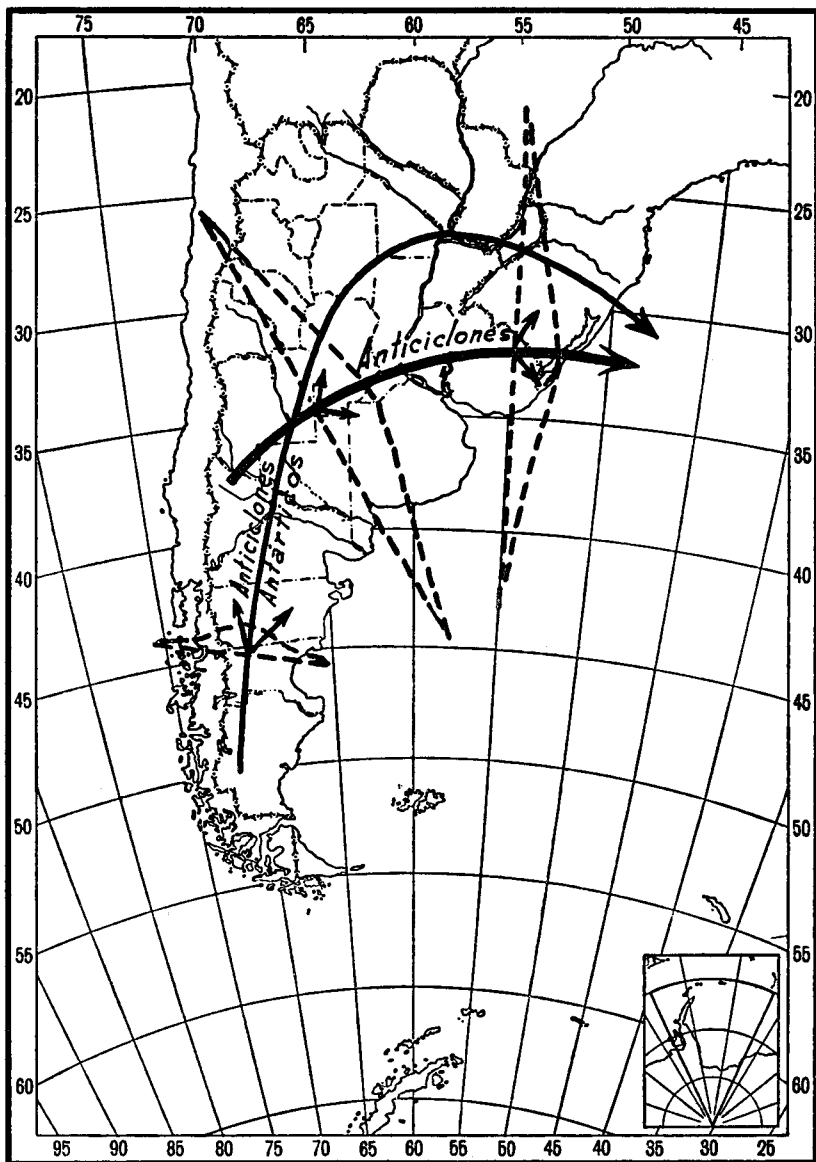
Instabilitätsfronten. Ein regenbringender Vorgang, der unzureichend definiert ist. Man kann nur feststellen, daß mit dem frontartig angeordneten Regen ein wirklicher Luftmassenwechsel eintritt und daß

es nicht das Anheben der Warmluft durch die vorstoßende Kaltluft ist, was den Regen verursacht, sondern eine davon unabhängige, aber frontale Labilisierung der mittleren und/oder oberen Schichten.

Kaltlufttropfen. Es handelt sich um Kaltluftkörper von etwa 500 km Durchmesser, die in der mittleren und oberen Troposphäre gelegentlich vorkommen. Diese Kaltluftkörper haben keine Verbindung mehr zur weiter polwärts gelegenen kälteren Luft, sondern sind allseitig von Warmluft umgeben. Weder im Temperaturfeld der unteren Schicht noch im Isobarenverlauf der Bodenwetterkarte sind sie zu erkennen. Ihre Zugbahnen sind häufig ganz unregelmäßig, und sie erzeugen manchmal auf ihrer Vorderseite mäßige bis schwache Regenfälle, die aus einer Schicht mittelhoher Wolken ausfallen. In Argentinien finden wir Kaltlufttropfen meistens in der kühleren Jahreshälfte und vorwiegend zwischen 30 und 40 ° Breite; sie treten nicht besonders häufig auf.

Sonstige regenbildende Vorgänge. Es sollen nur kurz einige aufgezählt, aber nicht näher beschrieben werden, weil sie keinerlei besondere „argentinische“ Merkmale aufweisen. Die konvektiven Regen- oder Gewitterschauer und sommerlichen Wärmegewitter sind wohl stärker und hochreichender als in Mitteleuropa, aber im übrigen gleicher Art. Küstenschauer (kühle Luft ist über etwas wärmeres Meer geflossen und trifft auf eine Küste) finden wir besonders gut an der Südostküste der Provinz Buenos Aires ausgeprägt. Für turbulent-konvektive Regen ist eine Stratokumulusdecke bezeichnend, sie sind auch hier schwach und wenig ergiebig. Wenn hingegen das Aufsteigen der Luft nicht durch die mechanische Reibungsturbulenz, sondern durch Zusammenströmen der Luft (Strömungskonvergenz) oder orographisch bedingt ist, hängt das Ergebnis, wie wir bereits gesehen haben, ganz wesentlich vom absoluten Wasserdampfgehalt und von der Feuchte-Schichtung ab. Im Vergleich zu Mitteleuropa können wir sagen, daß solche Regenwetterlagen (z. B. Stauregen) im Mittel in Argentinien von kürzerer Dauer, dafür aber intensiver sind und leichter zur Labilisierung (Schauer, Gewitter) führen.

Zugstraßen der Hoch- und Tiefdruckgebiete. In den Abbildungen 15—18 sind die wichtigsten Zugstraßen dargestellt. Die Dicke der Pfeile ist nicht proportional der Häufigkeit, sondern bezeichnet qualitativ den Grad der Wichtigkeit für Regenwetterlagen. Die Häufigkeit und Streuung der Zugstraßen wird durch die gestrichelten Kurven angegeben. So bedeutet z. B. in Abb. 15 die gestrichelte Kurve, die einer gestrichelten Basisgeraden aufgesetzt ist, welche zufällig mit dem 55. Längengrad zusammenfällt, daß die Hauptzugbahn der gewöhnlichen wandernden Hochdruckgebiete im Mittel der 3 Wintermonate durch Uruguay führt, und daß die Abweichungen von dieser mittleren Bahn so sind, daß die durch Misiones führenden Bahnen nur halb so häufig erscheinen wie die uruguayischen. Die kleinen, kurzen Pfeile schließen alle Zugrichtungen ein, die im Verlauf von 5 Jahren für den jeweiligen Zugbahntyp



Die gestrichelt umschlossenen Flächen sind wie Häufigkeitskurven zu lesen; sie geben die Häufigkeit an, mit der eine einzelne Zugbahn von der mittleren Zugbahn abweicht. Die kurzen Pfeile begrenzen die Richtungen, in denen einzelne Zugrichtungen von der mittleren Zugrichtung abweichen können.

Abb. 15: Hauptzugbahnen der Hochdruckgebiete im Winter
(Juni, Juli, August)

