

Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde
Herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn

ISSN 0373-7187

Heft 34

**Die Entwicklung des Talsystems und des
Stockwerkbaus im zentralen rheinischen
Schiefergebirge zwischen dem Mitteltertiär
und dem Altpleistozän**

von

Josef Birkenhauer

1973

Bonn

**Josef Birkenbauer / Die Entwicklung des Talsystems
und des Stockwerkbaus
im zentralen rheinischen Schiefergebirge
zwischen dem Mitteltertiär
und dem Altpleistozän**

ARBEITEN ZUR RHEINISCHEN LANDESKUNDE
Herausgegeben durch C. Troll, H. Hahn, W. Kuls, W. Lauer,
P. W. Höllermann und W. Matzat
Schriftleitung: W. Matzat

Heft 34

Josef Birkenhauer

Die Entwicklung des Talsystems und des
Stockwerkbaus im zentralen rheinischen
Schiefergebirge zwischen dem Mitteltertiär
und dem Altpleistozän



1973

In Kommissi onbei
Ferd. Dümmers Verlag, Bonn

— Dümmlerbuch 7494 —

Die Entwicklung des Talsystems und des
Stockwerkbaus im zentralen rheinischen
Schiefergebirge zwischen dem Mitteltertiär
und dem Altpleistozän

von

Josef Birkenhauer

Mit 4 Abbildungen, 8 Bildern und 2 Beilagen



In Kommission bei
Ferd. Dummlers Verlag · Bonn

1973

 **Dümlerbuch 7494**

Der Druck dieses Heftes wurde ermöglicht durch eine Beihilfe
von der Deutschen Forschungsgemeinschaft in Bonn
In Kommission bei Ferd. Dümlers Verlag Bonn

ISBN 3 — 427 — 74941 — 1

Alle Rechte, insbesondere auch die der Übersetzung, des Nachdrucks,
des Vortrages, der Verfilmung und Radiosendung, sowie jede Art der
fotomechanischen Wiedergabe und der Speicherung in Datenverarbei-
tungsanlagen — auch auszugsweise — vorbehalten.

© 1973 Ferd. Dümlers Verlag, 53 Bonn 1

Printed in Germany by Ph. C. W. Schmidt, Neustadt/Aisch

INHALTSVERZEICHNIS

	Seiten
EINFÜHRUNG	5
I. ANSATZPUNKTE UND ERGEBNISSE	7
A. Ansatzpunkte	7
1. Durchbrüche und Flußnetz	7
2. Die „Trogflächen“	7
3. Das Untersuchungsgebiet	8
4. Datierungen und Vorgänge	8
B. Grundlagen	8
1. Der geomorphologische Stockwerkbau und seine Konstanz	9
2. „Niveau“ und „Fläche“	9
3. Die korrelaten Ablagerungen	9
C. Die bedeutsamen Ergebnisse im einzelnen (1—43)	11
D. Die Morphogenese der Schollen am Rhein	21
II. DAS GEBIET BEIDERSEITS DES NÖRDLICHEN MITTELRHEINS	23
1. Zur geomorphologischen Erforschung der Mittelrheinlande, insbesondere des nördlichen Mittelrheinabschnitts	23
2. Beschreibung der Reliefverhältnisse westlich des nördlichen Mittelrheins	24
3. Beschreibung und Zuordnung der korrelaten Ablagerungen	25
4. Relief und Ablagerungen im einzelnen	32
5. Ergebnis der Beschreibung	37
6. Kritische Überlegungen zum Ergebnis	37
7. Zum Oligozänrelief	39
8. Die oligomiozänen Vorgänge	40
a) Die Verschüttung	40
b) Die Troglflächen	41
9. Die pliozänen Vorgänge und das pliozäne 300 m-Niveau	42
10. Die Gefällsprofile der heutigen Täler im Verschüttungsbereich und ihre Bedeutung	44
11. Zur Anlage des nördlichen Mittelrheintals	46
12. Die Verebnungen am Eifelrand bis südlich Euskirchen	47
13. Ergebnisse des Kapitels II.	49
III. DAS WESTLICHE WIEDSYSTEM	52
1. Einleitung	52
2. Die „Pfaffenwanne“	52
3. Das Pleiser Hügelland	54
4. Am Südrand des Siebengebirges	56
5. Die Neustädter Wied	57
6. Die südliche Wied	59
7. Synthese: Die Entstehung des westlichen Talsystems der Wied	61
IV. DAS ALTE WIED-HOLZBACH-SYSTEM	63
1. Die östliche Wied	63
a) zwischen Neustadt und Altenkirchen	63
b) östlich Altenkirchen	65
2. Zusammenfassung	66
3. Das Holzbachgebiet	66
a) Das untere Talgebiet bis Dierdorf	67
b) Das Weitengebiet von Herschbach und Selters (mit oberer Sayn und Kl. Sayn)	68

4. Die Montabaurer Senke	73
a) Die ältere Anlage der Senke und ihre Entwässerung	73
b) Vergleich mit dem heutigen Entwässerungssystem	76
c) Die Formen und Niveaus innerhalb der Senke	76
d) Pliozäne Gesteine und Ablagerungen — Verhältnis zum 300 m-Niveau	77
e) Weitere Indizien für Epigenese	79
f) Rückblick — Konsolidierung im „Rheinischen Block“ und Abgrenzung zum Limburger Becken	80
5. Die Sayn	81
6. Brex- und Masselbach und die Weitung von Ransbach	83
7. Vergleich mit den Untersuchungen anderer Autoren	84
V. DAS LAHNGEBIET ZWISCHEN DIEZ UND KOBLENZ	91
1. Einleitung	91
2. Das Miehler Becken	92
3. Die untere Lahn zwischen Nassau und Lahnstein	96
4. Die untere Lahn zwischen Nassau und Diez	99
5. Rückblick auf die Lahntalung	101
6. Das Gelbachtal	102
7. Das Dörsbachgebiet und der Südwestrand des Limburger Beckens	103
8. Das Aarachtal oberhalb Hahnstätten	107
9. Abschließende Bemerkungen zur Entwicklung des Gewässernetzes in der westlichen Lahnmulde	109
VI. DIE DURCHBRUCHSTÄLER DURCH DIE QUARZITZÜGE VON HUNSRÜCK UND TAUNUS ZWISCHEN KIRN UND IDSTEIN, DAS HUNSRÜCK-TAUNUS-VORLAND UND DAS MAINZER BECKEN	112
1. Anschluß an den bisherigen Untersuchungsgang	112
2. Die Verhältnisse im Bereich der Bingen-Trechtlinghäuser Bucht	112
3. Die plioleistozyäne Entwicklung, eine altleistozyäne Verschüttung und die Frage des Gegensatzes von Flächenbildung und Schotterakkumulation	115
4. Über ein Liefergebiet der Milchquarze	117
5. Die Durchbrüche des Guldenbaches	118
6. Der Durchbruch des Simmerbaches	120
7. Der Durchbruch des Hahnenbaches	121
8. Die Nahetalung unterhalb von Kirn als alte Entwässerungsbahn	122
9. Die „Becken“ von Argenschwand und Allenfeld und ihre Bedeutung für das 400-Niveau	124
10. Tal- und Flächenbildung im südlichen Hunsrück und in der Nahemulde	126
a) Die unterschiedliche Bedeutung der Verschüttungsphasen	126
b) Die Ablagerungen in der Kreuznacher Bucht	126
c) Das Ausmaß der pliozänen Verebnung in der Bucht	127
d) Verschüttung eines kräftigen Altreliefs	127
e) Tektonische Bewegungen und der Ablauf der Verschüttungsperioden	127
f) Kontroverse Auffassungen I (Verschiebung der Wasserscheide — Entstehungsgeschichte)	128
g) Kontroverse Auffassungen II (Verbiegungen — Walmungen — Höhenkonstanz der Terrassen)	129
h) Das Verhältnis von marinen und terrestrischen Sedimenten	130
11. Die Taunusquerfurche von Idstein — Niedernhausen und die Rekonstruktion einer alten Hauptentwässerungsbahn („rheinische Diagonaltalung“)	130
12. Taunussüdrand und Mainzer Becken	131
a) Formgestaltung des Taunusrandes	131
b) Die pliozänen Verebnungen und die korrelierten Ablagerungen am Taunussockel und im Mainzer Becken	133
13. Die Querfurchen durch Hunsrück und Taunus (Vergleich und Zusammenfassung)	135

VII. DIE ABLÄUFE IM MAINZER BECKEN UND IN DER KÖLNER BUCHT AUF DEM HINTERGRUND DER BISHERIGEN ERGEBNISSE IM GEBIRGE	137 137
1. Problemstellung	138
2. Die Abläufe in der Kölner Bucht und in ihrem Hinterland (Scharniere im nördlichen Vorland — Ab- und Auftauchen des Gebirges als allge- meine Bedingung für das Entstehen von Verebnungen im Vorfluterbe- reich — Alter des Schwellenreliefs im Gebirge — kein Bezug zu Sedi- mentationszyklen — en-bloc-Hebungen und -Senkungen — die Eifel- randtreppe — das Problem der Verschüttungsbeträge — Herkunft des Verschüttungsmaterials — Beziehung zu den Verebnungsniveaus — Mächtigkeiten im Vorland — kein Endrumpf — die intramontanen Becken — Bedeutung für die Entwicklung des Talnetzes — die Frage der Verwerfungsintensität — die vulkanischen Phasen — marine und terrestrische Verschüttung)	140
3. Folgerungen und Weiterungen für das Gesamtbild	143
4. Zusammenfassung	145
5. Abschluß	145
VIII. VERGLEICH MIT BENACHBARTEN GEBIETEN	149
1. Moselgebiet	149
2. Ardennen, Venn und Maas	154
3. Maingebiet	156
4. Odenwald	158
5. Kellerwald und Marburger Gebiet	159
6. Zusammenfassung	160
IX. ZU DEN SAND- UND KIESANALYSEN	162
1. Auswahl, Absichten, Fragenkomplexe	162
2. Die Liefergebiete	164
3. Stratigraphische Einordnung	166
4. Ablagerungsbedingungen	169
a) Korngrößen und Sortiertheit	169
b) Besondere Hinweise an den Körnern und Geröllen	169
c) Schwerminerale	169
d) Färbende Bestandteile	170
e) Die Tonminerale	170
X. KLIMA UND FLÄCHENBILDUNG IM RHEINISCHEN SCHIEFER- GEBIRGE WÄHREND DES JÜNGEREN TERTIÄRS	172
1. Zusammenfassung der Ergebnisse zum Formenbild	172
2. Die klimatischen Bedingungen	173
3. Die Flächenbildung im zentralen Rheinischen Schiefergebirge	174
4. Erklärung weiterer Umstände	174
5. Weitere Konsequenzen	175
LITERATURVERZEICHNIS	177
ANHANG I (Beschreibung der Fundumstände der Bodenproben)	191
ANHANG II (Bericht über die Probenreihe A)	193
ANHANG III (Bericht über die Probenreihe B)	199
ANHANG IV (Bericht über die Probenreihe E)	204

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

I. Kartenskizzen und Profile von allgemeinerer Bedeutung

- Abb. 1 Das Untersuchungsgebiet (Übersicht, Stellen der Probenentnahmen)
- Abb. 2 Verlaufsdiagramm der Vorgänge im untersuchten Zeitraum
- Abb. 3 Profil durch die aufgelassene Quarzit- und Tongrube am Lyngsberg bei Bonn-Bad Godesberg
- Abb. 4 Längsprofil des Vinxtbachtals

II. Ausgewählte Einzelprofile (in der Kartentasche)

- I: Die Ablagerungsverhältnisse nördlich der untersten Ahr
- II: Die Ablagerungsverhältnisse südlich der Brohl
- III: Die Ablagerungsverhältnisse nördlich der Brohl
- IV: Niveaus an der Wied (oberhalb Altwied)
- V: Südlicher Talhang der Sayn zwischen Oberheid und Selters
- VI: Herschbacher Weitung - S- und Montabaurer Senke - N -
- VII: Montabaurer Senke - Mitte -
- VIII: Niveaus am südlichen Mittelrhein auf der Höhe des Teufelskadrich
- IX: Niveaus am südlichen Mittelrhein auf der Höhe von St. Goarshausen
- X: Der Südabfall des Hunsrücks im Gebiet des Gauchsbergs
- XI: Taunussüdseite bei Martinsthal
- XII: Schematisches Profil des Pliozäns im Mainzer Becken zwischen Ingelheim und Bad Kreuznach

III. Bilder (Fotos)

- 1. Das Relief an der Wied bei Waldbreitbach von SO
- 2. Das Miehlener Becken - N - mit Durchbruch des Mühlbaches von S
- 3. Das Relief am Rhein bei Boppard von W
- 4. Das Relief am oberen Guldenbach von SW
- 5. Das Simmernbachtal bei Königsau von N
- 6. Das Simmernbachtal bei Gehlweiler von N
- 7. Das Hahnenbachtal bei Bruschied von SO
- 8. Das Nahetal bei Kirn von O

IV. Karte der Höhenstockwerke und der Alttalungen im zentralen rheinischen Schiefergebirge (= „Grundkarte“; in der Kartentasche)

ÜBERSICHTEN

- 1. Stratigraphische Übersichtstabelle: nach Kap. VII, 4, S. 143 ff.
- 2. Zusammenstellung über die hohen Schottervorkommen: nach Kap. VII, 5, S. 145 ff.

EINFÜHRUNG

Die Deutung des Formenbildes im Rheinischen Schiefergebirge hat eine schier unübersehbare Literatur hervorgebracht. Fast jeder Autor hat dabei in dem von ihm bearbeiteten Gebiet eine eigene Auffassung hinsichtlich Genese und Datierung entwickelt. Dies kann bei den wenigen Indizien, die in jedem Einzelraum zur Verfügung stehen, nicht überraschen.

Um jedoch möglichst viele Indizien zu gewinnen, die miteinander verglichen werden können, die in ihrem gemeinsamen Zusammenhang untereinander eine tragfähige Grundlage für die Datierung und die Beurteilung der Genese des Formenbildes abgeben können, wird in den Kapiteln II—VI versucht, die Landschaften des zentralen Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Kölner Bucht im Norden und dem Mainzer Becken im Süden, zwischen der Nahe im Westen und dem Limburger Becken im Osten Stück für Stück möglichst genau durchzugehen, nach Formenschatz und Ablagerungen. Ausgangspunkt dabei ist die Frage nach der Entstehung des heutigen Flußnetzes mit seinen teilweisen Ungereimtheiten und die Rekonstruktion eines alten Entwässerungsnetzes. Die Rekonstruktion des alten Entwässerungsnetzes führt notwendig zur Verknüpfung mit der Frage, wie denn dieses alte Entwässerungsnetz wenigstens teilweise außer Funktion gesetzt werden konnte und wie teilweise über das alte Entwässerungsnetz hinweg ein neues — das heutige — gelegt werden konnte. Hier ergaben sich Berührungspunkte mit der Frage nach der Entstehung von Flächen und der verschiedenen Verebnungsstockwerke im zentralen Rheinischen Schiefergebirge. Der Zusammenhang zwischen den beiden zunächst divergierenden Fragestellungen erwies sich als so stark, daß das eine ohne das andere nicht behandelt werden konnte.