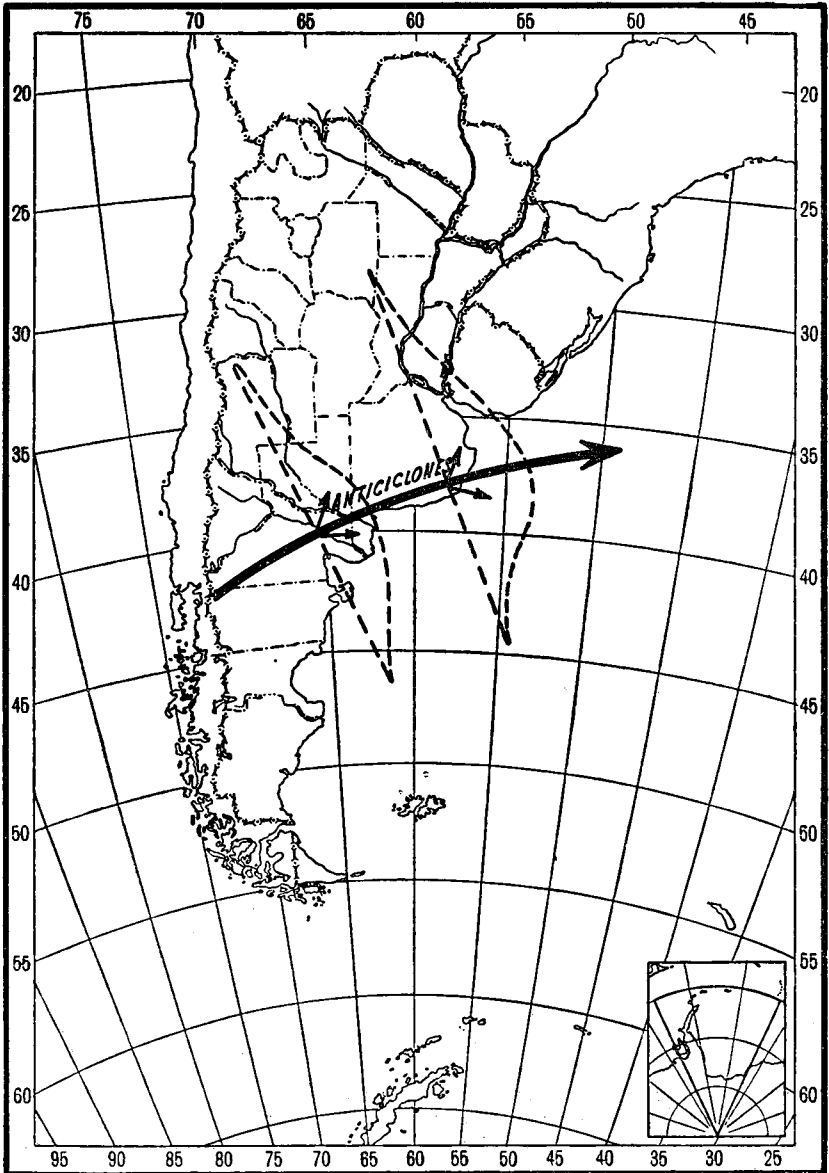
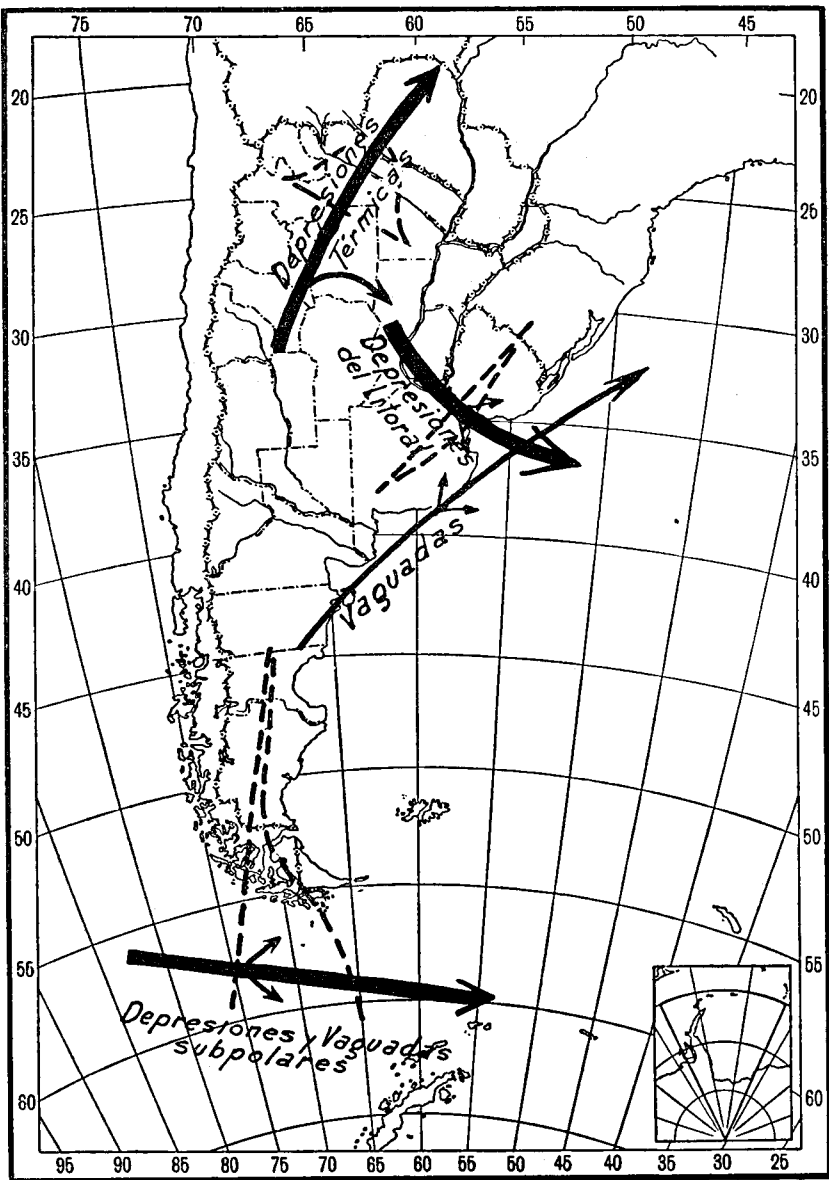


Abb. 16: Hauptzugbahnen der Hochdruckgebiete im Sommer
(Dezember, Januar, Februar)



Depresiones Térmicas = Thermische Tiefs; Depresiones del Litoral = Litoralzyklonen; Depresiones y Vaguadas subpolares = Subpolare Tiefdruckzentren und Tief-Ausläufer; Vaguadas = Tiefdruck-Rinnen oder -Ausläufer

Abb. 17: Hauptzugbahnen der Tiefdruckgebiete im Winter
(Juni, Juli, August)

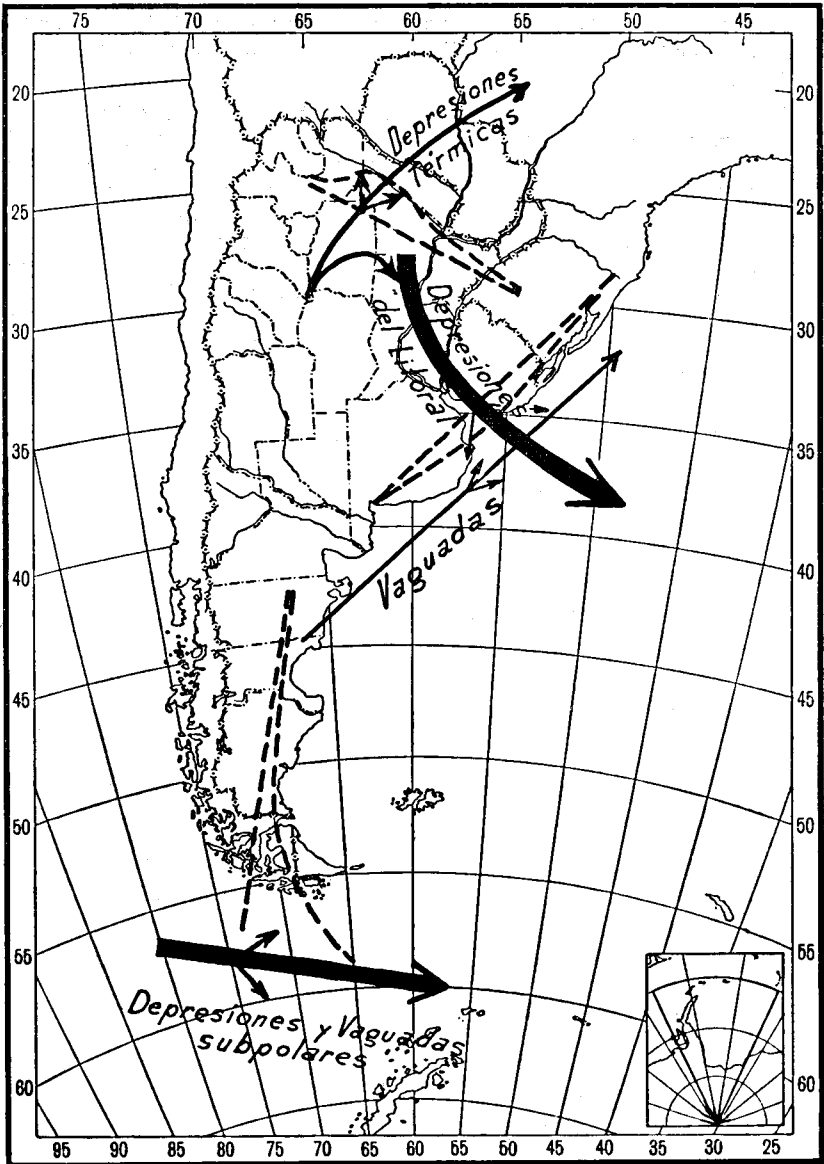


Abb. 18: Hauptzugbahnen der Tiefdruckgebiete im Sommer (Dezember, Januar, Februar)

beobachtet worden sind, gewissermaßen die Grenzwinkel, bis zu denen die im Einzelfall beobachteten Zugrichtungen von der mittleren Zugrichtung abweichen können.

Die Hauptzugbahn der Hochdruckgebiete entspricht sowohl im Sommer wie im Winter der häufigsten Großwetterlage, das ist Südweststeuerung, bei der das Tal der planetarischen Druckwelle östlich von Argentinien auf dem Südatlantik liegt. Vom pazifischen permanenten Hoch spaltet sich eine Zelle ab, zieht nach Nordosten und gliedert sich dem permanenten Südatlantik-Hoch an. Zugehörig zu diesem Vorgang ist jeweils einer der etwa 80 gewöhnlichen Kaltluftvorstöße. Wenn wir die Winterkarte mit der Sommerkarte vergleichen, sehen wir sofort, daß die Zugbahnen im Winter in niedrigeren Breiten liegen, im Sommer polwärts verlagert sind, wie wir es dem Zirkulationsschema entsprechend erwarten mußten.

In der Winterkarte erscheint noch eine zweite Zugbahn, die von Süden nach Norden durch ganz Argentinien führt. Sie ist gänzlich anderer Art und sehr viel seltener. Es kommen Jahrgänge vor, wo sie ganz fehlt, und die diesen Karten zugrunde liegenden fünf Jahre reichten nicht aus, um Angaben über die Streuung oder Häufigkeit machen zu können. Hier handelt es sich um Hochdruckgebiete, die aus frischer antarktischer Luft aufgebaut sind oder doch zumindest antarktische Luft direkt aus dem Ursprungsgebiet ohne Umwege äquatorwärts führen. Eine solche Zugbahn kann natürlich nur im Winter existieren und nur auf dem festen Lande. Diese „antarktischen“ Hochs bringen Tiefsttemperaturen und auch im sonst fast tropischen Nordargentinien scharfe Fröste.

Mit Bezug auf Regenwetterlagen muß noch erwähnt werden, daß die Bahn der gewöhnlichen wandernden Hochdruckzellen im Winter ziemlich häufig entlang der Südküste der Provinz Buenos Aires führen. Wenn das Hoch sich dabei nur langsam verlagert, ergibt sich nördlich vom Hochzentrum ein breiter Strom östlicher Winde, der Meeresluft ins Innere des Landes verfrachtet. Die Schichtung ist dabei meistens stabil (feuchte Meeresluft strömt über kältere Unterlage und wird nur ganz allmählich orographisch angehoben) und das zugehörige Wetterbild zeichnet sich durch eine Reihe von Tagen — bis zu einer Woche — mit bedecktem grauem Himmel und leichten Regenfällen aus; in einigem Abstand von der Küste kommen auch gelegentlich leichte Schneefälle vor. Der sonnenverwöhnte Argentinier fühlt sich bereits seelisch niedergedrückt, wenn nur drei Tage ohne Sonnenschein aufeinander folgen und leidet sehr deutlich bei einer derartigen „grauen Woche“.

Betreffs der Zugbahnen der Tiefdruckgebiete (Abb. 17 und 18), ist zu bemerken, daß bei weitem die meisten Zentren sowohl im Sommer wie im Winter etwa entlang dem 60. Breitengrade wandern. Als regenauslösender Faktor kommen weniger sie selbst als die Fronten, Tiefausläufer und Wellentäler der kurzen Wellen im „oberen Stockwerk“ in Frage, die zu den Tiefs gehören. Der Pfeil, der entlang der argentinischen Atlantikküste eingezeichnet ist, gibt die Richtung an, in der sich die

meisten Bodendruckrinnen verlagern, und es bestätigt sich auch hier das starke Vorherrschen der Südweststeuerung.

Das Wärmetief im Nordwesten Argentiniens ist natürlich im Winter selten und im Sommer häufig vorhanden. Seine nach Nordosten gerichtete Zugstraße bedeutet nur, daß die obere Südweststeuerung das Wärmetief „mitgenommen“ hat. Das Wärmetief, als passives Gebilde, erzeugt keine Niederschläge.

Ganz anders liegen die Dinge bei den „Litoralzyklonen“, die unsere besondere Aufmerksamkeit beanspruchen, weil sie — oder besser gesagt die mit ihnen verbundenen frontalen Vorgänge — die meisten der ganz großen Regenfälle verursachen. Um jedes Mißverständnis auszuschalten, sei gleich gesagt, daß es sich nicht um tropische Zyklone von der Art der Hurrikane oder Taifune handelt, obwohl sie in verhältnismäßig niedrigen Breiten — bis zu 22 Grad ist beobachtet worden — entstehen.

Allein die Tatsache, daß ihr „Geburtsort“ auf dem Kontinent liegt und daß sie sich auch über Land vertiefen, schließt die Verwandtschaft mit Taifunen aus.

Litoralzyklone sind relativ selten, wie aus nachfolgender Tabelle nach W. Schwerdtfeger ersichtlich ist.

Tabelle 1 Häufigkeit aktiver Litoralzyklonen im Jahrzehnt 1941—1950

Monat:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Anzahl der Fälle:	-	-	2	3	4	6	5	7	7	4	2	1

Das sind in 10 Jahren 41 aktive Litoralzyklonen.

Günstige Bedingungen für die Bildung von Litoralzyklonen finden wir, wenn eine kräftige Frontalzone über Nordargentinien liegengelassen ist, in der mittleren Troposphäre also starke meridionale Temperaturgegensätze dort konzentriert sind. Die Warmluft des „unteren Stockwerks“ muß viel Wasserdampf enthalten und außerdem bedingt labil geschichtet sein. Im „oberen Stockwerk“ kommt — aus westlicher oder südwestlicher Richtung — eine Druckwelle herangezogen mit einer größeren Amplitude als im Mittel und verharrt eine Weile so, daß die Achse des Wellentals über den westlichen oder auch zentralen argentinischen Provinzen liegt. Eine derartige Konstellation hat zur Folge, daß über Nordargentinien zyklonale Drehmomente importiert werden und Kaltluft in der Höhe herangeführt wird. Das bisher passive Wärmetief kann sich aktivieren, wird dynamisch wirksam und es entwickelt sich eine frontale Welle. Das so entstandene Tief schlägt bald eine südöstliche Zugbahn ein, die durchs Litoral führt. Sie ist in Abb. 17 und 18 dick eingezeichnet, nicht etwa weil sie häufig wäre, sondern weil sie für die Niederschlagsverhältnisse Argentiniens so wichtig ist.

Die auf der Vorderseite des Tiefs aufsteigenden Luftmassen, sei es an einer gut ausgeprägten Warmfront oder auch als allgemeine Hebung, produzieren über weiten Gebieten sehr starke Regen, und Beträge von

über 100 mm in 24 Stunden sind dabei gar nicht selten, wie wir im dritten Teil dieser Arbeit noch sehen werden. Bei der Kondensation der riesigen Wasserdampfmengen, die erforderlich sind, um z. B. auf einem Gebiet von 300×500 km 100 mm Niederschlag zu liefern, werden auch gewaltige Wärmemengen aus dem latenten in den fühlbaren Zustand übergeführt und stellen eine wichtige Energiequelle für die Litoralzyklone dar.

Beim langsamen Durchzug eines kräftigen Litoralzyklons werden also große Gebiete unter Wasser gesetzt, und weil in Argentinien auf dem flachen Lande fast alle Wege Erdwege sind — einige wenige Autobahnen und feste Straßen sind zwar vorhanden, bilden aber eine kleine Minderheit —, so bewirkt der Litoralzyklon, daß viele Ortschaften für einige Tage vom Verkehr abgeschnitten werden.

Der Klarheit wegen müssen auch die katastrophalen Überschwemmungen der Ufergebiete des La Plata und des Paraná-Deltas erwähnt werden, weil sie ebenfalls fast ausschließlich von Litoralzyklonen verursacht werden. Die großen Regenmengen spielen dabei aber gar keine Rolle, sondern der kräftige, anhaltende und weiträumige Südostwind ist es, der das Wasser des La-Plata-Stromes aufstaut (4 m über normal) und landeinwärts treibt, wenn die Zugbahn des Zentrums der Litoralzyklone durch Uruguay führt. Wenn hingegen die Zugbahn nur etwas weiter südlich liegt, etwa durch den Nordosten der Provinz Buenos Aires führt, so ergeben sich Nordwestwinde über dem La-Plata-Strom, welche die Wassermengen seewärts treiben und trotz der vorher gefallenen großen Regenmengen den Wasserspiegel so weit sinken lassen, daß die Schiffe aufsitzen und — auch das ist schon mal vorgekommen — Teile der Großstadt Buenos Aires ohne Wasserversorgung bleiben, weil die Rohre zur Wasserentnahme für das Wasserwerk „im Trockenen“ liegen. Daß es die Windwirkung der Litoralzyklonen und nicht die großen Regenmengen sind, die die La-Plata-Überschwemmungen verursachen, ist in (18) genau belegt und nachgewiesen.

2. Klassifikation und Bedeutung der Regenwetterlagen

Abschließend erhebt sich die Frage, welchen Anteil die verschiedenen regenbildenden Vorgänge am Gesamtniederschlag haben und wie man diese Anteile zahlenmäßig für Gebiete mit unterschiedlichem Regenregime festlegen kann.

Dazu ist vorerst erforderlich, eine Ordnung der Regenwetterlagen nach synoptischen Gesichtspunkten vorzunehmen. Zu diesem Zweck unterscheiden wir zwei Hauptklassen, je nachdem, ob für den regenbildenden atmosphärischen Vorgang das Vorhandensein von zwei verschiedenen Luftmassen wesentlich ist oder nicht. Mit anderen Worten: die erste Unterscheidung stellt fest, ob es sich um frontalen Niederschlag handelt oder ob der niederschlagbildende Vorgang sich ganz innerhalb einer einzigen Luftmasse vollzieht ohne wesentliche Mitwirkung einer zweiten Luftmasse. Jede dieser beiden Hauptklassen ist dann so unterteilt

worden, daß alle in Argentinien vorkommenden Fälle eingeordnet werden können. Wir kommen auf diese Weise zu einer Einteilung, wie sie in Tabelle 2 angegeben ist.

Tabelle 2 **Die Regenwetterlagen**

Klasse	Wetterlage
<p>Hauptklasse F <i>Frontale Niederschläge:</i> Zusammenwirken von zwei verschiedenen Luftmassen</p>	<p>k Gewöhnliche Kaltfront. Die vordringende Kaltluft hebt die Warmluft an. Die Warmluft wird passiv hochgehoben.</p> <p>ko Kaltfront in Verbindung mit orographischem Effekt.</p> <p>w Warmfront. Die Warmluft steigt aktiv auf. Die Mehrzahl der Niederschläge bei stationären Fronten gehört auch in diese Untergruppe, weil die Warmluft dabei aktiv aufsteigt.</p> <p>kh Höhenkaltfront.</p> <p>i Instabilitätsfront. Diese Untergruppe ist nicht so klar definiert. Sie schließt alle diejenigen Fälle ein, welche bei deutlichem Luftmassenwechsel durch labile Vorgänge ausgezeichnet sind und nicht in eine der vorhergehenden Unterabteilungen eingeordnet werden können.</p>
<p>Hauptklasse L <i>Nichtfrontale Niederschläge:</i> Vorgang innerhalb einer einzigen Luftmasse, selbst bei Vorhandensein einer zweiten Luftmasse</p>	<p>r Regenfront, Pseudofront, bei der die Kaltluft durch den Niederschlag selbst erzeugt wird. Nach dem Frontdurchgang tritt kein wirklicher Luftmassenwechsel ein.</p> <p>c Gewöhnliche Konvektion. Konvektions-Schauer, Wärmegewitter.</p> <p>z Konvergenz. Das Zusammenfließen der Luft verursacht ihr Aufsteigen.</p> <p>o Orographisches Aufsteigen. Die Geländeform zwingt die Luft zum Aufsteigen. Hierher gehören auch die Fälle von Stauregen, wenn keine Frontfläche dabei mitwirkt.</p> <p>ta Turbulent-konvektive Niederschläge. Die Reibungs-Turbulenz erzeugt einzelne aufsteigende Luftströme und kann zur Bildung von Stratokumulus-Decken führen. Die bei der Kondensation freiwerdende latente Wärme liefert zusätzliche aufwärtsgerichtete Impulse.</p>

Die Abkürzung Lc bedeutet somit, daß es sich um einen Fall handelt, bei dem der Niederschlag innerhalb einer Luftmasse gebildet wurde, ohne Mitwirken einer zweiten Luftmasse, und daß der vorherrschende Vorgang darin bestand, daß durch Erwärmung der unteren, dem Boden auflagernden Luftschichten das Hochstrudeln der Luft verursacht wurde.