Die dabei in den Kapiteln II—VI benützte Arbeitsweise wird gemeinhin als „induktiv“ bezeichnet. Wir würden es vorziehen, sie eher als „reduktiv“ zu bezeichnen. Wie dies im einzelnen auch immer sei: das geübte Arbeitsverfahren stellt einen gewissen schwierigen Anspruch an den Leser. Um die damit notwendigerweise verbundenen Schwierigkeiten ein wenig zu mildern, werden im Kapitel I sowohl die allgemeinen Ansatzpunkte für die Darstellung wie auch die wichtigeren Ergebnisse vorweg beschrieben und zusammengefaßt. Auch ist es ratsam, die sog. „Grundkarte“, in der die Ergebnisse kartiert sind, stets heranzuziehen, um sich die morpho- und topographische Situation einigermaßen vor Augen führen zu können. Wenig ratsam wäre es, sich an der einen oder anderen Stelle etwas „herauspicken“ zu wollen; denn ein Gesamtbild ergibt sich aufgrund des Ansatzes (wie er oben beschrieben wurde) nicht aus den einzelnen Abschnitten für sich, wenn auch dort je im einzelnen wesentliche Grundlagen gewonnen werden.

Förderlich wäre es sicher gewesen, wenn die vielen Bilder, Profile und Karten im größeren Maßstab hätten beibehalten werden können. Aus Kostengründen mußten aber sämtliche Abbildungen auf ein Mindestmaß beschränkt werden.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft ist besonders zu danken, daß die Pu-

blikation ermöglicht wird; ihr ist auch für die Sach- und Reisebeihilfen zu danken, ohne die die Arbeiten im Gelände und im Laboratorium wie auch der Druck nicht hätten durchgeführt werden können. Beendet wurden die Geländearbeiten im Herbst 1967, die Analyse durch das Geologische Landesamt in Nordrhein-Westfalen 1968. Den Mitarbeitern des Landesamtes, die die Analysen durchführten, ist besonders herzlich zu danken.

Danken möchte ich auch den Herausgebern der „Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde“ in Bonn, die durch ihre Bereitschaft, die Arbeit in diese Reihe zu übernehmen, die Veröffentlichung möglich gemacht haben.

Für viele Gespräche und Hilfen sowohl während meines Studiums wie auch während der Bearbeitung selbst danke ich den Herren Professoren Kurt Kayser, Köln, Wolfgang Weischet, Freiburg, Joachim Bartz, Geologisches Landesamt von Baden-Württemberg in Freiburg.

Mit ganz besonderem Dank aber möchte ich die Arbeit widmen den Herren Professoren Herbert LOUIS und Martin SCHWARZBACH: Herbert Louis, zunächst in Köln und dann in München, als stetes Vorbild für wissenschaftliche Redlichkeit und als Wegweiser in die geomorphologische Forschungsrichtung; Martin Schwarzbach, Köln, als Anreger seit meinem ersten Studiensemester für das Interesse an paläographischen und paläoklimatischen Fragestellungen.

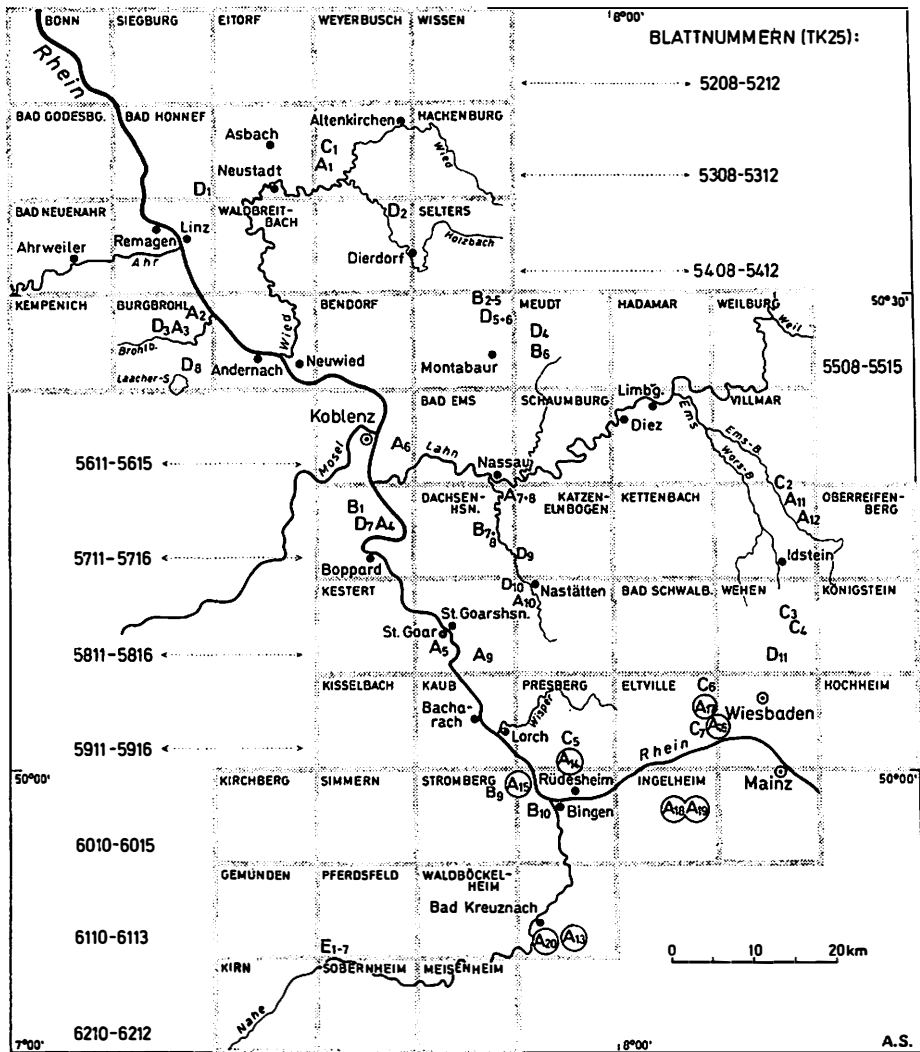


Abb. 1 Das Untersuchungsgebiet (Übersicht, Stellen der Probenentnahmen)

I. ANSATZPUNKTE UND ERGEBNISSE

A. Ansatzpunkte

1. DURCHBRÜCHE UND FLUSSNETZ

Das Ausgangsgebiet der Untersuchung war der nördliche Mittelrhein. An seinem Beispiel wurde der Frage nach der *Anlage des Rheintals und seinem Werdegang nachgegangen*, ferner der Rolle, die die zu *Antezedenz oder Epigenese* führenden Vorgängen dabei gespielt haben.

Wie indessen erstmals von G. BAECKEROOT (1942) im Gutland, dann von H. LOUIS (1953) und nun für das zentrale Rheinische Schiefergebirge gezeigt werden konnte, haben große *Reliefverschüttungen* stattgefunden, die nicht für die *Anlage des Flußnetzes* allein, sondern auch für die Abflußrichtungen *entscheidend* wurden, so daß das Flußnetz im Rheinischen Schiefergebirge vor allem aufgrund dieses seines über das Relief gelegten, epigenetischen Charakters bestimmt worden ist und weniger durch die erst sehr späte stärkste Hebung des Gebirges im Pleistozän. (Vgl. J. BIRKENHAUER 1971.)

Erst auf diese Weise wird erklärt, worauf wohl H. LOUIS (1953, S. 9) bisher am entschiedensten als problematische Merkwürdigkeit hingewiesen hat, nämlich daß von drei ganz verschiedenen Richtungen über die rheinische Rumpfscholle hinweg ein Flußnetz gelegt worden ist, dessen *Haupttäler* sich inmitten dieser Rumpfscholle *in auffälliger* Kreuzform zusammenfinden.

2. DIE „TROGFLÄCHEN“

Wie H. LOUIS (1953, S. 11, 20, 38) erstmals, wenn auch kurz und etwas allgemein, formuliert hat, sind die älteren Trogflächen im zentralen Rheinischen Schiefergebirge als *„Dachflächen“ der Verschüttung* mit dieser in genetischen Zusammenhang zu bringen. Er hat den Bildungszusammenhang von altem und jungem Talnetz, Verschüttung und Fläche nicht weiter verfolgt; ein solcher Zusammenhang stellte sich im Laufe der Untersuchungen im zentralen Rheinischen Schiefergebirge aber immer wieder selbst von neuem her und wurde durch die Sache selbst immer wieder aufgedrängt — in einem viel stärkeren Maß als es H. LOUIS selbst wohl bei den Formulierungen bewußt war. Er selbst sagt nämlich: (Aus verschiedenen Gründen) *„halte ich es nicht für besonders aussichtsreich, hier durch bloße immer weiter verfeinerte Kartierung von Verebnungsflächen das Verständnis der geomorphologischen Entwicklung wesentlich zu fördern“* (1953, S. 80). Das könnte direkt gegen die vorliegende Untersuchung gerichtet sein, ist aber zunächst auf dem Hintergrund der von R. STICKEL (1927) erstmals im Rheinischen Schiefergebirge kartierten und so vielfältig unterschiedenen Flächen-niveaus in den verschiedensten Höhenlagen zu verstehen.

Die vorliegende Arbeit kann daher auch als ein Versuch aufgefaßt werden, die im Prinzipiellen unterschiedlichen Auffassungen, Arbeitsweisen und Ergebnisse der beiden genannten Autoren so zu verbinden, daß eine erklärende einheitliche *Synthese und Modellvorstellung der Genese des rheinischen Formengefüges* möglich wird.

Gerade aus diesem Grunde war es notwendig, im möglichst induktiven Verfahren, in immer wieder neuen Ansätzen, die am Beispiel des nördlichen Mittel-

rheingebiets zunächst aufgefundenen Verknüpfungen in je neuen Gebieten auf ihre Tragfähigkeit zu überprüfen, zu vergleichen und zu verfeinern, um so auf einer möglichst großen Breite von Beobachtungen zu relevanten Befunden zu gelangen.

3. DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

Das zentrale Rheinische Schiefergebirge bzw. die Mittelrheinlande haben sich bei den genannten Fragen als *günstiges Arbeitsgebiet* erwiesen, vor allem aus zwei Gründen.

a) In ihm sind eine relative Fülle von *Ablagerungen* erhalten geblieben, die die Untersuchungen in den Einzelgebieten einigermaßen belegbar machen und die zwischen den geologisch gut erforschten Gebieten der Kölner Bucht und des Mainzer Beckens *chronologisch gut einzuordnen* sind.

b) Es ist nicht nur „zentral“, weil der Rhein die Hauptachse des Gebirges und des Untersuchungsgebietes zugleich darstellt, sondern weil es die *Nahtstelle verschiedener wichtiger Forschungsarbeiten* zur Geomorphologie des Gebirges aus den verschiedensten Jahrzehnten dieses Jahrhunderts bildet. Es hat deswegen und unter der Voraussetzung tragfähiger Ergebnisse die Aussicht bestanden, die Beobachtungen der verschiedenen Forscher auf begründete Weise auch dann miteinander zu verbinden und in einem anderen Lichte zu deuten, wenn bei gleichen Beobachtungen die Interpretationen aufgrund unterschiedlicher Ausgangspunkte verschieden waren. Nach W haben sich so vor allem über die Arbeiten von H. LOUIS und G. BAECKEROOT die Verknüpfungen zu den Ardennen ergeben, im E und NE über O. MAULL und G. SANDNER zum Kellerwald, im SE über O. MAULL, J. P. BAKKER und H. KÖRBER bis nach Franken (J. BÜDEL) und in den Odenwald (D. FLIEDNER).

4. DATIERUNGEN UND VORGÄNGE

In dem Jahrzehnt nach der letzten Veröffentlichung von C. MORDZIOL (1951) und der Arbeit von H. LOUIS (1953) ist immer besser erkannt worden, daß *der Rhein* nicht bereits im Miozän, sondern *frühestens erst seit dem Pliozän* das Gebirge durchquert (eine Ansicht, die m. W. zuerst W. KLÜPFEL 1929, S. 42, vertreten hat) — und mit ihm dann vermutlich die Hauptnebenflüsse —; aber es war unklar, in welcher Weise und unter welchen Umständen dieser das Tal-system verändernde Schritt getan wurde. Mit dieser jüngeren Datierung ist angedeutet, daß nicht, wie bei H. LOUIS (1953), die oligomiozänen Vorgänge die entscheidenden waren. Auch bei den *oligozänen Sedimenten* ist immer neuen Versuchen (wie man sie besonders gut an den Arbeiten von C. MORDZIOL ablesen kann) eine Verfeinerung der Datierung erreicht worden, wodurch auch die sich in ihnen spiegelnden und mit ihnen abspielenden geomorphologischen Vorgänge immer besser erfaßt werden konnten, wenn auch das Verhältnis des heutigen Tal-systems zu den alten Vorgängen nicht völlig aufgehellt war (vgl. C. MORDZIOL, E. KURTZ, H. LOUIS).

B. Grundlagen

Zunächst sind noch einige Linien klarer nachzuziehen, die für das Verständnis des Vorgehens grundsätzlich wichtig sind.

1. DER GEOMORPHOLOGISCHE STOCKWERKBAU UND SEINE KONSTANZ

Nach O. MAULL (1958, S. 29) ist die „Erkenntnis eindeutiger Leitformen“ unabdngbar. Es genügt jedoch m. E. nicht, nur eine einzige Leitform festzustellen und zur Bezugsbasis zu machen, etwa die Hauptterrasse, so markant und unverwechselbar sie auch immer im zentralen Rheinischen Schiefergebirge aufzutreten scheint. Es genügt auch nicht, in einer ausgewählten Leitform Unterstufen ausfindig zu machen, die, wo immer sie gemeinsam auftreten, gerade dieses Niveau oder dieses Stockwerk identifizieren. Hier dürfte in der Tat der zitierte Satz von H. LOUIS gelten, daß eine immer weiter verfeinerte Kartierung das Verständnis nicht fördert, sondern es im Gegenteil eher hindert. Dennoch ist der allgemeine Gedanke, immer wieder gleichermaßen *übereinander auftretende Niveaus zur gegenseitigen Identifizierung* und damit zur Identifizierung der jeweilig vorliegenden Situation heranzuziehen, mehr oder weniger durchgehend in der eigenen Arbeit verwendet worden. Es ist m. E. dann möglich, wenn immer wieder nicht bloße Niveaus und deren Unterstufen, sondern echte, d. h. geologisch und geomorphologisch eindeutig voneinander abgesetzte Stockwerke vorhanden sind, von denen jedes für sich, aber auch und gerade in bezug auf das jeweils höhere oder niedrigere Stockwerk (ohne aus der Höhenlage eine Altersstellung zu präjudizieren), eine *sichere Leitform* bietet, so daß dann nicht nur ein Stockwerk für sich eine nur in sich lineare — horizontale Leitform ist, sondern der *Stockwerkbau als ganzes* eine komplexe Leitform darstellt.

Dann läßt sich im ständigen Vergleichen von Ort zu Ort erkennen, ob ein Stockwerk fehlt oder verbogen oder gewellt oder abgetragen oder abgebrochen ist. Als ein derartiger komplexer Stockwerkbau, der die Grundlage der Zuordnung bietet, hat sich im zentralen Rheinischen Schiefergebirge (d. h. im Sinne der Arbeit ein Gelände von rd. 7000 km²) das *Übereinander* (und das in diesem *Übereinander* durchzuverfolgende System) folgender Stockwerke erwiesen: das der Haupt- und Oberterrassen, der Niveaus in 300, 360 und 400 m NN.