Der nächste Schritt bestand in der Auswahl von 6 Orten mit unterschiedlichen Niederschlagsverhältnissen, die aber jeweils für ihr Gebiet bezeichnend sind. In der nachfolgenden Tabelle 3 sind diese Orte angegeben. Wir verfügen für sie und ihre Umgegend über zuverlässige und vollständige Niederschlagsbeobachtungen. Patagonien mußte hingegen wegen unzureichender Beobachtungen unberücksichtigt bleiben.

Tabelle 3 Ausgewählte Orte und Klassifizierung der dort beobachteten Niederschläge

Ort	Lage			Jahresgang des Niederschlages
	Breite Süd	Länge West	Höhe m. u. M.	
Tucumán	26 ° 48'	65 ° 12'	480	Ausgesprochenes Maximum im Sommer, trocken im Winter
Corrientes	27 ° 28'	58 ° 49'	60	Alle Monate mit viel Regen, Maxima im Frühjahr und Herbst
Córdoba	31 ° 24'	64 ° 11'	425	Regen im Sommer, trocken im Winter
Mendoza	32 ° 53'	68 ° 52'	830	Wenig Regen im Sommer, trocken im Winter, Trockengebiet
Buenos Aires	34 ° 35'	58 ° 29'	25	Niederschläge in allen Jahreszeiten mit schwach ausgeprägten Maxima im Frühjahr und Herbst
Santa Rosa	36 ° 37'	64 ° 19'	185	Verhältnismäßig kleine Jahressumme, trocken im Winter

Für den zweijährigen Zeitraum von Oktober 1940 bis September 1942 wurde für jeden der 6 Orte jeder Fall von Niederschlag, auch wenn nur wenige Tropfen den Regenmesser erreichten, sorgfältig geprüft, die zugehörige Wetterentwicklung gründlich analysiert und die vorherrschende Ursache nach Tabelle 2 bestimmt. Es stellte sich heraus, daß 1169 Wetteranalysen erforderlich waren, und das ist der Grund dafür,

warum der ursprünglich vorgesehene fünfjährige Zeitraum auf zwei Jahre beschränkt blieb; denn es standen dem Verfasser keine Hilfskräfte zur Verfügung. Bei Hinzunahme weiterer Jahrgänge würden sich wohl geringe Änderungen der Anteilverhältnisse ergeben. Man kann aber bereits übersehen, daß sie ohne größere Bedeutung sein werden. Das Ergebnis dieser Analysen ist in den Tabellen 4, 5 und 6 niedergelegt.

Tabelle 4

Klassifizierte Regenfälle — Jahresmittel

Okt. 1940—Sept. 1942

Ort	1	2	F				7	8
	F k Ge- wönl. Kalt- front R d mm	F ko Kalt- front mit Oro- graphie R d mm	Vorwiegend frontale Regen				Summe aller front- alen Vor- gänge R d mm	Sum- me front- aler Vor- gänge R < 0,5mm R d mm
			Fk + ko	F w	F kk	F i		
			alle Kalt- fronten	Warm- front	Höhen kalt- front	In- stabi- litäts- front		
R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	
Tucumán ..	360 32 33 %	227 15 21 %	587 47 54 %	124 11.5 11 %	42 5 4 %	14 1 1 %	767 64.5 70 %	14 8.5 0 %
Corrientes .	682 56 48 %	—	582 56 48 %	470 37 33 %	46 2.5 3 %	17 0.5 1 %	1215 96 85 %	1.6 18 0 %
Córdoba ...	189 23.5 23 %	70 10 9 %	250 33.5 32 %	200 16.5 26 %	53 6.5 7 %	44 1.5 6 %	547 58 70 %	1.7 11 0 %
Mendoza ...	47 13.5 23 %	15 5.5 7 %	62 19 30 %	3 2.5 1 %	70 14.5 35 %	—	135 36 67 %	0 6 9 0 %
Buenos Aires ..	422 61 46 %	—	422 61 46 %	261 30.5 39 %	22 2 2 %	29 2 3 %	834 95.5 91 %	2 7 29.5 0 %
Santa Rosa .	234 33.5 43 %	—	234 33.5 43 %	140 15.5 26 %	42 5.5 8 %	2 0.5 0 %	418 55 77 %	1.7 12.5 0 %

L					14	15	16	17	18	19
Vorwiegend nichtfrontale Regen					Summe aller nichtfrontalen Vorgänge	Summe aller nichtfrontalen Regen mit R < 0,5 mm	Jahresmittel (X 1940-1942)	wie Sp. 16 aber nur für R < 0,5 mm	NORMALES Jahresmittel 25 Jahre 1913-37	R ₁₆ R ₁₈
L ₁ Pseudofront	L _c Konvektion	L _z Konvergenz	L _o Rein olographisch	L _{tu} Turbulentkonvektiv						
106 4 10 0/0	66 16 6 0/0	—	158 21 14 0/0	0 0,5 0 0/0	330 41 5 30 0/0	1 4 9 0 0/0	1097 106.5 100 0/0	2.8 17.5	932 74	1.18
76 5 5 0/0	26 6.5 2 0/0	105 6 7 0/0	—	0 4 0 0/0	207 21.5 15 0/0	1.0 8.5 0 0/0	1422 117.5 100 0/0	2.6 26.5	1188 69	1.20
100 6 13 0/0	79 7 10 0/0	12 3 2 0/0	41 23 5 0/0	1 4 0 0/0	233 43 30 0/0	1.7 20 5 0 0/0	780 100.5 100 0/0	3.4 31.5	695 60	1.12
8 0.5 4 0/0	5 3.5 2 0/0	24 1.5 12 0/0	30 16.5 15 0/0	0 1.5 0 0/0	67 23.5 33 0/0	1.9 11.5 1 0/0	202 59.5 100 0/0	2 5 20.5	187 28	1.08
38 3.5 4 0/0	6 3 5 1 0/0	39 4 4 0/0	—	3 13 5 0 0/0	86 24.5 9 0/0	1.3 16 0 0/0	920 120 100 0/0	4.0 45.5	996 69	0 96
43 2 8 0/0	46 7 9 0/0	34 9 6 0/0	—	1 6.5 0 0/0	124 24.4 23 0/0	0.4 8 0 0/0	542 79.5 100 0/0	2.1 20.5	600 50	0.90

Anmerkungen 1) d = mittlere Anzahl der Tage mit Niederschlag der betreffenden Klasse, auch wenn nur wenige Tropfen den Boden erreichten.

2) Spalte 3 = Summe der Spalten 1 und 2.

3) Beim 25jährigen Mittelwert, Spalte 18, sind nur die Fälle mit R ≥ 0,5 mm berücksichtigt worden.

Tabelle 5 **Klassifizierte Regenfälle — Halbjahresmittel Sommer**
Okt.—März 1940/41 und 1941/42

Ort	1		2		3		4		5		6		7		8	
	F k		F ko		Fk + ko		F w		F kk		F i		Summe		Summe	
	Gewönl. Kaltfront		Kaltfront mit Orographie		alle Kaltfronten		Warmfront		Höhenkaltfront		Instabilitätsfront		aller frontalen Vorgänge		frontaler Vorgänge R < 0,5mm	
	R	d	R	d	R	d	R	d	R	d	R	d	R	d	R	d
	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
Tucumán ..	280	20	192	8	472	28	106	8	40	3.5	14	1	632	40.5	0.8	4.5
	31	0/0	21	0/0	53	0/0	12	0/0	4	0/0	2	0/0	71	0/0		
Corrientes .	420	26	—		420	26	240	16	44	2	17	0.5	721	44.5	0.6	6.5
	48	0/0			48	0/0	27	0/0	5	0/0	2	0/0	82	0/0		
Córdoba ...	118	15	60	7.5	178	22.5	168	10.5	41	4	44	1.5	131	38.5	0.8	5
	18	0/0	9	0/0	28	0/0	26	0/0	6	0/0	7	0/0	67	0/0		
Mendoza...	28	7	5	2.5	33	9.5	1	1.5	19	4	—		53	15.0	0.1	5
	26	0/0	5	0/0	31	0/0	1	0/0	18	0/0			50	0/0		
Buenos Aires ..	313	32	—		313	32	150	11.5	13	1.5	29	2	505	47	1.1	12
	57	0/0			57	0/0	27	0/0	2	0/0	5	0/0	92	0/0		
Santa Rosa .	190	21	—		190	21	104	4.5	36	3.5	2	0.5	332	29.5	0.7	4
	42	0/0			42	0/0	23	0/0	8	0/0	0	0/0	73	0/0		

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
L Vorwiegend nichtfrontale Regen					Summe aller nichtfrontalen Vorgänge	wie Sp. 14 jedoch für R < 0,5 mm	Mittlere Halbjahresmenge Sommer Okt. — März 1940—42	wie Sp 16 aber für R < 0,5mm	NORMALE Halbjahresmenge 25 Jahre 1913-37	$\frac{R_{16}}{R_{18}}$
Lr	Lc	Lz	Lo	Ltu						
Pseudofront	Konvektion	Konvergenz	Reinorographisch	Turbulenzkonvektiv						
R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	
106 4 12 0/0	61 14 7 0/0	—	96 9 11 0/0	—	263 27 29 0/0	0 8 6	895 68 100 0/0	1.6 10.5	781 52	1.15
76 5 9 0/0	26 6 3 0/0	50 1.5 6 0/0	—	—	152 12.5 18 0/0	0.8 3.5	873 57 100 0/0	1.4 10	735 40	1.19
100 6 16 0/0	78 5 5 12 0/0	12 1.5 2 0/0	18 10 3 0/0	—	208 23 33 0/0	1.0 7	639 61 100 0/0	1.8 12	546 43	1 17
8 0.5 7 0/0	5 3 5 0/0	24 1.5 22 0/0	17 6 16 0/0	—	54 11 50 0/0	0.4 3 5	107 26 100 0/0	0.5 8.5	136 19	0.79
38 3.5 7 0/0	2 2 0 0/0	3 1 1 0/0	—	2 7 0 0/0	45 13.5 8 0/0	0.7 8	550 60.5 100 0/0	1.8 20	549 38	1.00
43 2 10 0/0	46 6 10 0/0	30 7 7 0/0	—	0 0.5 0 0/0	119 15.5 27 0/0	0.4 3	451 45 100 0/0	1.1 7	443 32	1.02

Anmerkungen 1) d = mittlere Anzahl der Tage mit Niederschlag der betreffenden Klasse, auch wenn nur wenige Tropfen den Boden erreichten.

2) Spalte 3 = Summe der Spalten 1 und 2.

3) Beim 25jährigen Mittelwert, Spalte 18, sind nur die Fälle mit $R \geq 0,5$ mm berücksichtigt worden.

Tabelle 6

**Klassifizierte Regenfälle — Halbjahresmittel Winter
April bis Sept. 1941 und 1942**

Ort	1	2	F				7	8
	F k Ge- wönl. Kalt- front	F ko Kalt- front mit Oro- graphie	Vorwiegend frontale Regen				Summe aller fron- talen Vor- gänge	wie Sp. 7 jedoch für R < 0,5 mm
			F k + ko	F w	F k k	F i		
			alle Kal- fronten	Warm- front	Höhen- kalt- front	In- stabi- litäts front		
R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	R d mm	
Tucumán ..	80 12 40 0/0	35 7 17 0/0	115 19 57 0/0	18 3.5 9 0/0	2 1.5 1 0/0	—	135 24 67 0/0	0.6 4
Corrientes	262 30 48 0/0	—	262 30 48 0/0	230 21 42 0/0	2 0.5 0 0/0	—	494 51.5 90 0/0	1.0 11.5
Córdoba ...	62 8.5 44 0/0	10 2.5 7 0/0	72 11 51 0/0	32 6 23 0/0	12 2.5 8 0/0	—	116 19.5 82 0/0	0.9 6
Mendoza ...	19 6.5 20 0/0	10 3 10 0/0	29 9.5 30 0/0	2 1 2 0/0	51 10.5 54 0/0	—	82 21 86 0/0	0.5 4
Buenos Aires ..	109 29 30 0/0	—	109 29 30 0/0	211 19 57 0/0	9 0.5 2 0/0	—	329 48.5 89 0/0	1.6 17.5
Santa Rosa .	44 12.5 48 0/0	—	44 12.5 48 0/0	36 11 40 0/0	6 2 7 0/0	—	86 25.5 95 0/0	1.0 8.5

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
L					Summe aller nichtfrontalen Vorgänge	wie Sp. 14 jedoch für R < 0,5 mm	Mittlere Halbjahresmenge Winter 1941-42	wie Sp. 16 jedoch für R < 0,5 mm	NORMALE Halbjahresmenge 25 Jahre 1913-37	$\frac{R_{16}}{R_{18}}$
Vorwiegend nichtfrontale Regen										
L r	L c	L z	L o	L u	R d	R d	R d	R d	R d	
Pseudo-front	Konvektion	Konvergenz	Rein orographisch	Turbulent konvektiv	mm	mm	mm	mm	mm	mm
R d	R d	R d	R d	R d	mm	mm	mm	mm	mm	mm
—	5 2 0 0/0	—	62 12 31 0/0	0 0 5 0 0/0	67 14 5 33 0/0	0 6 3	202 38 5 100 0/0	1.2 7	151 22	1.34
—	0 0 5 0 0/0	55 4.5 10 0/0	—	0 4 0 0/0	55 9 10 0/0	0.2 5	549 60.5 100 0/0	1.2 16.5	453 29	1.21
—	1 1.5 1 0/0	0 1.5 0 0/0	23 13 16 0/0	1 4 1 0/0	25 20 18 0/0	0 7 13.5	141 39.5 100 0/0	1.6 19.5	149 17	0.95
—	0 0 5 0 0/0	—	13 10.5 14 0/0	0 1.5 0 0/0	13 12.5 14 0/0	1.5 8	95 35.5 100 0/0	2.0 12	51 9	1.86
—	4 1 5 1 0/0	36 3 10 0/0	—	1 6 5 0 0/0	41 11.0 11 0/0	0.6 8	370 59.5 100 0/0	2.2 25.5	447 31	0.78
—	0 1 0 0/0	4 2 4 0/0	—	1 6 1 0/0	5 9 5 0/0	0.0 5	91 34.5 100 0/0	1.0 13.5	157 18	0.58

Anmerkungen 1) d = mittlere Anzahl der Tage mit Niederschlag der betreffenden Klasse, auch wenn nur wenige Tropfen den Boden erreichten.

2) Spalte 3 = Summe der Spalten 1 und 2.

3) Beim 25jährigen Mittelwert, Spalte 18, sind nur die Fälle mit $R \geq 0,5$ mm berücksichtigt worden.

Wenn wir alle frontalen Regenfälle einerseits und alle nichtfrontalen andererseits zusammenfassen und über die 6 ausgewählten Orte mitteln, so ergibt sich, daß im außerpatagonischen Argentinien 79% der Jahresmenge aus frontalen Vorgängen (Hauptklasse F) und nur 21% aus Luftmassenvorgängen (Hauptklasse L) stammen. Betrachtet man an Stelle der Mengen die Anzahl der Regentage, so finden wir, daß 70% der Tage mit Niederschlag auf frontale und 30% auf nichtfrontale Wetterentwicklungen fallen. Ein genaues Studium der Tabellen — welches hier zu weit führen würde — zeigt, daß die im Teil I dargelegten Ansichten über die Gründe der räumlichen und zeitlichen Niederschlagsverteilung in Argentinien nun auch zahlenmäßig belegt sind.

Wir wollen nur einige wenige der Ergebnisse erwähnen. Bei den 3 in Gebirgsnähe gelegenen Orten Tucumán, Córdoba und Mendoza kann man im Jahresmittel auf 3 frontale Regen 2 nichtfrontale rechnen. Hingegen kommen in der Landeshauptstadt Buenos Aires 4 frontale Regentage auf 1 Tag mit Luftmassenregen.

Ganz allgemein kommen sowohl die jahreszeitlichen wie auch die gebietsmäßigen Unterschiede gut zum Ausdruck. Wir bemerken z. B., daß sowohl die Pseudofronten als auch Instabilitätsfronten im Winter völlig fehlen, und zwar in allen 6 Orten. Richten wir unsere Aufmerksamkeit auf eine bestimmte Regenwetterlage, z. B. Höhenkaltfronten, so sehen wir sogleich, daß diese in Mendoza, wie erwartet, besonders wichtig sind, und daß sie dort im Winter sogar die Hälfte der Winterregenmenge liefern. Achten wir hingegen auf den Abstand von der Wasserdampfquelle, so finden wir, daß ein Tag Warmfrontregen in Corrientes, das ist dicht an der Quelle, im Sommer 16 und im Winter 11 mm liefert und somit nur wenig abnimmt, während in Santa Rosa, weit entfernt von der Quelle, ein Warmfrontregen im Sommer 23 mm, im Winter nur 3 mm liefert.

Zum Abschluß folgt noch ein Beispiel, welches die regionalen Unterschiede deutlich macht. In Buenos Aires entstehen 57% der Sommerregenmenge dadurch, daß die Warmluft passiv hochgehoben wird und 27% dadurch, daß sie aktiv aufsteigt. Im Winter ist es umgekehrt, nämlich 30% durch passives und 57% durch aktives Aufsteigen der Warmluft. Mendoza verhält sich aber ganz anders, da kommt im Sommer wie im Winter 30% der Halbjahresmenge auf passives und nur 1 bis 2% auf aktives Aufsteigen, man kann also für Mendoza keineswegs von einer Umkehr des Verhältnisses sprechen.

III. Die Starkregen

1. Bedeutung und Verteilung

In einem Lande wie Argentinien kommt den Starkregen besondere wirtschaftliche Bedeutung zu, und zwar im guten wie im schlechten Sinne. Nach anhaltender Dürre kann in diesem auch heute noch vorwiegend landwirtschaftlich produzierenden Lande ein Starkregen die bedrohte Ernte eines ausgedehnten Gebiets retten und bedeutet in solchem Falle „pures Gold“. Andererseits kann ein Starkregen zur Unzeit auch die Ernte stark schädigen und außerdem weite Gebiete für mehrere Tage „lahmlegen“ und verkehrstechnisch völlig isolieren, wie bei Behandlung der Litoralzyklone bereits erwähnt wurde. Die Starkregen sind also ein Faktor, der bei gewissen wirtschafts-geographischen Fragestellungen durchaus in Betracht gezogen werden muß. Die nachfolgende Statistik und Analyse der argentinischen Starkregen hat zudem noch ergeben, daß ihr Studium die regionalen Unterschiede der Niederschlagsverhältnisse besonders deutlich aufzeigt.