Abgesehen von den Becken- und Buchtlandschaften und den obersten Talräumen ist im Untersuchungsgebiet stets und ständig das *Querprofil dieses Stockwerkbaus lückenlos ausgeprägt*. Das Fehlen des lückenlosen Querprofils in den oberen Talräumen wie in den Becken- und Buchtlandschaften verleiht diesen ihren besonderen Charakter. In den obersten Talräumen rührt dieser Charakter wie auch das Fehlen des lückenlosen Profils daher, daß nach *talaufwärts das jeweils untere Niveau „auskeilt“* und das jeweils höhere als neue Kante an das Tal herantritt. Diese zu beobachtende Regelmäßigkeit ist im Sinne O. MAULLS als eine dem Stockwerkbau zukommende und ihm zugehörige Eigenschaft und Leitform aufzufassen.

Die Klärung des Zueinanders im Stockwerkbau ist die Voraussetzung dafür, daß der Anteil tektonischer Vorgänge an der Ausbildung der einzelnen im Stockwerkbau vereinigten Reliefgenerationen genau abgehoben werden kann. Dieses genaue Abheben kann erfolgen aufgrund der *auffälligsten Eigenschaft* des Stockwerkbaus im zentralen Rheinischen Massiv: seiner *Vertikalobservanz* (d. h. des stets gleichen Höhenabstandes der Niveaus voneinander) und seiner *Horizontalkonstanz* (d. h. die Niveaus verlaufen in stets gleicher Höhe über NN).

Der Stockwerkbau wird in jedem einzelnen Teilraum immer wieder neu gerade auf diese Merkwürdigkeit hin diskutiert. Hinsichtlich der *Tektonik* hat sich dabei stets ergeben:

a) Gebiete mit Verbiegungen und Verwerfungen sind im Gebirge zwar vorhanden, aber jeweils *engumzirkelt*; dasselbe gilt von den Rändern der großen Einbruchschollen.

b) Der direkte Einfluß solcher Verstellungen auf Flächen- und Talverlauf ist gering, auch im Umkreis der intramontanen Senken; dies kann darauf zurückgeführt werden, daß etwaige Verstellungen und Verbiegungen *synsedimentär*, d. h. gleichalt mit den Verebnungsvorgängen sind bzw. diesen sogar etwas zeitlich vorangehen.

c) Es hat *seit dem Oligozän* im Gebirge *keine Ondulationen großräumiger Art* im Sinne von W. HARTNACK und G. NEUMANN gegeben. Die Gliederung und Großskulptur der Rheinischen Masse in ein großwelliges *Mulden- und Schwellenrelief* (z. B. Mosel-Lahnmulde auf der einen, Hunsrück-Taunus-Schwelle auf der anderen Seite) ist *älter als das älteste Niveau* des untersuchten Stockwerkbbaus und seit dem Oligozän nicht mehr verändert worden. Andauernde Bewegungen und Veränderungen haben nur in den eng umzirkelten Becken- und Buchtschollen stattgefunden. Eine Schiefstellung der westdeutschen Großscholle (H. QUITING 1926) ist im zentralen Gebirge zumindest seit dem Oligozän nicht mehr nachzuweisen. Anzeichen dafür gibt es erst von der Ahrmündung nach N hin.

2. „NIVEAU“ UND „FLÄCHE“

(Erläuterung zu diesen Ausdrücken und die Frage ihrer metrischen Erfäßbarkeit)

Wenn die Niveaus gewöhnlich mit einer „runden“ Zahl bezeichnet worden sind, so sind solche Zahlen nach allgemeinem Gebrauch nur angenäherte *Mittelwerte*. Denn obwohl die Niveaus als solche eine strenge Höhenkonstanz besitzen, sind sie jedoch keine völlig ebenen Flächen. Meist sind sie im Querprofil des Stockwerkbbaus immer etwas *zur Tiefenlinie geneigt*, sei es, daß die Neigung ursprünglich so angelegt ist (im Sinne einer lateral gegen den Hang aufsteigenden Verebnung), oder sei es, daß sie sich erst bei späteren Abtragungs- und Denudationsvorgängen ausgebildet hat. So bezeichnet das 360 m-Niveau z. B. im Grunde einen sehr schwach geneigten Hang, dessen Höhe zwischen der unteren Kante und dem oberen Abknicken zum steileren Hang darüber zwischen 350 und 370 m schwanken kann. Dies zu beachten ist hinsichtlich der Austragung der Niveaus auf den Karten wichtig. Immer aber ist ein Niveau nur dann als eigenständig zu erkennen und folgerichtig nur dann kartenmäßig ausgetragen worden, wenn es sich mit versteilter Böschung zum nächsthöheren und zum nächsttieferen Niveau absetzt und diese Böschung ebenfalls durchverfolgt werden kann.

Aus diesen Gründen ist es in der Darstellung der Beobachtungen meist vorgezogen worden, nicht so sehr von „Fläche“ als besser von „Niveau“ zu sprechen, zumal der Ausdruck Fläche meist mit genetischen Implikationen verknüpft ist.

Bei der geschilderten Sachlage hinsichtlich der metrischen Erfäßbarkeit der Niveaus ist unmittelbar abzuleiten, daß *Verbiegungen und Verwerfungen nur dann geomorphologisch sicher nachzuweisen sind*, wenn sie ein *größeres Ausmaß als mindestens 20 m* vertikaler Verbiegung bzw. Absenkung besitzen. (Vgl. dazu auch J. BIRKENHAUER 1970c.) Verbiegungen und Störungen kleineren vertikalen

Ausmaßes spiegeln sich im Niveauperlauf nicht wider. Gerade deswegen ist es wichtig, sich nicht an Einzelniveaus (und deren Unterstufen erst recht nicht) zu orientieren, sondern am gesamten jeweiligen Stockwerkbau und dessen Verlauf. Fehlbeurteilungen können auf diese Weise eher ausgeschaltet werden.

Doch selbst wenn man im Rahmen eines einzelnen Niveaus bleibt, scheint die Sicherheit der gemachten Aussage, daß sich nämlich die oligozänen und späteren *Störungen im Gebirge* unmittelbar abseits der Senkungsfelder in einem *ganz geringen Vertikalausmaß* gehalten haben, groß zu sein. Dazu ist etwa das zu vergleichen, was hinsichtlich der Störung am Westrand der Weitung von Herschbach und Selters ausgemacht werden konnte oder was K. O. KOPP (1961) von der Hauptstörung der Wittlicher Senke berichtet. (Obwohl diese dort die aktivste aller Verwerfungen war, konnte für das Oligozän ein Vertikalausmaß von allerhöchstens nur 10 m ermittelt werden. Dieses Ergebnis von K. O. KOPP ist ein weiteres Indiz erstens für die geringe tektonische Aktivität im Gebirge und zweitens dafür, daß die Großgliederung des Reliefs älter sein muß als Oligozän.)

3. DIE KORRELATEN ABLAGERUNGEN

„Bei der durchgehenden Korrelation von Abtragung und Ablagerung läßt sich dann aus der Betrachtung der Akkumulationen als korrelierte Ablagerungen hinsichtlich der Artung („fazies“), Mächtigkeit und Lagerung, namentlich auch hinsichtlich ihrer Verknüpfung mit der Umgebung ungleich exakter auf die Entstehung der Abtragungsformen und der dabei stattgehabten Vorgänge schließen, als das aus dem Studium der ... Erosionsformen ... selbst möglich ist.“ Dieser Satz von O. MAULL (1958, S. 29) beschreibt genau den Verlauf der Beobachtungstätigkeit, bei der es in jedem einzelnen Untersuchungsraum je neu galt, möglichst alle Ablagerungen aufzusuchen und aufzufinden, um mit ihrer Hilfe die Ergebnisse in den Einzelräumen so gut wie möglich noch weiter stichhaltig belegen zu können, sie deswegen mit denen aus anderen Räumen stichhaltig vergleichen, verknüpfen und identifizieren zu können und außer dem durchlaufenden Stockwerkbau nicht nur einen zweiten tragenden Grund für die Beobachtungen zu erhalten, sondern auch eine echte *Kontrollmöglichkeit*. Alles dies ist, soweit es die Verhältnisse zuließen, in dem einzelnen Untersuchungsraum geschehen; mit dem *Vorbehalt* jedoch, daß nicht dort, wo ein isolierter Rest eines Schotterkörpers vorkommt, zugleich auch ein weiteres, vorher vielleicht unbekanntes Niveau vorliegen muß; vielmehr müssen die Ablagerungen auf dem Hintergrund auch der jeweiligen Stockwerksanordnung gesehen werden. Dieses „Jeweilig“ aber war stets neu zu untersuchen und zu prüfen. Je besser die Zuordnung in jedem Teil des Untersuchungsgebietes gelungen ist, um so begründeter oder wenigstens wahrscheinlicher ist dann der unternommene Versuch, Stockwerkbau, Tektonik, Gebirgs- und Senkensedimente über das Gebirge hinweg von der Kölner Bucht bis zum Mainzer Becken zu verknüpfen.

C. Die bedeutsameren Ergebnisse im einzelnen

1. Das heute ausgebildete *Talsystem* ist erst im großen ein Ergebnis des *plio-pleistozänen Verschüttungsvorganges* und weniger, wie H. LOUIS (1953) annimmt, des oligomiozänen.

2. Die *oligomiozäne Verschüttung* erreichte zwar größere Ausmaße und daher größere flächenbildende Kraft; die Abdachungsverhältnisse aber blieben im großen

und ganzen während und nach der Verschüttung erhalten.

3. Der Unterschied in der *talverändernden Wirksamkeit der pliopleistozänen* und der oligomiozänen Periode erklärt sich folgendermaßen:

a) Im Oberpliozän waren die trennenden Rücken zwischen zwei alten, auf den beidseitigen Abdachungen dieser Rücken gegeneinander gerichteten Talgebieten an der Mittelmosel (H. LOUIS), an der Lahn bei Nassau, am Rhein nördlich Bingen derart stark erniedrigt, daß bei der Verschüttung die *Wasserscheiden überwältigt* werden konnten.

b) Damit sind die morphologischen Vorbedingungen für das *Entstehen des rheinischen Talkreuzes* und für die *Wiedanzapfung* geschaffen.

c) Die *steuernde Wirkung* vor allem des *Newwieder Beckens* und in 2. Linie des Limburger Beckens, die sich erst im Pliopleistozän besonders stark absenkten (vgl. dem Vulkanismus entsprechend), schafft die tektonischen Voraussetzungen.

d) *Newwieder und Limburger Becken* gehen in der Anlage sicherlich bis mindestens ins Oligozän zurück (W. AHRENS 1961, W. ANDRES 1967, H. D. PFLUG 1959); beide Becken liegen im Oligozän noch nicht wesentlich unter den Sohlen der Alttalungen. Die Lage der Verwitterungsrinde in beiden Becken und der Grad ihrer Erhaltung zeigen, daß im Oligozän die Ablagerungen insgesamt gering bzw. die Oberflächen exponiert waren.

e) Aus a) und d) folgt, daß im *Oligomiozän die Wasserscheiden* wegen der synchron stärker absinkenden Schollen der Kölner Bucht und des Mainzer Beckens, weswegen die gleichartige Ausgangslage der Abdachungen erhalten blieb, kaum bzw. *nicht verändert* wurden.

4. Die sog. „*Trogflächen*“ STICKELS, denen unsere Niveaus oft entsprechen, sind keine, da sie im Sinne des Wortes *keine direkte genetische Beziehung* zum heutigen Talsystem besitzen.

5. Der *eigentliche Trog* im genetischen Sinn als Ausgangslage für das heutige Talsystem wird durch die *pliopleistozänen Niveaus* angegeben. Das bedeutet eine Rückkehr zur ursprünglichen Auffassung von A. PHILIPPSON.

6. Bei der *Neuentwicklung des Flußnetzes* von den pliopleistozänen „Dachflächen“ her, die wegen der raschen Aufwärtsbewegung der Gebirgsscholle seit der Herausbildung der Hauptterrassenniveaus noch nicht zu einem voll ausgeglichenen *Längsprofil der Täler* geführt hat, zeugen charakteristische Unstetigkeitsstellen (jeweils in der Höhe eines Stockwerks unter Eintreten des Bodens der heutigen Täler in das jeweilige Niveau mit Verbreiterung des Talquerschnitts und Ausbildung einer Talsohle) *ebenfalls vom Stockwerkbau*.

7. Für das Verständnis der Auswirkungen des im Pliopleistozän neu übergestülpten Talnetzes bietet die Kenntnis rekonstruierbarer *Alttalungen* einen wesentlichen Hintergrund. Diese Alttalungen sind nach zwei Methoden rekonstruiert worden:

a) Für die im Höhenbereich etwa der heutigen Hauptterrasse verlaufenden Talungen mit Hilfe differenzierter Ablagerungen (vorzugsweise nördlicher Mittelrhein und benachbarte Gebiete).

b) Für die über dem Niveau der Hauptterrassen liegenden Talungen auf dem Wege der Rekonstruktion der geomorphologischen Gesamtsituation, d. h. des jeweiligen Ineinandergreifens der Stockwerke.

8. Der Stockwerkbau ist im Bereich von Alttalungen geomorphologisch häufiger dadurch gekennzeichnet, daß die *Niveaus sich terrassenartig ineinander verschach-*

ten, und zwar so, daß das jeweils höhere Niveau die ganze jeweilige Talschaft von talab nach talauf umschließt und oben abschließt und talaufwärts nach Aufhören des unteren Niveaus selbst mit terrassenartiger Kante ans Tal herantritt. Das gilt vor allem für die oligomiozänen Niveaus, aber auch die pliozänen sind in bestimmten Fällen bei der beschriebenen Anordnung als Leitformen gut zu gebrauchen.

9. Der Grund für diese geomorphologische Rekonstruktion wie auch für die terrassenartige Verschachtelung liegt darin, daß die *Verschüttung* und die von ihr ausgehenden flächenhaften Abtragungswirkungen den zur Zeit der Verfüllung bestehenden Talungen nach aufwärts nachgetastet haben. (Dies ist in den einzelnen Untersuchungsräumen mit Hilfe der Sedimente immer wieder neu nachzuweisen, — wenn auch nicht für jede Alttalung, da dies nicht die vorrangige Absicht der Untersuchung war. Dennoch sind aufgrund der allgemeinen Erkenntnisse aus den vorstehenden Punkten 8 und 9 auch an im Text nicht ausführlich behandelten Stellen Alttalungen in die Karte eingetragen worden.)

Die terrassenartigen Verschachtelungen weisen ferner darauf hin, daß die alten, vorher bestehenden Tiefenlinien trotz der Verfüllungen sich immer wieder durchgesetzt haben müssen. Indem die Verschüttungen sich den alten Tiefenrinnen aufwärts folgend nachtasteten, spielten die Abflußbahnen der Verschüttungsebenen selbst auf die Richtung der Alttalungen ein, nahmen diese auf und bewahrten sie. Die beim erneuten Ausräumen gebildeten neuen Talrinnen tasteten dann ihrerseits wieder das alte Relief ab. Auf diese Weise haben sich — bei tektonischer Stabilität — die Alttalungen immer wieder durchpausen können. Daß dies der Fall sein konnte, ist ein weiterer Hinweis darauf, daß das Gebirge als ganzes sich tektonisch starr verhalten und ungestört von größeren Verstellungen und Verbiegungen reagiert hat.