Wir wollen unter Starkregen die größten innerhalb 24 Stunden gefallenen Niederschlagsmengen verstehen. Um ihre räumliche und zeitliche Verteilung zu untersuchen, müßten wir also über langjährige Reihen von Regenschreiber-Auswertungen in den verschiedenen Gebieten verfügen. Solche Auswertungen waren aber nur für Buenos Aires und Córdoba vorhanden. Um eine gleichmäßige Grundlage zu sichern, mußte daher ein anderes Kriterium angewendet werden. Einheitlich bearbeitete langjährige Reihen, für unsere 6 ausgewählten typischen Orte, lagen in Form der täglichen Ablesungen der Regenschreiber, nicht der Regenschreiber, vor, und zwar Ablesungen am Morgentermin um 8 Uhr Ortszeit (12 Uhr G. M. T.). Bei Verwendung dieses Materials werden die 24stündigen Maximalmengen, die nun auf einen vorgegebenen Zeitraum von 8 Uhr morgens des Stichtages bis 8 Uhr morgens des Folgetages bezogen sind, natürlich kleiner ausfallen als die Höchstmengen, die in einem beliebig gelegenen 24stündigen Zeitraum gefallen sind. Den Unterschied können wir durch Vergleich der Ergebnisse für Buenos Aires, wo beide Auswertverfahren vorlagen, leicht erkennen. Der größte Starkregen in beliebig gelegenen 24 Stunden betrug für Buenos Aires 194 mm am 27. 2. 1930. Wenn wir mit diesem Wert unsere Tabelle 11 vergleichen, so finden wir diesen selben Starkregen vom 27. 2. 1930 dort erst an neunter Stelle, und zwar mit 100 mm eingetragen. Die fehlenden 94 mm sind zwar auch am 27. 2. 1930 gefallen, aber vor der Terminablesung um 8 Uhr.

Um wahre argentinische 24stündige Höchstmengen mit denen anderer Orte der Erde vergleichen zu können, mögen folgende Angaben dienen:

Argentinien

Guauguaychú	32 ° 59' S, 58 ° 40' W	359 mm am 29. 4. 1912
Concordia	31 ° 23' S, 58 ° 23' W	330 mm am 8. 5. 1930
Buenos Aires	34 ° 35' S, 58 ° 29' W	194 mm am 27. 2. 1930

Diese drei Orte liegen nur wenige Meter über dem Meeresniveau.

Andere Orte

Cherapunjü, am Fuße des Himalaja	1037 mm
Phillipinen, bei einem Taifun	1168 mm
Neuwiese im Riesengebirge	345 mm
Wien	139 mm
Berlin	166 mm
Salzburg	124 mm

Für die beiden erstgenannten argentinischen Orte bedeutet das, daß zwischen $\frac{1}{3}$ und $\frac{1}{4}$ der gesamten mittleren Jahresmenge in nur 24 Stunden fallen können.

2. Unterlagen und Meßergebnisse

Das Material für die hier angestellte Analyse der argentinischen Starkregen wurde wie folgt gewonnen. Für jeden der in Tabelle 3 angeführten Orte wurde der gesamte Zeitraum, für den regelmäßige Regenmessungen vorliegen, benutzt. Aus jeder Jahresreihe wurde die höchste 24stündige, zwischen zwei aufeinanderfolgenden Morgenterminen abgelesene Regenmenge ausgewählt, oder anders ausgedrückt, für jedes Jahr die höchste Tagesmenge notiert. Dieses Material zeigt uns den Jahresgang der Starkregen. Außerdem wurden noch von allen Starkregen die zehn jeweils höchsten Werte bestimmt und für sie eine Analyse der zugehörigen Wetterentwicklungen durchgeführt, die dann nach Tabelle 2 klassifiziert wurde. Obwohl Argentinien dasjenige Land der Südhalbkugel ist, welches über die längste Serie täglicher Wetterkarten verfügt — seit 1902 —, konnten verständlicherweise die vor 1902 liegenden „stärksten“ Starkregen nicht nach Regenwetterlage eingeordnet werden, was die Striche in den entsprechenden Tabellen erklärt. Das Ergebnis dieser Untersuchung der argentinischen Starkregen ist in den Tabellen 7—12 enthalten.

Tabelle 7

Starkregen in Tucuman 1874—1948
(ohne 1875, 1876, 1878—80, 1882—84, 1930/31)

Durch Auswahl der größten Tagesmenge eines jeden Jahres ergibt sich als Jahresgang:

		Monat												
Fälle		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Summe
Anzahl		16	15	13	2	1	0	0	0	0	1	5	12	65
	%	25	23	20	3	2	0	0	0	0	2	7	18	100%

Klassifizierung der 10 höchsten Tagesmengen:

Ordnungs- zahl	Menge mm	Datum	Analyse	Klasse
1	206	25. 3. 1943	Gewöhnliche Kaltfront kombiniert mit orographischem Effekt	Fko
2	166	31. 1. 1910	Gewöhnliche Kaltfront kombiniert mit orographischem Effekt	Fko
3	157	24. 3. 1889	—	—
4	149	18. 3. 1914	Gewöhnliche Kaltfront kombiniert mit orographischem Effekt	Fko
5	144	2. 1. 1922	Gewöhnliche Kaltfront kombiniert mit orographischem Effekt	Fko
6	143	24. 1. 1911	Gewöhnliche Kaltfront kombiniert mit orographischem Effect	Fko
7	140	5. 12. 1898	—	—
8	130	2. 12. 1874	—	—
9	124	24. 11. 1940	Orographischer Effekt ohne frontale Vorgänge. Labilisierung der aus E und SE heranströmenden Luft (unten feucht, oben trocken)	Lo
10	124	8. 1. 1907	Gewöhnliche Kaltfront kombiniert mit orographischem Effekt	Fko

Tabelle 8

Starkregen in Corrientes 1876—1948
(ohne 1881, 1888/89)

Jahresgang

Fall	Monat												Summe
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Anzahl	9	10	10	10	7	0	0	0	3	8	9	4	70
%	13	14	14	14	10	0	0	0	4	11	13	6	100%

Klassifizierung der 10 höchsten Tagesmengen:

Ordnungs- zahl	Menge mm	Datum	Analyse	Klasse
1	210	11. 4. 1915	Warmfront einer Litoralzyklone	Fw
2	185	19. 3. 1920	Gewöhnliche Kaltfront eines kräftigen Polarluft-Vorstoßes	Fk
3	178	2. 5. 1876	—	—
4	175	11. 4. 1898	—	—
5	152	8. 2. 1885	—	—
6	147	17. 10. 1892	—	—
7	145	20. 12. 1882	—	—
8	143	26. 11. 1918	Gewöhnliche Kaltfront	Fk
9	143	21. 10. 1904	Kaltfront eines kräftigen Tiefs, das über Südbrasilien lag, es handelt sich aber nicht um eine Litoralzyklone.	Fk
10	137	18. 11. 1912	Ungewöhnlich kräftige Frontalzone, fast stationär und Ost-West ausgerichtet.	Fw

*) Es ist auffallend, daß in dieser 70jährigen Reihe alle 10 extremen Tagesmengen sich vor dem Jahre 1921 ereigneten. Nachforschungen ergaben, daß vor 1920 der Regenmesser immer an der gleichen Stelle stand, nach dem Jahre 1920 jedoch der Aufstellungsort fünfmal gewechselt wurde.

Tabelle 9

Starkregen in Córdoba 1873—1950

(ohne 1893, 1899—1907)

Jahresgang

Monat

Fall	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Summe
Anzahl	8	11	10	5	4	0	1	1	3	8	4	13	68
%	12	16	15	7	6	0	1	1	4	12	6	19	100 %

Klassifizierung der 10 höchsten Tagesmengen:

Ordnungs- zahl	Menge mm	Datum	Analyse	Klasse
1	143	23. 2. 1894	—	—
2	137	18. 10. 1939	Warmfront ohne andere Effekte	Fw
3	134	14. 5. 1919	Warmfront einer Litoralzyklone, mit „Sudestada“ genannter Südostwindlage und starker orographischer Zusatzwirkung	Fw
4	116	17. 5. 1928	Gut ausgebildete Litoralzyklone, Warmfront	Fw
5	107	26. 2. 1889	—	—
6	103	30. 1. 1878	—	—
7	102	4. 2. 1919	Analyse unsicher, wahrscheinlich aktives Aufsteigen der Warmluft, orographisch verstärkt	Fw
8	101	6. 12. 1940	Gewöhnliche Kaltfront und konvergente Strömung in den unteren Schichten	Fk
9	101	20. 4. 1924	Unsichere Analyse; vermutlich hat ein oberer Drucktrog, stationär, mit N-S-gelegener Achse, in den unteren Luftschichten starke Konvergenz erzeugt. Gesichert ist, daß weder oben noch unten Kaltluft eingeflossen ist.	Lz
10	98	10. 12. 1932	Gewöhnliche Kaltfront, starker Kaltluftvorstoß	Fk

Tabelle 10

Starkregen in Mendoza 1877—1948

(ohne 1881—1890, 1898, 1899)

Jahresgang

Monat

Fall	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Summe
Anzahl	12	9	8	3	2	0	1	0	3	7	3	9	57
0/0	21	16	14	5	3	0	2	0	5	12	5	17	100 ^{0/0}

Klassifizierung:

Ordnungs- zahl	Menge mm	Datum	Analyse	Klasse
1	85	30. 7. 1911	Es existierte eine kräftige Litoralzyklone in fast 1000 km Entfernung. Das Beobachtungsmaterial reicht nicht aus zur Entscheidung, ob orographisches Aufsteigen oder ein Höhentrog der wichtigste Faktor war.	Lo
2	84	1. 2. 1920	Kaltluft strömt ein und hebt die Warmluft hoch, die vorher infolge einer Litoralzyklone eingeflossen war.	Fk
3	59	23. 1. 1945	Anhaltender Zustrom von Luft aus Osten, das ist gegen das Gebirge. Die frontale Hebung der Luft ist nicht so wichtig, die Front lag 700 km nordöstlich.	Lo
4	57	1. 3. 1897	—	—
5	53	31. 12. 1926	Warmfront ohne orographische Zusatzwirkung	Fw
6	52	18. 12. 1939	Sommerliches Wärmegewitter	Lc
7	49	5. 5. 1943	Kaltlufteinbruch in der Höhe	Fhk
8	49	23. 1. 1922	Unsichere Analyse. Wahrscheinlich Hebung bedingt labil geschichteter Luft infolge durch Höhentrog verursachter konvergenter Luftströme. Kein Kaltluftzufluß in der Höhe.	Lz
9	48	22. 9. 1909	Höhenkaltfront mit zugehörigem Trog	Fhk
10	48	26. 11. 1913	Unsichere Analyse, unzureichendes Beobachtungsmaterial. Wahrscheinlich eine Instabilitätsfront mit Luftmassenwechsel.	Fi

Tabelle 11 Starkregen in Buenos Aires 1906—1950 *

Jahresgang

Fall	Monat												Summe
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Anzahl	3	6	4	7	6	0	1	6	3	4	1	4	45
%	7	13	9	16	13	0	2	13	7	9	2	9	100%

Klassifizierung:

Ordnungs- zahl	Menge mm	Datum	Analyse	Klasse
1	166	5. 5. 1912	Langsam fortschreitende Kaltfront	Fk
2	138	1. 2. 1940	Warmfront einer gut ausgebildeten Litoralzyklone, mit weiträumiger allgemeiner Konvergenz als zusätzlicher Ursache	Fw
3	123	22. 4. 1914	Ein Tief bildete sich über dem Zentrum der Provinz Buenos Aires und blieb eine ganze Woche dort liegen. Es verursachte eine der längsten Regenperioden.	Fw
4	120	12. 1. 1925	Langsam fortschreitende Kaltfront	Fk
5	109	13. 11. 1913	Hochreichender Kaltluft-Einbruch erreicht eine Litoralzyklone, und es bildet sich eine Instabilitätsfront aus.	Fi
6	109	23. 10. 1944	Stabile Welle an einer sehr energiereichen, WNW-ESE-verlaufenden Frontalzone	Fw
7	107	22. 4. 1928	Stationäre Front	Fw
8	104	21. 9. 1945	Litoralzyklone, sich kräftig vertiefend	Fk
9	100	27. 2. 1930	Litoralzyklone, die sich plötzlich von Misiones nach Uruguay verlagerte. Starke, aber nicht anhaltende Südostwinde im La-Plata-Gebiet	Fw
10	100	28. 2. 1946	Stabile Frontalwelle verlagert sich vom südlichen Teil der Provinz Entre Ríos zum La-Plata-Strom.	Fw

*) Obgleich eine doppelt so lange Reihe vorlag, wurde nur der Zeitraum 1906—1950 ausgewählt, weil in diesen Jahren der Regenmesser ganz unverändert an derselben Stelle stand und außerdem auch für die Analyse sämtlicher 10 Extremfälle Wetterkarten verfügbar waren.

Tabelle 12

Starkregen in Santa Rosa 1911—1950

Jahresgang

Fall	Monat												Summe
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Anzahl	3	7	5	3	2	1	0	0	5	6	6	2	40
%	8	18	12	8	5	2	0	0	13	15	15	5	100 ⁰ / ₀

Klassifizierung

Ordnungs- zahl	Menge mm	Datum	Analyse	Klasse
1	230	22. 2. 1915	Stationäre Front mit aktivem Aufsteigen der konvektiv labil geschichteten Warmluft, sehr starke Höhen-Gewitter	Fw
2	160	23. 2. 1925	Kräftige, stationäre Frontalzone, ähnlich wie 1	Fw
3	103	26. 10. 1919	Litoralzyklone mit verhältnismäßig südlicher Zugbahn	Fw
4	97	4. 3. 1946	Bedingt labil geschichtete Luft strömt zusammen und steigt auf bei Annäherung eines Höhentrogcs. Es bildet sich eine typische „Regenfront“ ohne Luftmassenwechsel. Auch in der Höhe ist keine Kaltluft eingeflossen.	Lr
5	88	28. 11. 1928	Fast stationäre Front	Fw
6	85	2. 1. 1914	Stationäre Frontalzone. Das Gebiet mit starken Regen und Gewittern war sehr ausgedehnt.	Fw
7	83	26. 4. 1938	Litoralzyklone, blieb drei Tage über dem Norden der Provinz Buenos Aires liegen	Fw
8	78	27. 1. 1920	Regenfront, ähnlich wie 4	Lr
9	78	17. 10. 1934	Kräftige Frontogenese (Frontalbildung) über Süd-Santa-Fe und West-Buenos-Aires	Fw
10	76	12. 5. 1948	Stationäre Front, an der sich am Folgetage eine Welle bildet	Fw

3. Vorgänge, Jahresgang und regionale Zuordnung

Fassen wir die Ergebnisse der Analyse zusammen, so können wir als erstes feststellen, daß die frontalen Vorgänge bei den Starkregen noch mehr vorherrschen als bei den gewöhnlichen Regen. Dann bemerken wir, daß die turbulent-konvektiven Vorgänge, so wie sie hier definiert wurden (Stratokumuluswolken, Reibungsturbulenz), keine Starkregen liefern, wie das ja auch nicht zu erwarten war. Hingegen ist es schon etwas überraschend, daß bei der Auswahl von nur 6 Orten bereits sämtliche andere Regenwetterlagen auch Starkregen, und zwar extreme Starkregen, liefern können.

Tabelle 13 Zusammenfassung der Starkregen-Klassen

Ort	Vorwiegend frontale Vorgänge				Vorwiegend nichtfrontale Vorgänge					Zahl der Fälle
	Fk	Fw	Fhk	Fi	Lr	Lc	Lz	Lo	Ltu	
Tucumán	6	—	—	—	—	—	—	1	—	7
Corrientes	3	2	—	—	—	—	—	—	—	5
Córdoba	2	4	—	—	—	—	1	—	—	7
Mendoza	1	1	2	1	—	1	1	2	—	9
Buenos Aires	3	6	—	1	—	—	—	—	—	10
Santa Rosa	—	8	—	—	2	—	—	—	—	10
Summe	15	21	2	2	2	1	2	3	—	48
	40				8					

Die Wichtigkeit der Litoralzyklonen für Starkregen kommt darin zum Ausdruck, daß von den 48 analysierten stärksten Starkregen 12 bis 25 % mit Litoralzyklonen verbunden waren.

An zweiter Stelle für extreme Starkregen haben wir gewöhnliche Kaltfronten, insbesondere die langsam fortschreitenden, und an dritter Stelle Warmfronten ohne Verbindung mit Litoralzyklonen.

Der Jahresgang der Starkregen zeigt natürlich, daß sie vorzugsweise im Sommerhalbjahr vorkommen, aber ihr Jahresgang ist doch merklich verschieden vom Jahresgang der gewöhnlichen Niederschläge. Sehr deutlich sehen wir es, wenn wir die Tabelle 10 der Starkregen in Mendoza mit Abb. 12 vergleichen.

Mendoza ist ja ausgesprochenes Trockengebiet und, wie Abb. 12 zeigt, sind die gewöhnlichen Niederschläge in der kalten Jahreshälfte dort besonders schwach und selten. Trotzdem kommen Starkregen dann doch gelegentlich vor, und der stärkste aller Starkregen ist in Mendoza gerade mitten im Winter gefallen. Ein solches Verhalten ist typisch für Wüstengebiete.

In der Zusammenfassung der Wetterlagen, die die stärksten Starkregen hervorgebracht haben (Tabelle 13), kommen die regionalen Unterschiede besonders klar zur Darstellung. In Tucumán, im Nordwesten des Landes, sind es ausschließlich Kaltfronten und das durch das Gebirge erzwungene Aufsteigen der Luft, was die großen Starkregen verursacht; in Mendoza, auch am Gebirge, aber im Trockengebiet gelegen, können 7 verschiedene Wetterlagen die stärksten Regen produzieren, und in Santa Rosa, gar nicht so weit von Mendoza entfernt, haben nur Warmfronten und „Regenfronten“ die ganz großen Regen erzeugt.

Bemerkenswert ist auch, daß in Corrientes und in Buenos Aires, das heißt in den beiden Orten, welche am häufigsten innerhalb der feuchten Atlantik-Luft liegen, die Wärmegewitter und andere Vorgänge innerhalb der wasserdampfreichen Luftmasse überhaupt keine extremen Starkregen lieferten, sondern diese nur von frontalen Vorgängen herühren. Sogar die gewöhnlichen Regen in diesen beiden Orten weisen darauf hin; denn wir sehen in Tabelle 4, Spalte 14, daß in Corrientes und Buenos Aires die nichtfrontalen Vorgänge den niedrigsten prozentualen Anteil an der Jahresmenge aufweisen.