10. Was die aufgrund der angegebenen Indizien m. E. durchaus mögliche Rekonstruktion von Alttalungen angeht, so bemerkt F. LEVY (1921, S. 30), daß es wegen des außerordentlich ausdruckslosen Oligozänreliefs und des gewaltigen Hiatus bis zum Pliozän sinnlos sei, ein Altgewässernetz zu rekonstruieren. Wie wenig ausdruckslos das Oligozänrelief war, zeigt aber die Möglichkeit, sogar das Gefälle der Alttalungen noch bestimmen zu können. Zumindest oberhalb der Hauptterrasse bieten die Niveaus ein Maß für das Gefälle der Alttalungen im Altrelief, vor allem von der Stelle ab nach oben, an der die heutigen Täler (sofern sie im Bereich von Alttalungen fortbestanden haben) mit ihrer Talsohle über das Niveau der Hauptterrasse zu liegen kommen. Von dieser Stelle ab ist nach aufwärts erkennbar, daß die Alttalungen ein im ganzen flacheres Gefälle (aber ein doch ausgeprägtes) als die heutigen Täler besessen haben müssen. Geht man z. B. von der Pforte von Reckenroth als gesichertem alten Talbodenrest das Aarbachtal aufwärts (vgl. Kap. V, Abschn. 7, 8) und unterstellt, daß der obere Aarbach den fortgesetzten Oberlauf der in der Reckenrother Pforte faßbaren Alttalung bezeichnet, so ist das 340 m-Niveau letztmalig am „Felsentor“, etwa 2 km oberhalb von Hohenstein, auf beiden Talseiten ausgebildet und erscheint von dort talaufwärts nicht mehr. Ist die Verschüttung mit dem dazugehörigen Verebnungsniveau talaufwärts vorgedrungen, so zeigt das Aufhören des Niveaus an, daß der Boden des Alttals nicht weit talauf vom Felsentor in etwa derselben Höhe gelegen haben muß. Vom Paß von Reckenroth aus ergibt sich daraus ein Anstieg des Alttalbodens um etwa 10 m auf rd. 10 km Tallänge. Etwa weitere 10 km auf-

wärts, bei Hahn, hört das 360 m-Niveau umschließend auf und das 400 m-Niveau umgibt weitere 5—6 km talauf oberhalb Wehen das Quellgebiet des heutigen Baches. Am Felsentor liegt zum Vergleich der heutige Talboden in rd. 260 m, bei Hahn ist er bereits im 340 m-Niveau breit ausgebildet und bei Wehen in 360 m NN. Aus diesem Vergleich folgt auch, daß nach aufwärts die heutige Talsohle zunehmend in das Gefälle der Altalung eintritt.

11. Mit den in den Punkten 8 und 9 zusammengefaßten Methoden lassen sich drei größere Einzugsgebiete von Altalungen feststellen, von denen zwei sich auf das offenbar alte Gewässerzentrum der Kölner Bucht zu entwickelt haben: a) das „rheinische“ Altalsystem, b) das System der „Taunus-Westerwald-Diagonale“, c) das Hunsrück-Nahe-System, dessen Vorfluter ständig das Mainzer Becken im weitesten Sinne gewesen ist.

12. Die Altalsysteme a) und b) entwässerten das zentrale Rheinische Schiefergebirge quer zum „Bitburg-Kasseler Senkungsfeld“, das sich seit dem Eozän herausgebildet haben soll (H. D. PFLUG 1959). Dem Senkungsfeld gegenüber verhalten sich die beiden Altalsysteme demnach *antezedent*, sie sind somit älter als das Senkungsfeld selbst. Ein *tektonischer Mittelrheingraben* (M. RICHTER 1934, H. CLOOS 1939) *existiert nicht*. Sein Vorhandensein wird vielmehr vorgetäuscht durch den tatsächlich bis an die Taunusschwelle heran altangelegten Talzug. (Vgl. auch G. KNETSCH 1963, S. 161 und 332). Talsysteme, wie sie von C. MORDZIOL (zuerst 1910, S. 163—164) und E. KURTZ (1931 und 1938) entlang dieses PFLUGschen Senkungsfeldes bzw. des „Mosel-Lahn-Troges“ rekonstruiert wurden (nämlich das „Vallendarstromsystem“ mit sich gabelnden Mündungsarmen von Koblenz nach N, nach E über Gießen in die Wetterau und nach S bzw. SE durch die Idsteiner Senke), haben nicht bestanden. Es hat kein geomorphologischer Mosel-Lahntrog bzw. kein Senkungsfeld als durchgehender Talzug bestanden — so sehr sich einzelne Talabschnitte daran angelehnt haben mögen und so sehr sich das heutige Talsystem an die Mosel-Lahnmulde hält — aufgrund ganz anderer Zusammenhänge.

13. Die „Diagonale“ (vgl. 11 b) ist im zentralen Rheinischen Schiefergebirge (offenbar bis ins Pliozän hinein) nach Länge und Breite der bedeutsamste Talzug und die Hauptentwässerungsbahn gewesen (vgl. Kap. VI, Abschn. 11); dieser Talzug entwässerte nahezu die gesamte Nordabdachung des Taunus. Vier weitere Altalungen der westlichen Taunusnordabdachung, der „Diagonale“ angeschlossen, konnten ermittelt werden. (Vgl. auch W. KLÜPFEL 1929, S. 47—48, S. 29). Der „Diagonale“ kommt zumindest im Tertiär eine weitaus größere Bedeutung zu, als sie je die *Eifelquersenke* besessen hat. Dem geomorphologischen Stockwerkbau zufolge (als Anwendung der am zentralen Rheinischen Schiefergebirge gewonnenen Anschauungen auf ein benachbartes Gebiet) kann hier nie ein Strom aus dem Trierer Gebiet quer durch die Eifel zur Kölner Bucht hin bestanden haben, wie E. KURTZ (1959) meint und H. W. QURZOW (1969) von ihm übernimmt. Die detaillierten Untersuchungen von H. LOUIS (1953) bestätigen eine alte, moselwärtige Abdachung der Eifel.

14. Die *Taunus-Bingerwald-Schwelle*, die Paßzone von Idstein ausdrücklich eingeschlossen, stellt eine alte bis ins Oberpliozän bewahrte Wassercheide zwischen N und S im zentralen Gebirge dar. (Vgl. auch W. KLÜPFEL 1929, S. 26). Von ihr aus hat sich zwischen der rheinischen Altalung im W und dem Gebiet nach E über die Idsteiner Senke hinaus das Gelände einheitlich von SE nach NW hin

abgedacht. Dies beweisen die dieser Abdachung konformen vier Altalungen; auch ist es, ihnen entlang, im heutigen Talverlauf noch teilweise überliefert. Es sind einerseits vom Mainzer Becken ins Neuwieder Becken, andererseits über die Idsteiner Senke und des Limburger Beckens ins Neuwieder Becken (G. KNETSCH 1963, S. 161) *keine Meeresvorstöße* gegangen. Umgekehrt stimmt es nicht, was H. ILLIES (z. B. 1967, S. 286) schreibt: „Noch zweimal vermochte während jener Zeit (d. h. Miozän: d. Vf.) das Meer in die oberrheinische Lagune einzutreten . . . (es) müssen die Vorstöße von N gekommen sein, wahrscheinlich aus der Kölner Tertiärbucht“. Das einzige, was mit der geomorphologischen Situation übereinstimmt, ist dagegen ein oberoligozäner mariner Vorstoß aus der Kölner Bucht bis ins Neuwieder Becken hinein durch die mit dem ganzen Gebirge tief genug abgetauchte Altalung am nördlichen Mittelrhein hindurch bzw. über sie hinweg (vgl. W. AHRENS 1961, S. 95).

15. Die von den heutigen Tälern der Wisper und des oberen Aarbaches bewahrte „*Subsequenzzone*“ auf der Nordseite der Taunus-Bingerwald-Schwelle geht auf das lange Festliegen der Wasserscheide auf dem stabilen Schutzwall der Schwelle zurück. Die heutige Situation wird dadurch erst verständlich. Die „*Subsequenzzone*“ gehört teils zum „rheinischen“ Altalsystem, teils zur „*Diagonale*“.

16. An der *Wende Pliopleistozän* wird die bis dahin wichtigere „*Diagonale*“ außer Kraft gesetzt und in einzelnen Stücken an die *nunmehr die Hauptfunktion übernehmende „rheinische“ Talung* angeschlossen. Der Ausdruck dieses Vorgangs ist das Talkreuz mitten im Gebirge und der merkwürdig verwinkelte Lauf des Wied-Holzbach-Einzuges, dessen Talkonfiguration erst auf diesem Hintergrund verstehbar wird als jung zusammengeschweißt aus verschiedenen Torsi von Altälern.

Auf weitere Angaben, in welcher Weise die heutigen Täler sich im einzelnen an Vorformen anlehnen bzw. Vorformen durch Neuanlagen verändert sind, wird verzichtet. Diese Angaben können unschwer der Grundkarte entnommen werden.

17. Dort, wo im Pliopleistozän die alten Wasserscheiden überwältigt wurden, *vermißt man an den Neudurchbrüchen* den klaren geomorphologischen *Stockwerkbau*. Die Flächenniveaus treten nicht mehr ineinandergeschachtelt, sich von Stockwerk zu Stockwerk umgürtend, entgegen, sondern nur *inselförmig* (Lahngebiet zwischen Nassau und Bad Ems; Gelbachtal zwischen Montabaurer Senke und Lahn; Sayn-Holzbachgebiet; Bingen-Trechtingshäuser Bucht). Wie dagegen die Verhältnisse in den nicht „umgekrempeelten“ Gebieten aussehen, zeigt vor allem der *als einziges Altalungssystem intakt gebliebene Hunsrück-Nahe-Einzug* (von untergeordneten Einzelheiten abgesehen).

18. Die *Verschüttungsphasen* lassen sich mit *Transgressionen* zusammenbringen, die zumindest im Tertiär die größte Ausdehnung mariner bzw. vergleichbarer Vorstöße ins Rheinische Schiefergebirge hinein darstellen. Dadurch wird die für das Verständnis der Vorgänge bedeutsame, da wesentlich vereinfachende Schlussfolgerung nahegelegt, daß die Verschüttungsphasen durch *das Abtauchen des in sich starren Gebirges an biegsamen Scharnieren* bedingt sind. Es ist also nicht so, wie C. MORDZIOL (1910, S. 165) annimmt, daß sich Mainzer Becken und Oberrheingebiet im Miozän gehoben haben, um dem Rhein den Einlaß ins Gebirge zu gewähren. Immerhin sieht C. MORDZIOL schon damals ganz klar, daß es zwei Stadien der Bildung von „Hochböden“ gegeben haben muß, deren erste (360—400 m-Hochböden) sich im Untermiozän gebildet und deren letzte (300 m) im Pliozän stattgefunden habe (1910, S. 91).

19. Die *Scharniere* sind während aller Ab- und Auftauchphasen in denselben streifenförmigen Bereichen verblieben, die heute das Gebirge zum Vorland mit markanten Geländestufen begrenzen. (Sie besitzen in kleinerem Ausmaß die *Funktion und Wirkungsweise*, wie sie etwa am Scharnier der Fall-Linie zwischen Apalachen und atlantischer Küstenscholle des östlichen Nordamerika in viel größerem Ausmaß und über längere Zeit hinweg ausgeübt worden ist.)

20. Die Scharniere sind *streifenförmig* in sich gestaffelt: In der plioleisztänen Phase werden noch größere Gebiete ans Gebirge angeschweißt (Waldböckelheim-Kreuznacher Bucht, Taunusvorland, Eifelrand), die dann noch den Verebnungen der ganzen Scholle unterworfen werden und dadurch ihr Ab- und Auftauchen im Pliopleistozän kundtun. Die wirksamen *Scharnierstreifen* sind vom Gebirge fort *beckennwärts gewandert*. Die geomorphologische Wirksamkeit der Scharniere erweist sich im großen an der *Eifelrandtreppe*, die erst so voll und ganz verständlich wird, im kleinen an den vielfach beobachteten *Schleppen* und dem „Böschungsockel“ (vor allem am Taunusüdrand), und zwar die Schleppen als Anzeiger plioleisztöner Bewegungen, der „Böschungsockel“ als Anzeiger für Ab- und Auftauchen in einem schmalen Streifen, ohne Verebnungen zu hinterlassen (im Oligomiozän besonders).

21. Es sind *zwei Verschüttungsperioden* festzustellen, die sich jeweils in zwei relativ rasch aufeinanderfolgende *Unterphasen* des Ein- und wieder des Auftauchens der Gebirgsscholle gliedern. (Vgl. die schematische Übersicht über die Vorgänge = Tab. in Kap. VII, 4 und Abb. 2). Die in sich rhythmisch gleichartig ablaufenden Perioden bilden ein auffälliges, in sich nicht erklärbares Phänomen.

22. Ein Zusammenhang mit der *saxonischen Schollenbildung* scheint evident zu sein. Offenbar müssen die reliefwirksamen Wirkungen der saxonischen Orogenese im zentralen Rheinischen Schiefergebirge in *zwei Phasen* abgelaufen sein:

a) In einer ersten Phase bildet sich das großwellige Mulden- und Schwellenrelief noch vor dem Oligozän in Form von weitergespannten Verbiegungen heraus; denn 1) lassen sich seit dem Oligozän keine solchen Verbiegungen mehr nachweisen und 2) deutet die kretazische Überflutung des Hohen Venns und der Ardennen dort noch ein weniger als heute über die Umgebung sich emporwölbendes Relief an. (Vgl. dagegen G. KNETSCH 1963, S. 161; ferner: J. BIRKENHAUER 1971 a.)

b) In der zweiten Phase, mindestens seit dem Mitteloligozän, setzt sich eine *reine Bruchtektonik* durch mit *in sich starr reagierenden Schollen*. (Vgl. auch H. D. PFLUG 1959.)

Auf keinen Fall ist aber das Relief *völlig ausdruckslos* gewesen. *Auf keinen Fall* ist ferner die Ansicht von H. CLOOS (1939, S. 445—465; vgl. auch W. AHRENS 1961, S. 93—94) von der *kontinuierlichen Aufwölbung des „Rheinischen Schildes“* aufrechtzuerhalten. Die von ihm herangezogene Anordnung des Marins ist kein Beweis, sondern mindestens im zentralen Rheinischen Schiefergebirge eher ein Beweis für das in sich starre Ab- und Auftauchen. Wie gering selbst die Hauptstörungen innerhalb des Gebirges reagiert haben, darauf verweist K. O. KOPP (1961), der für den oligozänen Verwerfungsbetrag der Hauptstörung der Wittlicher Senke auf maximal 10 m gekommen ist, wie oben schon erwähnt.

23. Das jeweilige Abtauchen der Gebirgsscholle ist offensichtlich eng mit den *vulkanischen Phasen* im Gebirge selbst bzw. an den Rändern zu den Beckenschollen hin verknüpft. Der Vulkanismus ist nicht nur *zeitlich* mit den Abtauch-

phasen *verknüpft*, sondern auch *genetisch* — müssen doch beim Abtauchen vulkanische Magmen emporgepreßt werden. Der begleitende Vulkanismus wird so zu einem weiteren Indiz für die Annahme von Abtauchphasen. Bereits die älteren oligozänen Verebnungen greifen über einige Basaltkörper des Westerwaldes hinweg (vgl. Grundkarte); das bedeutet, daß der Vulkanismus früher begonnen haben muß, als bisher angenommen wurde.

24. *Rumpftreppenartige Stufungen* sind bisher nur von auftauchenden Schollen mit gleichmäßig-kontinuierlich sich ausweitender Hebung beschrieben worden. Fast alle Formen flächenartiger Abtragungen werden auf diesem tektonischen Hintergrund gesehen. Sie bilden sich indessen — durchaus wirkungsvoll — *auch bei abtauchenden Schollen* aus.

25. Der Vergleich mit benachbarten Gebieten enthüllt ein recht *einheitliches Verhalten einer „westdeutschen Großscholle“* zwischen den Ardennen im NW und Mainfranken im SE, zwischen dem Westerwald im N und dem Odenwald im S.

26. Die erschlossenen Vorgänge mit der relativ langen *Ruhepause im Mio-pliozän* als Hebungs- und Abtragsphase zwischen den beiden Verschüttungs-(Abtauch-)Perioden vermögen m. W. zum erstenmal die merkwürdige und auffällige Tatsache zu erklären, daß aus dem ganzen Miozän im zentralen Rheinischen Schiefergebirge noch keinerlei Ablagerungen bekanntgeworden sind. Im Miozän herrscht statt dessen *fluviatile Erosion und Ausräumen* der Verschüttungsmassen *bis auf das Niveau der prämitteloligozänen Talböden* hinunter vor. Dem entspricht die Beobachtung, daß in den miopliozänen Fischbachschichten der Kölner Bucht der Granatschüttung zunimmt, weil in der auftauchenden bzw. aufgetauchten rheinischen Scholle die Triasdecke der Eifelquersenne aufgearbeitet wurde (vgl. K. H. SINDOWSKI 1939).

27. Alte, im Gebirge *früh konsolidierte Beckenschollen*, die die spätere geomorphologische Entwicklung innerhalb des Gebirgskörpers mitgemacht haben, sind die Terrassenbucht von St. Goar, das kleine Becken von Ransbach, die Weitung von Hirschbach-Selters, die Montabaurer Senke und das Miehleener Becken, das erstmals beschrieben wird.

28. *Limburger und Newwieder Becken* sind sicherlich im Rahmen des „Bitburg-Kasseler Senkungsfeldes“ bereits im Oligozän mehr oder weniger schwach im Zusammenhang mit Bewegungen von stärker epirogenetischer Art gebildet worden (vgl. Punkt 3 d). Beim Limburger Becken ist dies auch geomorphologisch insofern sichtbar geworden, als das 360 m-Niveau sich dem Verlauf des Beckens und der Idsteiner und Heftricher Senke gut anpaßt. Die Hauptbildungszeit aber für beide Becken ist das Pliopleistozän. In dieser Zeit geben sie die *tektonische Hilfestellung für die Entstehung des Talkreuzes* im zentralen Rheinischen Schiefergebirge auf der Verschüttungsfläche. Beiden Becken, vor allem wieder dem Limburger Becken, entsprechen in dieser Phase die umlaufenden und breiten Verebnungen im 300 m-Niveau.

29. Verschüttung, Wiederaufdeckung und Bewegungen sind als Vorgänge relativ *rasch abgelaufen*. Im Oligomiozän läßt sich dies u. a. daran ablesen, daß kein Wechsel im Mineralbestand eintritt (die Mineralprovinzen bleiben bestehen), im Pliozän daran, daß vorhandene Hämatitspuren rasch konserviert worden sein müssen. Jedoch läßt sich das 280m-Niveau innerhalb des 300 m-Stockwerks als jüngstes Niveau morphologisch (Profil Lorsbach) (vgl. hierzu J. BIRKENHAUER 1971 a, S. 101) und mineralanalytisch absetzen (Th. W. M. LEVELT 1965).

30. Auffällig ist häufiger die *geringe Breite des 360 m-Niveaus* zwischen dem 300- und dem 400-m-Stockwerk. Da das Niveau jedoch aufgrund der für es nachgewiesenen Verschüttungsphase und der Tallängsprofile als ein eigenes Stockwerk angesehen werden muß, kann die Erklärung für seine relativ schlechte Erhaltung nur darin gesehen werden, daß es *durch die dem 300 m-Stockwerk entsprechenden Vorgänge stärker aufgezehrt worden ist*; denn dort, wo es, wie am oberen Mittelrhein und in den Hunsrückdurchbruchtälern, breiter vorhanden ist, tritt das 300 m-Niveau stärker zurück. Aufgrund dieses Sachverhalts kann je nach den Umständen *auch das 300 m-Niveau als ein Anzeiger für das vorpliozäne Relief* und seine Altäler angesehen werden.

31. Folgender Satz von H. LOUIS (1961, S. 205) kann in dieser Ausschließlichkeit nicht bestätigt werden. „Angesichts dieser Tatsachen muß erstlich damit gerechnet werden, daß die mehrzyklische Reliefgestaltung z. B. in den Mittelgebirgen Mittel- und Westeuropas zu einem wesentlichen Teil durch die erfolgten Klimaänderungen ohne unmittelbare, insbesondere ohne synchrone Beeinflussung der an sich z. T. durchaus nachweisbaren Krustenbewegungen verursacht worden sind.“ Im zentralen Rheinischen Schiefergebirge jedenfalls und vermutlich darüber hinaus gibt es eine *mehrzyklische Reliefentwicklung*, die insbesondere gerade *unter synchroner Beeinflussung durch Krustenbewegung* verursacht worden ist — aller dings *bei abtauchender Bewegung*. Das Ab- und Auftauchen der Gebirgsscholle vollzieht sich *an den Scharnieren synsedimentär* (Verschüttungen) und *synchron mit der Flächenbildung* (Flächenabtragung und Reliefzyklus). Spezialfälle sind z. B. die flexurartigen, synsedimentären Absenkungen des „Goldenen Grundes“ und des Limburger Beckens bzw. seines SW-Randes in der pliopleistozänen Phase. Gerade am Rand des Limburger Beckens ist der Zusammenhang zwischen Tektonik und Verebnung auch im Oligozän gut zu sehen; denn, wie schon gesagt, paßt sich das 360 m-Niveau auffallend gut dem Verlauf der Ränder des Beckens und der Senken von Idstein und Heftrich an.

32. Wenn auch der ausgeführte Sachverhalt nach H. LOUIS (Punkt 31) für das Rheinische Schiefergebirge in dieser Formulierung nicht anwendbar ist, so spielen bei der Entstehung der Verebnungsniveaus die klimatischen Bedingungen keineswegs eine geringzuschätzende Rolle. Die *Verebnungen* als „Dachflächen“ der Verschüttung (H. LOUIS 1953, S. 11) sind *auch klimatisch bedingte Abtragungsflächen*. Da sie über alle durch Gestein oder Tektonik und Faltung verursachten Unterschiede hinweggreifen, sind sie im ursprünglichen Sinne des Wortes Rumpfflächen. Da aber der Begriff der Rumpffläche inzwischen genetisch eine bestimmte Bedeutung erhalten hat und die *Lateralerosion* bei den rheinischen Verebnungen eine große Rolle spielt, sollen sie als *Lateralflächen* bezeichnet werden. (Vgl. dazu J. BIRKENHAUER 1971 b.)

W. KLÜPFEL (1926, S. 416) hat Flächen, die durch Auffüllung geschaffen worden sind, „Trugflächen“ genannt. Der Begriff „Lateralfläche“ soll dagegen ausdrücken, daß es sich um wirkliche Verebnungen aufgrund von lateralen Abtragungsvorgängen handelt, auch wenn sie mit einer Verschüttung in Zusammenhang gebracht werden können. Es sind also keine Trugflächen. (Vgl. auch Punkt 33.)

Die von R. STICHEL (1927) aufgestellte Behauptung, daß die Trogflächen „samt und sonders *Endrumpfflächen*“ sind, kann in diesem Sinne *nicht* aufrechterhalten werden.

33. Unter *Lateralflächen* sollen solche Abtragungsflächen verstanden werden, bei denen die Lateralerosion durch folgende *zwei zusammenwirkende Faktoren* in besonders wirksamer Weise unterstützt wird, so daß flächenhaft breite und weit verfolgbare Verebnungen erzeugt werden:

- a) abtauchende Bewegung,
- b) „intermediär“-subtropisches Klima.

34. Solche Lateralflächen zeichnen sich durch strenge *Horizontalkonstanz* und beim stockwerkartigen Übereinander durch die aus der Horizontalkonstanz folgende strenge *Vertikalobservanz* aus.

(Ein schwaches, rheinab gerichtetes Gefälle der sog. „T₁-Fläche“, die in etwa dem 360 m-Niveau entspricht, ist zwar von R. STICKEL (1927) rekonstruiert worden — 380 m NN bei Bingen, 330 m NN an der nördlichen Wied; doch sind dabei nachweislich verschiedene alte Reliefreste kombiniert worden.)

35. Hinsichtlich der Vertikalobservanz ist es nicht notwendig, eine kontinuierlich-gleichmäßig von oben nach unten und vom älteren zum jüngeren absteigende Entwicklung einer *Treppe von Abtragungsflächen* anzunehmen; eine solche *absteigend-kontinuierliche* Entwicklung läßt sich im zentralen Rheinischen Schiefergebirge *nicht* feststellen.

36. Aufgrund verschiedener Indizien ist der *Klimagang* seit dem Oligozän erschlossen worden (vgl. J. BIRKENHAUER 1970 a). Von mindestens dem mittleren Oligozän ab bis ins Oberpliozän herrscht ein Klima, das als „intermediär-subtropisch“ bezeichnet worden ist, da es 1) wenig tiefgründige Zersetzung, 2) keine völlige Zerstörung grober Gerölle gibt und 3) in den festen Fels hineinherodiert wird. Auffällig ist z. B., daß nach F. KUTSCHER (1954) im Hunsrück die größte Verbreitung der tertiären Verwitterungsrinde von 400 m NN nach aufwärts anzutreffen ist, also über dem höchst Lateralniveau. Die *Bildung der „alten Tropenerde“* geht nicht bis ins Oberpliozän weiter (J. BÜDEL 1957), sondern *endet mit dem Mitteloligozän* spätestens. Es gibt zwar Spuren für intensivere Verwitterung im Pliozän; die geringen Spuren reichen jedoch nicht aus, um im Pliozän erneut durchgreifende tropische Verwitterungsbedingungen und tropisches Klima anzunehmen, zumal sie auch durch entsprechende Faunen und Floren nicht belegt sind.

37. Aus Punkt 36 folgt, daß *seit dem Mitteloligozän keine Rumpfflächen* mehr im Sinne von H. LOUIS, J. BÜDEL (doppelte Einebnungsfläche) und von J. P. BAKKER/TH. W. M. LEVELT (polyzyklische Entstehung von Rumpfflächen in Mitteleuropa) gebildet worden sind.

38. Aus Punkt 36 in Verbindung mit Punkt 22 folgt, daß es *fragwürdig* ist — und hier ist H. LOUIS (1953, S. 80) völlig zuzustimmen — *oberhalb von 400 m heutiger Höhe* „durch bloße immer weiter verfeinerte Kartierung von Verebnungsflächen das Verständnis der geomorphologischen Entwicklung wesentlich zu fördern“. Das gilt z. B. für die Rumpfflächen nach R. STICKEL (1927) und H. MOSLER (1966). Denn ab 400 m gelangt man in Regionen, deren Relief in derart weit zurückliegenden Zeiten gebildet worden ist, daß wegen fehlender korrelater Ablagerungen keine genauen Datierungen und damit Feststellungen über etwaige höhere Niveaus mehr möglich sind. (Vgl. dazu aber auch H. LOUIS 1953, S. 89: „Unser zeitlicher Ansatz für die Anlage der Rumpfflächenregion weicht deswegen nicht wesentlich von dem Stickelschen ab, der für seine R₁-Fläche oberoligozänes Alter annimmt.“) Es läßt sich nur die allgemeine Entwicklung vielleicht folgender-

maßen kennzeichnen: tropische Verwitterungsbedingungen bei saxonischer Gebirgsbildung haben das Relief oberhalb 400 m geformt.

39. Es folgt ferner aus den Punkten 36 und 37, daß auch die Ansicht von E. NEEF (1955, S. 191) über *die eigentliche Umgestaltung des heutigen Reliefs erst im Pliozän* (d. h. Überführung eines Rumpftreppenbildes mit klarer Linienführung in eine wellige Rumpffläche) *nicht* mit dieser breiten Gültigkeit stimmen kann. Es ist auch nicht möglich, folgenden Satz des genannten Autors zu beweisen: „Die mitteltertiären Pedimentflächen sind durch spätertertiäre Peneplains ersetzt worden.“ Im zentralen Rheinischen Schiefergebirge hat es weder Pedimentflächen im Mitteltertiär noch Peneplains im Spätertertiär gegeben, noch hat es sie aufgrund der klimatischen Bedingungen geben können.

40. Vielmehr weisen seit dem Mitteloligozän abnehmender Kaolingehalt, Grobheit und Unsortiertheit der Schotter und Sande bei völliger Verwitterung aller leichter zerstörbaren Gesteine auf ein nicht mehr tropisches aber auch ein noch nicht gemäßigtes, sondern eben „intermediäres“ Klima hin. Die Indizien besagen, daß das Klima eine *selektive Verwitterung* nach sich gezogen haben muß, d. h. das *Klima* muß einerseits humid und warm genug gewesen sein, um eine über die chemische Verwitterung des heutigen Klimas bei uns weit hinausgehende Intensität mit sich zu bringen, und es muß andererseits eine aridere Jahreszeit besessen haben mit geringen Abflussmengen (Unsortiertheit der Ablagerungen, ruckweiser Transport über relativ kurze Entfernungen). Klimavergleiche lassen ein „*lusitanisch-marokkanisches*“ Klima am wahrscheinlichsten werden. (Vgl. J. BIRKENHAUER 1970 a.)

41. Mit der Methode der multiplen Arbeitshypothesen (d. h. analytische Konfrontation mit bereits bestehenden Modellen) ist versucht worden, eine *Modellvorstellung* zu entwickeln, die die Möglichkeit bietet, die größte Anzahl der *wichtigsten Merkmale* zu vereinen und zu erklären. Diese sind (vgl. J. BIRKENHAUER 1972): Horizontalkonstanz — Hinweggreifen über alle Gesteins- und Strukturunterschiede — selektive Verwitterung — intermediäres Klima — Unsortiertheit der Schotter und geringer Abrollungsgrad — Verschüttung — Abtauchen der Scholle.

Die hinreichende Modellvorstellung wird in einer Kombination der Beobachtungen von H. MENSCHING (1958) über die Fortbildung von Flächen unter Verteilung des Grobshutts in Marokko und der systematischen Darlegung H. v. WISSMANN'S (1951) über seitliche Erosion erblickt. Bei abtauchender Scholle müssen sich die von beiden Autoren beschriebenen Vorgänge noch verstärken.