Ergebnisse

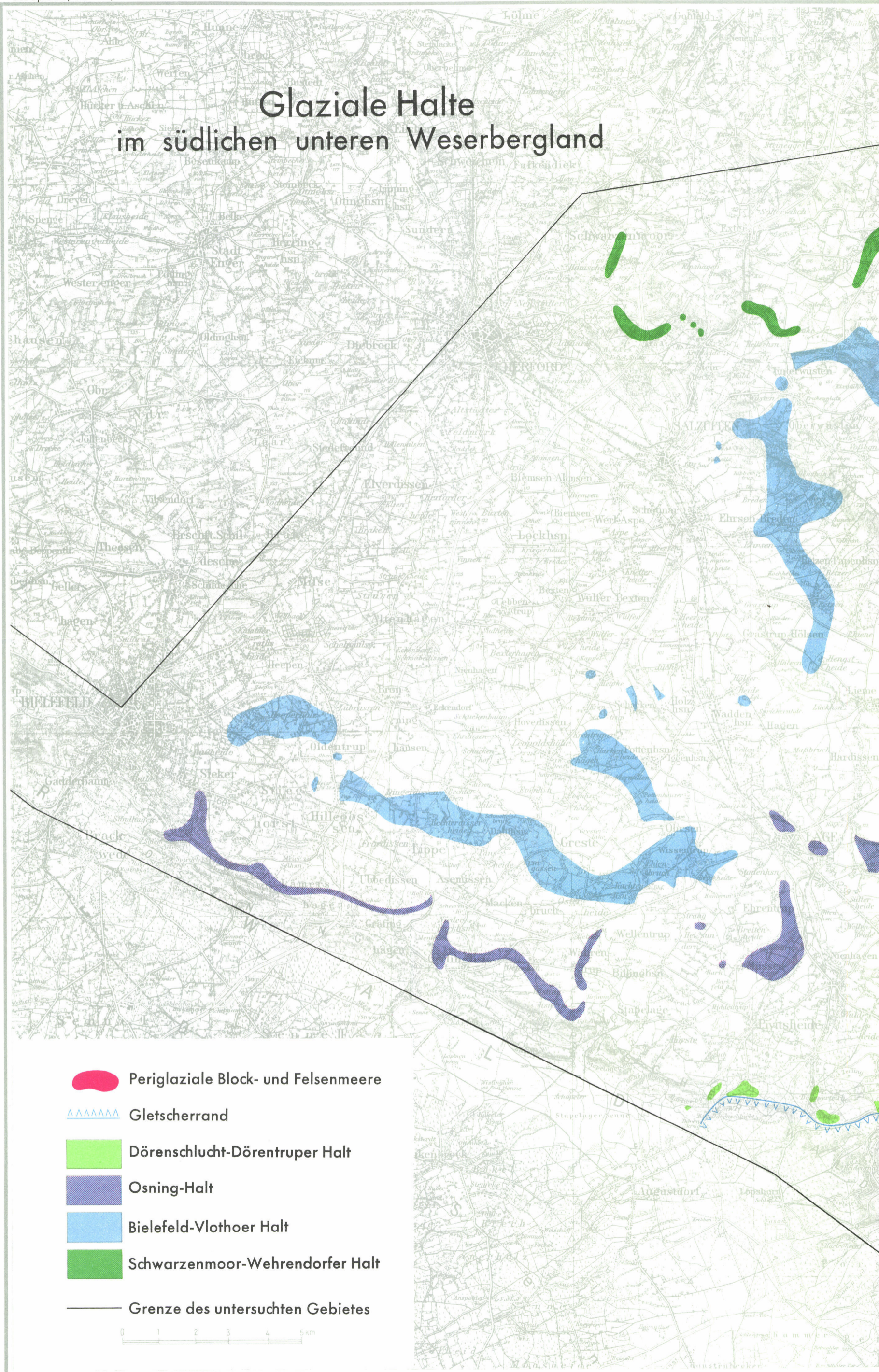
1. Zur Erklärung der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Niederschläge in Argentinien reicht ein vereinfachtes Zirkulationsschema aus.
2. Die Hauptmenge des Wasserdampfes stammt vom warmen atlantischen Ozean und von den brasilianischen Urwaldgebieten.
3. Der wichtigste und häufigste regenbringende Wettervorgang besteht in den Kaltluftvorstößen. Es kommen etwa 80 im Jahre vor, und ihre Stoßrichtung ist meist von Südwesten nach Nordosten gerichtet.
4. Die frontalen Regenwetterlagen liefern im außerpatagonischen Argentinien rund 80 % der Jahresmenge.
5. Die orographischen Einflüsse sind durchaus erheblich. In reiner Form, ohne Verbindung mit frontalen Vorgängen, liefern sie 15 % der Jahresmenge in Tucumán und in Mendoza.
6. Rein konvektive Vorgänge sind in den meisten argentinischen Gebieten ganz unerheblich.
7. Bei den nichtfrontalen Regenwetterlagen zeichnen sich die Pseudo-fronten oder „Regenfronten“ aus. Es handelt sich dabei um großräumige, geordnete Autokonvektion ohne Luftmassenwechsel.
8. Die regionalen Unterschiede im Regenregime sind ausgeprägt und kommen besonders deutlich bei Untersuchung der Starkregen zum Vorschein.
9. Die Analyse der extremen Starkregen zeigt, daß die Litoralzyklone als Ursache an erster Stelle stehen, langsam fortschreitende Kaltfronten die zweite Stelle und stationäre Fronten sowie nicht mit Litoralzyklone verbundene Warmfronten die dritte Stelle einnehmen.

Literatur

- Servicio Meteorológico Nacional: „El régimen pluviométrico de la República Argentina“. Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires 1943.
- Prohaska, F.: „Regímenes estacionales de precipitación de Sudamérica y mares vecinos“. METEOROS II, pág. 66, Buenos Aires, 1952.
- Marchetti, A. A.: „Oscilaciones extremas de la cantidad de precipitación en la República Argentina“. METEOROS, pág. 46, Buenos Aires 1951.
- Marchetti, A. A.: „Frecuencia de las lluvias intensas de corta duración en la ciudad de Buenos Aires“. METEOROS, pág. 7, Buenos Aires, 1952.
- Marchetti, A. A.: „Estudio del régimen pluviométrico de la República Argentina“. METEOROS, pág. 243, Buenos Aires, 1952.
- Marchetti, A. A.: „Probabilidad de las lluvias intensas en la ciudad de Buenos Aires“. METEOROS, pág. 131, Buenos Aires, 1953.
- Sociedad Argentina de Estudios Geográficos Gaea: „Geografía de la República Argentina“, Tomo V y VI, Buenos Aires, 1946.
- Schwerdtfeger, W.: „La depresión térmica del noroeste argentino“. Anales de la Sociedad Científica Argentina. Tomo CLT, pág. 255, Buenos Aires, 1951.
- Olascoaga, M. J.: „Some Aspects of Argentine rainfall“. TELLUS, Vol. II, No. 4, nov. 1950.
- Kusnezov, N.: „Los tipos genéticos de la precipitación atmosférica en la Argentina“. Rev. Dusenía, III (2): 93—104, 1952, Brasil.
- Georgii, W.: „Regulación del tiempo por la doble onda diaria de la presión atmosférica, en Mendoza“. METEOROS, II, pág. 182, Buenos Aires, 1952.
- Schwerdtfeger, W.: „Más lluvias al fin de semana. Realidad o ilusión?“ (Divulgación). Ciencia e Investigación, Tomo 10, pág. 119, Buenos Aires, marzo 1954.
- Woelcken, K.: „Vom Wetter in Argentinien“ (Divulgación). Revista SUD-AMERIKA, Buenos Aires, julio/agosto 1952.
- Schwerdtfeger, W.: „Aplicación de métodos objetivos a la previsión de lluvias, en Buenos Aires“. METEOROS, Buenos Aires, 1954, pág. 7—34.
- Schwerdtfeger, W.: Análisis sinóptico y aspecto climatológico de dos distintos tipos de depresiones bálticas en el norte de la Argentina METEOROS, Buenos Aires, 1954, Seite 301—323.
- Schwerdtfeger, W.: Cortes verticales meridionales del viento zonal y de la temperatura en la atmósfera libre sobre Sudamérica. Buenos Aires, 1961, Servicio de Hidrografía Naval.
- Woelcken, K.: Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en la Argentina. METEOROS, Buenos Aires, 1954, Seite 327—366.
- Balay, M. A.: El Río de La Plata entre la atmósfera y el mar. Veröffentlichung No. H. 621 des Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires, 1961. 153 Seiten.
- Servicio Meteorológico Nacional: La carta del tiempo. (Tägliche Wetterkarte.) Buenos Aires, seit 1902 fortlaufend.

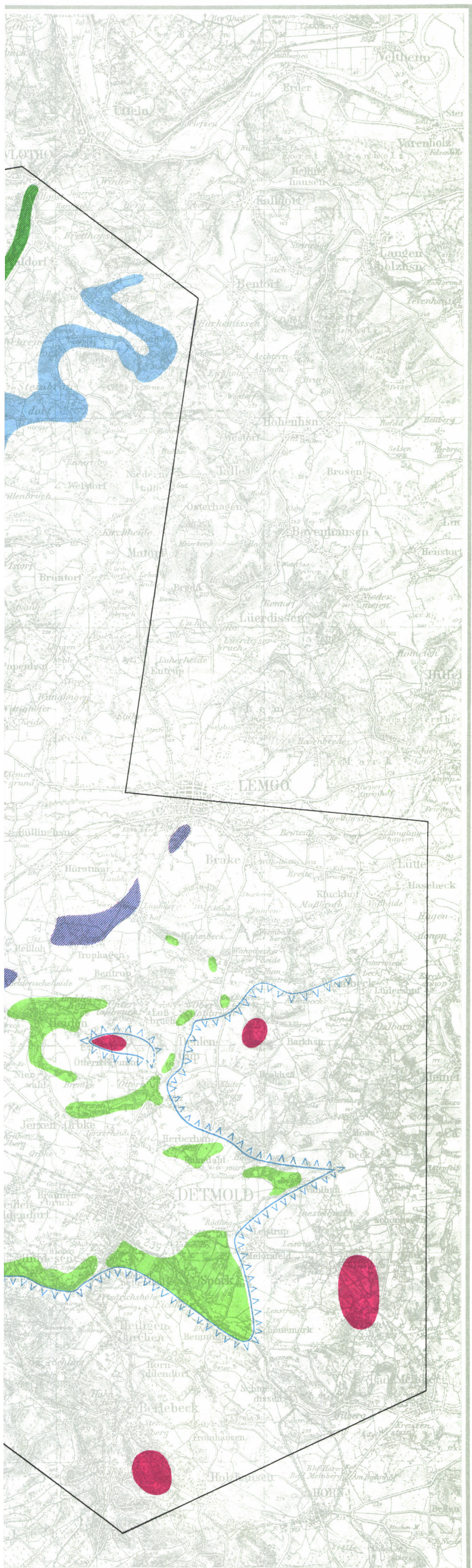
Anmerkung: Das vorstehende Schriftenverzeichnis strebt keine Vollständigkeit an. Es enthält z. B. weder ältere Arbeiten noch solche, die sich mit örtlichen Verhältnissen befassen; hingegen sollte es zum Beginn eines näheren Studiums ausreichend sein.

Glaziale Halte im südlichen unteren Weserbergland



-  Periglaziale Block- und Felsenmeere
-  Gletscherrand
-  Dörenschlucht-Dörentruper Halt
-  Osning-Halt
-  Bielefeld-Vlothoer Halt
-  Schwarzenmoor-Wehrendorfer Halt
-  Grenze des untersuchten Gebietes

0 1 2 3 4 5 km



Hergestellt: Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen 1963

messungsamt Nordrhein-Westfalen vom 29. 3. 1963 Kontroll-Nr. 1814