42. Die *Absenkungen* lassen sich an der Höhe der Niveaus ablesen, wenn man die Sohle einiger alter Täler kennt. Im Herchenbergprofil liegt der Boden der Altalung in etwa 220 m NN, in Weiler bei Bingerbrück bei unter 235 m NN. Sowohl auf der S- als auch auf der N-Seite des zentralen Rheinischen Schiefergebirges hat also die Absenkung und damit die Verschüttung eine Höhe von maximal 150—180 m erreicht, wenn man das 400 m-Niveau als obere Bezugsbasis wählt (im Pliozän auf 300 m NN = rd. 70—90 m). Wie die Beobachtungen für das Pliozän im Mainzer Becken ergeben haben, kommen aber mindestens 20 bis 30 m des Verschüttungsbetrages nicht auf das Konto der Absenkung (ähnlich im Aachener Wald Absenkung bis auf 360 m NN im Oberstoligozän — höchste Verebnung darüber 400 m NN). Auch G. SOLLE (1959, S. 399 ff., vor allem

S. 404) stimmt trotz der Kritik an H. LOUIS (1953) einer flächenhaft überdeckenden Aufschotterung über die Täler hinaus von etwa 30—50 m für das Oligozän zu. Mit den Beträgen stimmen die Gesamtmächtigkeiten für das Oligozän von 100 m in der Montabaurer Senke und ebenfalls mindestens 100 m in der Bingen-Trehtingshäuser Bucht für das Mitteloligozän wie im Sobernheimer Ausräum (120 m) gut überein.

Auch die ältestpleistozäne Überschotterung (Trehtingshausen 270—280 m — Reitzenhain 320—340 m NN) erreicht ein Ausmaß von 40—70 m; ähnlich mächtig ist der Akkumulationskörper der Hauptterrasse nördlich der Ahrmündung (im N-S-Profil mindestens 50 m mächtig).

Eine Annahme der Verschüttungshöhe von mindestens 30 m allein aufgrund klimatisch gesteuerter Vorgänge scheint somit diesen Überlegungen zufolge nicht übertrieben zu sein.

43. Als Einwand gegen die Verschüttungen ist immer wieder die Frage nach der *Herkunft des riesigen benötigten Materials als auch nach seinem Verbleib* nach der Hebung geäußert worden. (Vgl. zum ersten G. SOLLE 1959, zum zweiten G. HARD in einer brieflichen Mitteilung an den Verfasser: „Wie sind bloß die ganzen Füllmassen so erstaunlich gründlich wieder ausgeräumt worden? In jeder Ecke müßte doch noch was stecken . . .“) Das Erstaunliche hinsichtlich des Verbleibs ist es gerade, daß bei einer genauen Überprüfung tatsächlich an scheinbar unmöglichen Stellen und „Ecken“ immer wieder doch noch entsprechende Schotter stecken.

Was die Menge des Materials angeht, so ist zunächst einmal darauf hinzuweisen, daß in den extramontanen Buchten und Senkungsräumen (Kölner Bucht und Mainzer Becken bzw. Oberrheingraben) die Sedimentationsmassen derart gewaltig sind, daß sie die Verfüllungsmassen noch übertreffen (vgl. z. B. G. FLIEGEL 1922 und A. SCHAD 1956), und das, obwohl die relativ kleine Insel der Rheinischen Masse fast das alleinige Abtragungsgebiet für diese Senken war und das Sedimentationsmaterial in diesen Senken im wesentlichen geliefert hat. Auch darf man nicht vergessen, daß nicht nur Sande und Schotter als alleinige Verschüttungsmaterialien geliefert wurden, sondern auch das ganze pelittische Material der Devongesteine z. B.

Über einen weiteren Gesichtspunkt hinsichtlich der „Mengenfrage“ berichtet K. O. KOPP (1961). Die an den tiefen Stellen vorhandenen Schotter sind kein Maß für das benötigte Gesamtvolumen, denn sie liegen ja relativ nahe zu den schmalen Talsohlen. Viel verbreiteter aber sind die Geröllfelder auf den Höhen — und an deren großen Ausdehnung zweifelt auch G. SOLLE nicht.

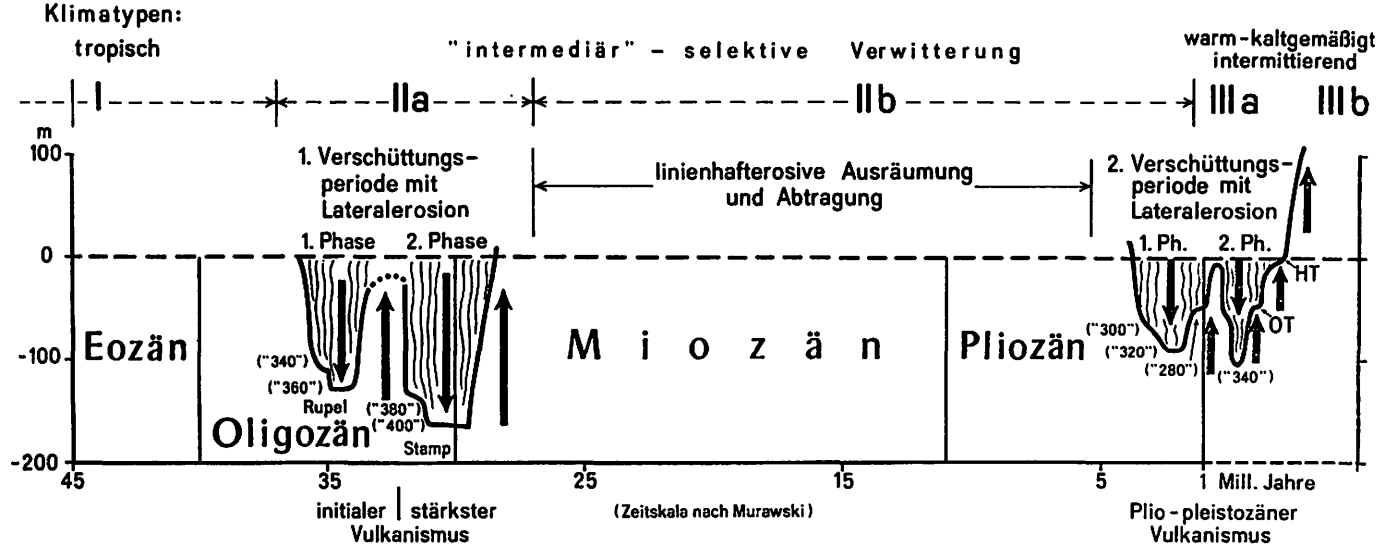
D. Die Morphogenese der Schollen am Rhein

W. AHRENS (1959) führt aus, daß der Rhein eine Vielfalt geologischer Strukturen durchquert, „darunter auch Zonen, in denen sich junge Bewegungen auswirkten — Zonen, die mit seinem Lauf gleichzeitig entstanden sind oder weitergebildet wurden. . . . Trotzdem ist eine durchgehende zeitliche Gliederung der Ablagerungen des Rheines . . ., also ein Längsprofil dieser Schichten, auch heute noch nicht möglich. Auch über manche grundlegend wichtigen allgemeinen Vorstellungen, z. B. über die Bildung von Terrassen, besteht im Rheingebiet noch keine Klarheit.“ Es müßten daher in allen Flußabschnitten Untersuchungen einsetzen, die, dann mit Aussicht auf Erfolg, es möglich machen, an die Verbindung verschie-

dener Abschnitte herangehen zu können. Als wesentliche Schwierigkeiten dabei werden die tektonischen Unterbrechungen betrachtet.

Die nun im folgenden genau darzustellende Arbeit versucht *über das Rheinische Schiefergebirge von N nach S hinweg, die verschiedenen Schollen miteinander zu verbinden und sie in eine gemeinsame Formengeschichte zu bringen*. Sie versucht dabei, sich nicht nur auf einige kleine oder große geologische Aufschlüsse, sondern vielmehr auf die mit ihrer Hilfe gesicherten geomorphologischen Horizonte und Stockwerke zu stützen. Diese vermögen nicht nur über viele Kilometer hinweg brauchbare Leitlinien abzugeben, sondern Formen und Vorgänge, Hoch- und Beckenschollen, Tal- und Flächenentwicklung, Tektonik und Vulkanismus nicht nur räumlich, sondern auch genetisch miteinander zu verbinden, sie zu einem einheitlichen Entwicklungsbild zusammenzusehen und sie in der zeitlichen Tiefendimension bis ins Oligozän zurück zu verfolgen.

Wie bereits K. OESTREICH (1909 b, S. 160 ff.) in seiner Auseinandersetzung mit C. MORDZIOL schrieb, ist die morphologische Beweisführung gesichert, wenn sie es „erlaubt, die Entwicklung einer Bodenform durch alle Formen der in der Landoberfläche noch erkennbaren Stadien zu verfolgen“. Aus zunächst geringfügigen Unstimmigkeiten der Talgeschichte angeregt, ist die Untersuchung genau zu diesem Ziel geführt worden.



Bezugsbasis (0-Linie) = mitteloligozäner Talboden des "Urrheins" in 220 m heutiger Höhe bei Burgbrohl und Alltalboden von Weiler bei Bingerbrück in 230 m heutiger Höhe
 ("340") usw. = Zuordnung zu den Niveaus in Metern

Abb. 2 Verlaufsdiagramm der Vorgänge im untersuchten Zeitraum

II. DAS GEBIET

BEIDERSEITS DES NÖRDLICHEN MITTELRHEINS

1. ZUR GEOMORPHOLOGISCHEN ERFORSCHUNG DER MITTELRHEINLANDE, INSBESONDERE DES NÖRDLICHEN MITTELRHEINABSCHNITTS

Seitdem vor mehr als 40 Jahren R. STICKEL (1927) seine Untersuchungen „Zur Morphologie der Hochflächen des Linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete“ durchführte und damit einen gewissen Endpunkt der Erforschung der größeren Formen des Rheinischen Schiefergebirges zu setzen schien (welche vorher vor allem von A. PHILIPPSON (1899, 1903, 1927) und K. OESTREICH (1908/9, 1909, 1927/8) vorangetrieben worden waren), ist die Erforschung dieser Formen nicht wesentlich weiter fortgeschritten, wenn man einmal von der größeren Darstellung durch H. LOUIS (1953) absieht, die zudem eine etwas andere Fragestellung hat. Erst in jüngster Zeit sind im Bereich und Umkreis der STICKELschen Untersuchung einige Teilgebiete erneut einer z. T. recht detaillierten Bearbeitung unterzogen worden, wie z. B. der Niederwesterwald (H. HAUBRICH 1965), das Limburger Becken (W. ANDRES 1967) und das Hunsrück-Nahe-Gebiet (H. MOSLER 1966). Bei diesen Veröffentlichungen fällt jedoch auf, daß kaum versucht wird, die Forschungsabsicht R. STICKELS mit den m. E. in entscheidender Weise weiterführenden Ergebnissen von H. LOUIS zu konfrontieren und Impulse für die Deutung bestimmter Erscheinungen zu gewinnen.

Dies soll nun anhand der folgenden Darstellung geschehen, und zwar mit Hilfe des zentralen Bereiches der STICKELschen Arbeit, den Mittelrheinlanden (zum Ausdruck „Mittelrheinlande“: vgl. J. BIRKENHAUER 1967). Dabei wird über das Arbeitsgebiet STICKELS hinaus auch das Gebiet der unteren Lahn und des westlichen Taunus einbezogen, um damit einerseits den eigenen Untersuchungsraum abzurunden und Landschaften einzubeziehen, die z. T. noch länger als die erwähnten 40 Jahre nicht mehr unter geomorphologischer Fragestellung bearbeitet worden sind.

Die eigene Arbeit setzt am unteren Mittelrhein an mit einer Betrachtung der Ergebnisse R. STICKELS. Seine wichtigen Ergebnisse hat er in einer Karte zusammengefaßt, die das bekannte, einfache Bild zeigt: Von den jüngsten morphologischen Formen der Flußterrassen steigt man über mehr oder weniger hohe Treppenabsätze zu den ältesten Formen, den Rumpfflächen, bzw. über die Rantreppen am Eifelrand empor; dabei ist die jeweils höhere Form zugleich die jeweils ältere. Oberhalb der Flußterrassen sind es zunächst die Trogflächen, von denen die jüngere in etwa 350 m NN als T_1 -Fläche bezeichnet wird, die ältere in 400 m NN als T_2 -Fläche; darüber folgen drei Rumpfflächen, von denen die jüngste, die R_1 -Fläche, z. T. auffällig breit in 500 m NN entwickelt ist. Die T_1 -Fläche wird als jungmiozän datiert, die T_2 -Fläche als jung- bis mittelmiozän und

die R-Flächen sind älter (R. STICKEL 1927, S. 103 ff.). Mit den Troglflächen werden die von R. STICKEL (1922) beschriebenen Randstufen des „Abfalls der Eifel zur Niederrheinischen Bucht“ parallelisiert.

Für den Betrachter ergeben sich einige *Schwierigkeiten*. Die erste taucht auf, wenn er sich vergegenwärtigt, daß, von einigen Stellen abgesehen, die T- und R-Flächen „samt und sonders Endrumpfflächen“ sind (1927, S. 100), d. h. also doch auch prinzipiell die gleiche Genese haben. Dann ist nämlich nicht einzusehen, wieso die Randverebnungen so schmal, die Troglflächen aber z. T. sehr breit ausgebildet sind.

Die nächste Schwierigkeit ergibt sich aus der von R. STICKEL kartierten Situation beiderseits des unteren Mittelrheins zwischen Andernach und Bonn. Hier sind T₁- und T₂-Flächen scheinbar nur noch in Resten vorhanden. Davon, daß „eine jede Fläche in wechselnder Weise sich mit jeder höheren Fläche verzahnt und daß diese Verzahnung fast ausnahmslos in Anlehnung an die bestehenden Täler erfolgt“ (1927, S. 100), ist hier nichts zu bemerken. Im mäanderreichen Durchbruch der unteren Ahr etwa begleiten die Flächenreste den Durchbruch. Vor allem die T₁-Fläche ist auf der Karte kaum erkennbar. Eine ausnahmslose Anlehnung besteht hier wie auch bei dem Wied-Durchbruch zwischen Neustadt und Altwied nicht, was R. STICKEL allerdings selbst bemerkt (S. 39—40). Auch die Höhenlagen stimmen nicht mit den bei STICKEL angegebenen Normalwerten überein, am Siebengebirge etwa oder ostwärts des Laacher Sees. Das wird von ihm auf die Tektonik am Südennde der Niederrheinischen Bucht zurückgeführt (39—40).

Hinzutreten die auffälligen Verschiedenheiten in der Lage des Pliozäns, die von W. AHRENS (1929) beschrieben worden sind. Sie werden mit der Bildung eines kleinen tektonischen Beckens erklärt, an das sich bei Waldorf und bei Koisdorf nach NW hin in der Verbindungslinie zwischen dem Neuwieder Becken und der Niederrheinischen Bucht zwei weitere kleine tektonische Becken einschalten (W. AHRENS 1952). Sie befinden sich also in der tektonischen Grabenzone, die sich nach M. RICHTER (1935) hier im Laufe des Tertiärs ausgebildet hat und über die die Niederrheinische Bucht, das Neuwieder Becken und der Oberrheingraben angeblich zumindest tektonisch miteinander verbunden sind.

Auch K. KAISER (1961) hat die schwierigen Lagerungsverhältnisse gesehen und sie zu kartieren versucht (Karten 2 und 3 bei ihm). Ohne daß er im Text näher darauf eingeht, werden die Ablagerungen der sog. Höhenterrassen zwischen 250 und 320 m NN auch nördlich des Laacher Sees als Sedimente eines alten großen Moselschwemmkügels gedeutet (mündliche Mitteilung). Mitten zwischen ihnen und der Hauptterrasse des Rheins erhebt sich ein sog. „Terrassenaußenrand“. Auf der Höhe der „Mehlemer Enge“ ragen merkwürdigerweise isolierte Kuppen des varistischen Grundgebirges aus den Terrassenfluren heraus bzw. in sie hinein.

Insgesamt erhält man den Eindruck, ein geomorphologisch nicht leicht deutbares, eher recht verworrenes Bild vor sich zu haben, und zwar in einem Streifen, der von den Troglflächen selbst hinunter bis dicht an den Rhein reicht.

2. BESCHREIBUNG DER RELIEFVERHÄLTNISSE WESTLICH DES NÖRDLICHEN MITTELRHEINS

Schaut man sich in der Landschaft selbst genauer um, so fallen bestimmte Stellen auf. Einige davon sollen beschrieben werden.

Blickt man von der Straße, die von Niederrissen ostwärts um den Vulkankegel des Bausenberges herum nach Waldorf führt, nach SO, und zwar von etwas unterhalb des scharfen Knicks der Straße genau östlich des Bausenberges, so sieht man ein tieferes Gelände vor sich, dessen leicht nach O geneigte flache Ebenheit zu Riedeln zerschnitten

ist. In die Ebenheit ist der Brohlbach mit einem relativ weiten, sanften, leicht kastenförmigen Tal gering eingetieft. Die Höhen ringsum, vor allem im W und im S, fallen auf die niedrige Ebenheit hin ein. Über den Höhen erheben sich, scharf aufgesetzt, die pleistozänen Vulkankegel. Folgt man mit dem Blick den Brohlbach talab, so erheben sich auch nach dorthin die Höhen über die weite große Mulde und die Brohl scheint aus diesem niedrigeren Gelände nach ostwärts in höheres einzutreten. Ein mächtiger Querriegel scheint ihr nach O den Lauf zu verlegen.

In einem tiefen (150—200 m), steilen, schmal eingeschnittenen Tal durchbricht die Brohl mit einigen scharfen Mäanderbogen den Riegel. Vom Leitenkopf (250 m) zwischen Brohl am Rhein und Niederlützingen kann man beim Blick nach S den Durchbruch gut überschauen. Wendet man von derselben Stelle aus den Blick nach N bzw. NW, so sieht man dort den Vinxtbach ebenfalls in einem schluchtähnlichen Tal zum Rhein hin durchbrechen. Folgt man den Bach aufwärts nach W in Richtung Gönnersdorf und Walddorf, so weitet sich plötzlich die ganze Talschaft wieder und man hat im kleineren Ausmaß ein ähnliches Bild vor sich, wie das von der Weitung der Brohl oberhalb des Durchbruchs beschriebene. Auch hier tritt der Bach aus niedrigerem Gelände kommend in höheres Gelände ein, das er in einem ausgeprägtem Durchbruch durchsäht hat.

Genau dieselben Verhältnisse erblickt man am Harbachtal. Dort, wo die schon erwähnte, von Niederzissen über Waldorf nach N führende Straße sich der Straße Königsfeld — Sinzig nähert, steht, etwa 1,5 km von Schloß Arental entfernt, ein großer Schuppen. Von diesem aus hat man, nach NO, wiederum den Eindruck, daß der Bach beim Schloß in einen höheren Riegel eintritt, den er, eingekerbt in festes Devongestein, durchbricht, obwohl er unmittelbar nördlich des Schlosses über eine tiefere Einsattlung mit weichem Tertiär beim Forsthaus den Weg in die Koisdorfer Mulde leichter gehabt hätte.

Es hat ganz den Anschein, als ziehe sich vom Brohlgebiet bei Niederzissen und Burgbrohl nach dem Harbach bei Schloß Arental eine Zone niedrigeren Reliefs von S nach N, die von den genannten Bächen in etwa senkrecht zu ihr angeordneten Tälern gequert wird und die dann nach O hin in eine Zone höheren Geländes übergeht, in der die Bäche ihren Querverlauf beibehalten (vom Harbach abgesehen, sobald das Tal in das Gelände der Hauptterrasse eingetreten ist).

Steigt man nun vom Schloß Arental auf den Sinzigkopf hinauf, der als kleine Vulkankuppe im Verlauf der niedrigen Reliefzone liegt, so tritt man dort wieder in deutlich niedrigeres Gelände ein. Aus diesem tieferen Gelände macht der kleine Bach von Koisdorf einen eingekerbten Durchbruch durch die den Harbach begleitende höhere Ebenheit hindurch zum Harbach hin. Das tiefere Gelände setzt sich nun nördlich Löhdorf in einer Einsattlung zwischen dem Pflugskopf im W (305 m NN) und dem Mühlenberg im O (243 m NN) fort. Die Lücke fällt auch von Standpunkten auf höherem Gelände nördlich der Ahr immer wieder auf. Sie wird von keinem Bach benutzt, obwohl sie selbst in rd. 150 m NN ihren tiefsten Punkt erreicht und der Löhdorfer Bach, der unmittelbar vor ihr an ihr vorbei fließt, knapp 2 km südwestlich davon beim Schloß Vehn in rd. 235 m NN entspringt. Die Lücke, die einem bequemen Paß zur Ahr hinüber bildet, ist ganz von Lösslehm überkleidet, der von einem zur Ahr hinunterziehenden Trockentälchen zerschnitten ist. Dieses Trockentälchen greift durch den Paß nach S zurück, wo es nach W umbiegt und auf der Südseite des ganzen Bergrückens an der Flur „Im Leerende“ in etwas unter 200 m NN seine Ursprungsmulde besitzt.

Insgesamt ist in allen diesen im einzelnen geschilderten Formen fast modellhaft ein *epigenetischer Formenschatz* vorhanden, der durchaus ähnlich von H. Louis (1960, S. 127) in der „Allgemeinen Geomorphologie“ beschrieben wird.

3. BESCHREIBUNG UND ZUORDNUNG DER KORRELATEN ABLAGERUNGEN

Die Beschreibung und Analyse der Reliefformen scheint für eine vorformulierte Arbeitshypothese (Epigenese) hinzureichen, jedoch muß zu den verwaschenen

„Gravuren“ des Formenbildes die Suche nach den sie einstmals ausfüllenden „Farben“, den Ablagerungen, hinzutreten.

Die Ablagerungen in und auf den Formen reichen zeitlich vom Eozän bis zum Pleistozän; sie umfassen Tone, Braunkohlen bzw. Blätterkohlen (Dysodil), Kiese und Sande, wie auch Eruptiva.

Bei den *Tonen* sind dreierlei Ausbildungen zu unterscheiden:

1) die Reste der senonisch bis alttertiären, kaolinisierten Verwitterungsrinde (O. WILCKENS, 1927; W. KLÜPFEL, 1942; J. P. BARKER und TH. W. M. LEVELT, 1964),

2) limnische Tone in Wechsellagerung mit Kiesen und Sanden und

3) Tone lagunärer Entstehung. Diese lagunären Tone sind im Nordabschnitt des Untersuchungsgebietes vor, an und auf der Abdachung des höheren Geländes nach N zur Kölner Bucht in z. T. recht mächtigen Schichten vorhanden und abgeschlossen (z. B. bei Witterschlick und Röttgen, ferner bei Ringen).

(Im folgend wird übrigens statt „Niederrheinischer Bucht“ immer einem Vorschlag von K. KAYSER, 1959, gemäß von „Kölner Bucht“ gesprochen.)

Südlich von Röttgen (Blatt Bad Godesberg, 5308, 1:25 000) waren beim Schuppen in 149,0 m diese ungeschichteten Tone gut abgeschlossen mit einer Mächtigkeit von insgesamt 25 m. Von oben nach unten folgten Lößlehm, Hauptterrassenschotter und dann der zunächst rein weiße Ton, der nach unten von sog. Blauton abgelöst wird. Unter dem Blauton liegen dünne, schlechte Braunkohlenflöze, die offenbar von N her hier allmählich ausdünnen. Das Liegende war nicht abgeschlossen. In der Nachbarschaft sind unter diesem Ton aber 20,5 m mächtige „Devontone“ (völlig zersetztes, kaolinisiertes Devon) angetroffen worden (O. WILCKENS, 1927, S. 115). Auch in der Tongrube Witterschlick folgt in 70 m Tiefe kaolinisch zersetztes Grundgebirge. Das Profil wie auch die Tone sind von der „Forschungsstelle für regionale angewandte Geologie des Geologischen Instituts“ Aachen bzw. von H. BREDDIN untersucht worden im Rahmen der Aufnahmen für das Hydrogeologische Kartenwerk der Wasserwirtschaftsverwaltung von Nordrhein-Westfalen. In einer brieflichen Mitteilung stuft H. BREDDIN die Tone von Röttgen entsprechend ihrer Lage unter dem Hauptbraunkohlenflöz der Ville (vgl. dazu auch H. BREDDIN 1951) mindestens ins Oberoligozän, wenn nicht noch älter ein. Die Tone sind nach ihm in Lagunen entstanden und Abtragungsprodukte der tiefgründigen Verwitterungsrinde. Diese Verwitterungsrinde war — außer den bereits genannten Stellen — auch noch wesentlich weiter südlich in der Kaolingrube am Kleinhümpe- rich westlich Oberwinter tief abgeschlossen (Blatt Honnef-Königswinter, 5309, 1:25 000).

Die Tongruben bei Ringen zeigen grundsätzlich das gleiche Bild. In der Grube westlich der B 266, am P. 190,1 (Blatt Ahrweiler, 5408, 1:25 000) ging der maximale Abbau bis 35 m unter die Oberfläche hinunter. Das Liegende war nicht abgeschlossen. Zwischen dem weißen Ton oben und dem blauen Ton unten waren gelbe, rote, grüne, marmorierte Tone eingelagert. In der zweiten Grube unmittelbar östlich Ringen an der B 266 sind die Verhältnisse ähnlich, nur ist der blaue Ton nicht erreicht. Die Grube ist in den südlichen Talhang des Ringener Baches eingelassen. Der Bach wird am Nordrand der Grube in einem Graben entlang geleitet. Der Graben verläuft an der Grenze des weißen Tones nach oben zum gelbbraunen Verwitterungslehm. Im Aushub des Grabens befanden sich Scherben von unverwittertem Devon, die auch am ganzen nördlichen Talhang entlang nach O hin vorhanden sind. Sie sind ein Zeichen dafür, daß unter den Tonen von Ringen das devonische Grundgebirge bald erreicht ist.

H. W. SCHÜNEMANN (1959) hat die Tone von Ringen sowie die in der Nachbarschaft bei Leimersdorf und Birresdorf, wie auch die am Nordhang des Godesberger Baches pollenanalytisch untersucht und dabei festgestellt, daß sie mit der Flora der sog. Kölner Unterflöze (d. h. unter dem Hauptkohlenflöz) übereinstimmen. Damit wird einmal die Datierung auf mindestens Oberoligozän bestätigt, ein andermal werden die auseinanderliegenden Tonlagerstätten zu einer einheitlichen Gruppe zusammengefaßt.

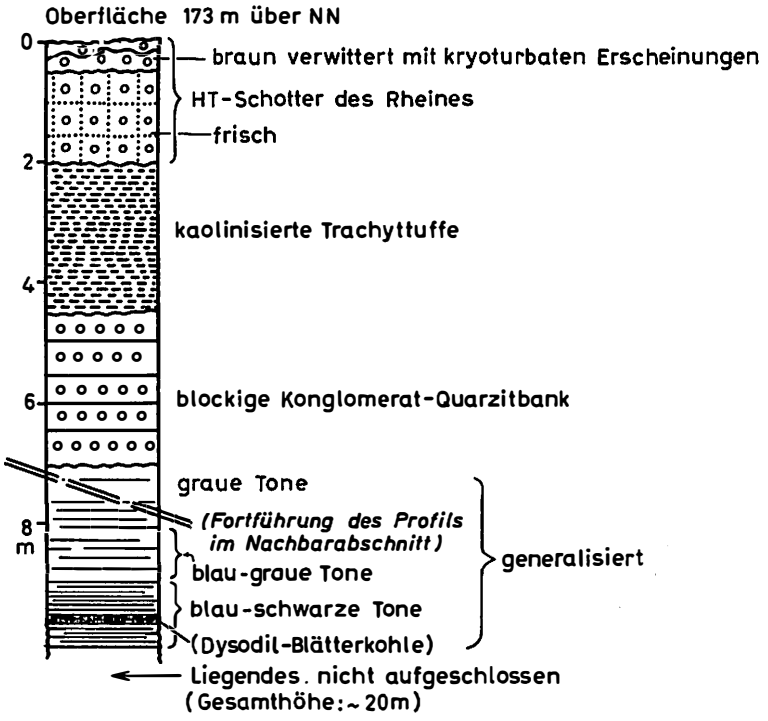


Abb. 3 Profil in der aufgelsenen Quarzit- und Tongrube am Lyngsberg/Bonn

Die limnischen Tone nun findet man eingeschaltet (schicht-, linsen- und schmitzenförmig) in die Sande und Kiese. Sie sind fast immer weiß. In den Tonen und den sie unter- oder überlagernden Sanden bzw. Kiesen kommen hin und wieder Reste von Devonmaterial vor, das z. T. durch und durch weißgrau verwittert, z. T. nur stärker angewittert ist, wie z. B. in der Kiesgrube über dem Nordhang des Ringener Baches, südlich der Flur „An der weißen Erde“. Gelegentlich ist auch in diesen Tonen Dysodil abgelagert worden. Er ermöglichte es hin und wieder, die Sande und Kiese zu datieren, und zwar im Zusammenhang mit den Trachyttuffen (vgl. weiter unten).

Die früher vom Vf. (J. BIRKENHAUER 1965) geäußerte Ansicht, daß die Sande und Kiese entsprechend ihrer weißen, gebleichten oder wegen ihrer gelbroten bzw. kreßroten Färbung eindeutig voneinander getrennt und verschieden datiert werden können, hat sich bei der Überprüfung in den übrigen Mittelrheinländern im großenganzten als leidlich brauchbares Indiz erwiesen, so daß der verschiedenen Färbung — allerdings nicht nur ihr — ein gewisser Leitwert nicht abgesprochen werden kann. Bei der weiteren Diskussion kann dies im Zusammenhang mit anderen Merkmalen immer wieder gezeigt werden.

Bei den Sanden und Kiesen werden gewöhnlich drei Haupttypen unterschieden: die sog. „Vallendar“-Schotter des Oligomiozäns, die Kieseloolithschotter des Pliozäns und die Hauptterrassenschotter des Pleistozäns. Im folgenden werden die genannten Typen in ihren wesentlichen Habitusmerkmalen beschrieben.

Die „Vallendar“-Schotter, die zuerst C. MORDZIOL (1907) erwähnt hat, sind zumeist weißlich gebleicht. Sie bestehen zum weitaus größten Teil aus Milchquarzen. Hin und wieder liest man Kieselschiefer auf, gelegentlich auch einen sandig-mürben Quarzit. Jedes andere, weniger widerständige Gestein ist sehr selten vorhanden. (Eine genauere Beschreibung der Komponenten gibt E. KURTZ 1926 und 1931.) Die Schotter können z. T. recht grobes Material enthalten (faust- bis kopfgroß), das oft wenig gerollt oder kantengerundet ist, z. T. auch weniger grobes Material, das oft völlig splittrig und überhaupt nicht gerundet ist („Stengelquarze“). Bei näherem Zusehen erblickt man jedoch auch darin nicht allzu selten bohnen- bis hühnereigroße, kantengerundete bis sehr gut gerundete Milchquarze.

Die „Vallendarschotter“ setzen sich also aus Komponenten zusammen, bei denen sich offenbar weit transportierte Gerölle mischen mit solchen, die nur aus kurzen Entfernungen stammen können.

An vielen Stellen sind die Schotter dieses Typs zu Konglomeraten verbacken, z. T. quarzitisches zementiert mit dem für Quarzite typischen Bruch, z. T. weisen sie die sog. „Braunkohlenquarzite“ auf, die bankförmig oder in der Form von großen und kleinern, gerundeten, aber unregelmäßig durchlöcherten Felsbrocken auftreten (vgl. unten).

Im Gebiet des nördlichen Mittelrheins sind diese „Vallendarschotter“ auf den Blättern der Geologischen Karte 1 : 25 000 z. T. auch dort kartiert worden, wo sie nur sehr locker über den heutigen Ackerboden gestreut erscheinen, wobei offenbar die Zuordnung zu diesem Typ sowohl von der weißen Farbe als auch von der durchgängigen Splitterform her vorgenommen worden ist. Sofern es sich jedoch nicht um die feinen Stengelquarze handelt, sondern um bis zu faustgroße und größere Schotter, ist zu beobachten gewesen, daß diese oft erst durch das häufige Pflügen aus kantengerundeten Geröllen zersplittert wurden; denn eine

genaue Betrachtung der Bruchflächen zeigt oft, daß an einem Milchquarzstück eine kantengerundete Oberfläche plötzlich von einer oft frischen Bruchstelle völlig durchschlagen ist. Das Merkmal der „Schuttartigkeit“ kommt den „Vallendarschottern somit im ganzen durchaus nicht überall zu.

Die Schotter dieses Typs sind also keine so ganz einheitliche Ablagerung, wie sie oft zwischen 200 m und 400 m NN kartiert sind. Damit nähert man sich der ursprünglichen Auffassung C. MORDZIOLs, die in den Kartierungen anderer Autoren häufiger verlassen worden ist. C. MORDZIOL unterscheidet nämlich zwischen den älteren „Vallendarschichten“ im engeren Sinn und den jüngeren „Arenbergschichten“ (1908a). Beide zusammen faßt er zur „Vallendarstufe“ zusammen. (Benennung nach den Typuslokalitäten rechtsrheinisch gegenüber Koblenz.) Er stellt fest, daß die „Vallendarschichten“ vor allem durch Flußgerölle ausgezeichnet sind und daß die „Arenbergschichten“ außer Sanden viel stärker aus eckigen und kaum gerundeten Kiesen bestehen. E. KURTZ (1931, S. 45) beschreibt ähnliches von der Mosel, wo er die gut gerundeten Gerölle nur „unten“, die eckigen, kantigen „oben“ aufgefunden hat.

Die „Arenbergschichten“ lösen die „Vallendarschichten“ nach oben hin ab. Zwischen 1908 und 1951 datiert C. MORDZIOL selbst (wie auch andere Autoren) die ganze Stufe wechselnd zwischen Unteroligozän und Untermiozän, kommt aber schließlich (1936, 1951) zur Auffassung, daß die „Vallendarschotter“ ins Mitteloligozän zu stellen seien. An der Lahn jedoch ist, J. AHLBURG (1916) zufolge, das „Vallendar“ nicht eng umgrenzbar, sondern es reicht vom Mittel- bis ins Oberoligozän. Diese Auffassung ist, wie die späteren Kapitel zeigen werden, nicht von ungefähr. Doch sollen die Datierungsfragen zunächst offenbleiben; daher wird im folgenden der Ausdruck „Vallendar“ für alle oligozänen, vielleicht auch miozänen, fluviatil-terrestrischen Schotter gebraucht.

Die „Vallendarschotter“ enthalten nach C. MORDZIOL (1908, 1909, 1936, 1951), E. KAISER (1910) und E. KURTZ (1926 und 1931) eine ganze Reihe von Leitgeröllen, von denen zwar jedes einzelne allein nicht als typisch angesehen werden kann, die jedoch in der Art der häufigen Vergesellschaftung den Habitus bestimmen und die Kartierung erleichtern. (Darauf wird an verschiedenen Stellen verwiesen.)

Eine gewisse Gliederung der „Vallendarschotter“ wird auch nahegelegt durch die Lagerungsverhältnisse zu den braunkohle- bzw. dysodilführenden lagunären und limnischen Tonen wie zu den *Trachyttuffen*.

Auf diese Lagerungsverhältnisse und die Datierung muß nun eingegangen werden.

Dazu werden die Aufschlüsse von Lyngsberg südlich von Bad Godesberg-Muffendorf (Blatt Bad Godesberg, 5308, 1 : 25 000) herangezogen. Dort waren nur noch die obersten Gruben zugänglich in der Nähe des Heiderhofs an den beiden Schuppen östlich und südöstlich des P. 173,3. (Die Gruben sind heute ebenfalls verfallen.) (Vgl. Abb. 3.)

Unter den Hauptterrassenschottern (HT) stehen Trachyttuffe an, die, wie oft im nördlichen Mittelrheingebiet, stark kaolinisch verwittert sind, wenn auch die Kristallblättchen noch gut zu erkennen sind. Da diese Trachyttuffe der ersten vulkanischen Periode im Zusammenhang mit dem Siebengebirgsvulkanismus entstammen (vgl. O. BURRE 1937) und sie linksrheinisch bis zur Ahr im S und rechtsrheinisch nicht ganz so weit nach S reichen und sie ferner gut datiert werden können, bieten sie, soweit sie reichen, einen guten Leithorizont. Entsprechend wurden seit LASPEYRES (1900) alle Tone unter den Tuffen als „Liegende Tone“ bezeichnet. Die Tuffe werden überlagert durch die Blätterkohle von Rott. Nach der jüngsten Revision stammen diese Blätterkohlen

aus dem Oberoligozän, so daß die Trachyttuffe ebenfalls Oberoligozän sind und der rheinische Vulkanismus schon vor den Beginn des Miozäns fällt. (H. D. PFLUG, 1959, S. 35.) Zudem führen die Trachyttuffe auch selbst an der Basis über dem Konglomeratquarzit Braunkohlen, die pollenanalytisch ähnlich wie die von Rott eingestuft werden (H. D. PFLUG, 1959, S. 34).

Im Profil überlagert nun die Trachyttuffschicht eine Bank eines blockigen, konglomeratischen Quarzits der „Vallendarstufe“, der seinerseits wieder über hellgrauen Tonen liegt, die nach unten in blaugraue bzw. blauschwarze Tone mit Dysodil bzw. Braunkohlen übergehen. Das Liegende war nicht mehr aufgeschlossen. Nach G. FLIEGEL (1913, S. 390) besteht in der Tongrube Lannesdorf (womit bei ihm die Gruben am Lyngsberg gemeint sind) das Liegende aus tief vertontem Devon, in das übrigens auch nach seiner Beobachtung die „Vallendarschotter“ noch einschneiden.

Aus dem Profil einerseits und den Beobachtungen der aufgeführten Autoren andererseits ergibt sich mehreres:

1) Die ältesten „Vallendarschotter“ sind mindestens oberoligozän, wenn nicht älter.

2) Sie liegen über den lagunären Tonen.

3) Diese ihrerseits liegen noch über tiefvertontem devonischen Grundgebirge.

4) Dieses aber wird durch die „Vallendarschotter“ angeschnitten. (Vgl. auch ähnliche Beobachtungen bei O. WILCKENS, 1927.)

Das bedeutet, daß die intensive Verwitterung auf jeden Fall eindeutig älter ist als mindestens oberoligozän und die „Vallendarschotter“ ursächlich nichts mit der intensiven tiefründigen völligen Zersetzung zu tun haben können.

Wichtig ist in diesem Zusammenhang noch die genaue Altersstellung der lagunären Tone. Sie sind hier noch älter als die von Witterschlick und Röttgen, da sie an der Basis liegen. Nach den pollenanalytischen Untersuchungen von H. D. PFLUG (1959, S. 34) führen die Tone das sog. „Bergisch-Gladbacher Bild“, das ins mittlere Oligozän eingestuft wird.

Südlich des Verbreitungsgebietes der Trachyttuffe sind die „Vallendarschotter“ in diesem Teil des Untersuchungsgebietes nur noch an einer Stelle direkt datierbar. Die alten Gruben an dieser Stelle sind heute völlig verwachsen und verfallen. Sie liegen am westlichen Abfall des Kunkskopfes zum Tal des Gleeser Baches (vgl. Profil V; Blatt Burgbrohl, 5509, 1:25 000). W. AHRENS (1929) beschreibt die Aufschlüsse genauer und von H. D. PFLUG (1959, S. 36 und Tab. 1, S. 10) sind die Ablagerungen pollenanalytisch untersucht worden. Sie besitzen nach ihm das sog. „Untere Rheinische Bild“, wie die Blätterkohle von Rott, und stehen damit an der Wende Oligomiozän. Auch nach W. SCHMIDT (1959) und F. THIERGART (1959) sind die Floren von Rott und vom Kunkskopf gleich alt. Sie liegen über den Trachyttuffen. Immerhin liegen die Tone und Kiese vom Kunkskopf mit dieser Datierung von allen ähnlichen Schichten zwischen der Kölner Bucht und dem Neuwieder Becken zeitlich am höchsten, d. h. reichen vielleicht noch ins unterste Miozän hinein, so daß die „Vallendarschotter“ einen Ablagerungszeitraum mindestens von den sog. „Quarzigen liegenden Schichten“ LASPEYRES, das man demnach auch als „Liegendes Vallendar“ bezeichnen kann, bis vielleicht ins Untermiozän hinein einnehmen. Wir hätten es beim Tertiär des Kunkskopfes also mit einem „hangenden Vallendar“ zu tun. (Auf weitere Lagebeziehungen der „Vallendarschotter“ und der „Liegenden Tone“ mit weiteren Vorkommen vom Rande der Kölner Bucht wird noch an späterer Stelle eingegangen.)

Auf das „hangende Vallendar“ folgt mit großem zeitlichem Abstand und auch, wie es scheint, mit einer großen Lücke in der Sedimentfolge das Pliozän, das durch die sog. „Kieseloolithschotter“ gekennzeichnet ist. Der Name ist ihnen von H. POHLIG (1883) wegen der relativ häufig vorkommenden Kieseloolithe als Leitgeröll gegeben worden (vgl. auch K. OESTREICH 1908/1909; C. MORDZIOL 1908 a; E. KAISER 1910). Der Name hat sich aufgrund der genannten Autoren

seitdem fest eingebürgert. Weil sie sich in den Eppelsheimer Sanden bei Worms mit Schichten zu verzahnen scheinen, die Mastodon dinotherium führen — den sog. „Dinotherien-Sanden“ —, sind sie von C. MORDZIOL (1910 b) ins Unterpliozän eingestuft worden (vgl. noch C. MORDZIOL 1951, S. 42). Innerhalb des Gebirges sind jedoch von den Kieseloolithschottern keine fossilführenden Lagen bekanntgeworden. Erst aus einer Kiesgrube bei Weilerswist westlich von Bonn (Blatt Sechtem, 5307, 1:25000) liegen wieder genauere Bestimmungen vor. Hier kommt Blätterkohle in weißlich-grauen Tonen, die den Kiesen linsenförmig eingeschaltet sind, vor. Der Aufschluß ist schon früh von G. FLIEGEL (1910) beschrieben worden. Nach der Zusammensetzung der Flora (Lorbeer, Juglans, Taxodium, Ahorn, Buche, Pappel, Eiche, Esche, Kiefer) gehören die Ablagerungen hier eher ins Ober- als ins Unterpliozän. K. KILPPER (1959), W. ZAGWIJN (1959) sind dazu zu vergleichen. Nach H. GREBE (1955) ist das oberpliozäne Alter sogar sicher wegen des hohen Anteils von Kiefer und Buche. Diese Frage soll hier indessen nicht weiter verfolgt werden.

Es muß noch auf die petrographische Natur der Schichten eingegangen werden. Wenn die Kieseloolithe auch das typische Leitgeröll sind, so kommt ihnen doch kein völlig ausschließlicher stratigraphischer Leitwert zu. E. KAISER (1907) weist schon auf ihr Vorkommen in den „Vallendarschottern“ hin, obwohl auch er sie, zusammen mit gerollten Basalten, als sehr typisch für das Pliozän ansieht (1910, S. 62—64; S. 73; S. 74; S. 78). Auch W. KLÜPFEL (1932, S. 109) und E. WÖLK (1941, S. 41, 46, 48, 50) weisen darauf hin, daß die Kieseloolithe z. B. im westlichen Rurgraben der Niederrheinischen Bucht unter dem Hauptbraunkohlenflöz vorkommen, also mindestens schon seit dem Oberoligozän auftreten. Ebenfalls sind sie in den niederrheinischen Fischbachschichten auch über dem Hauptflöz häufiger anzutreffen (vgl. u. a. E. WÖLK a.a.O.). E. KURTZ (1931) unterscheidet eine ältere und eine jüngere Kieseloolithstufe. W. KLÜPFEL (1932, S. 109) und C. MORDZIOL (1951, S. 41) erklären das verschiedene Auftreten der Kieseloolithe damit, daß sie Überbleibsel aus dem Mesozoikum seien, das durch das nach S vordringende Flußnetz des Rhein-Maas-Systems allmählich ausgeräumt und zerstört wurde. W. KLÜPFEL (a.a.O.) weist auch darauf hin, daß Kieseloolithe schon aus der Kreide bekannt sind. Er und auch J. P. BAKKER (1930) schließen daraus, daß sie im ganzen Tertiär anzutreffen sind, daß es zu bestimmten Zeiten immer wieder für die Oolithisierung bzw. Silifizierung günstige Verhältnisse gegeben haben muß. Auch U. JUX (1959, S. 94) ist überzeugt, daß ihre heutige Verbreitung wenig über ihre Ausdehnung vor der Abtragung aussagt, da sie Produkte der Silifizierungen sind, die wegen der oberflächennahen Bildungsweise stets abtragungsgefährdet sind.

Auch die *Quarzitbänke*, die immer wieder auftreten, in den „Vallendarschichten“ so gut wie in den Kieseloolithschichten, besitzen keinen leitenden Wert (wie noch bei W. KLÜPFEL 1931, 1942). (Vgl. dazu auch W. AHRENS 1929, 1937, 1960; U. JUX 1958, S. 95).

Unter Umständen hängt das auffällige Auftreten der Kieseloolithe im Pliozän auch damit zusammen, daß es ein ganz bestimmtes Liefergebiet gab, daß erst im Pliozän dem Rhein tributär wurde, während die früheren Liefergebiete verschwunden sind (vgl. U. JUX 1958; E. KURTZ 1931). Dem entspricht, daß die Kieseloolithe in der „Kieseloolithstufe“ von unten nach oben immer mehr zu-

nehmen. In den untersten Ablagerungen, die noch dazu gerechnet werden (vgl. E. KAISER 1910, W. AHRENS 1929, S. 356 u. S. 360, K. OESTREICH 1908, 1909, C. MORDZIOL 1908 a, 1908 b), sind sie nicht aufgefunden worden. Das ist wohl so zu deuten, daß sie in unserem Untersuchungsgebiet vor allem fürs *Oberpliozän* typisch sind, soweit es sich nach Höhenlage und Gesamthabitus überhaupt um pliozäne Schotter handeln kann.

W. KLÜPFEL (1932, S. 109) ist, wegen der Zunahme der Kieseloolithe nach oben hin, der Ansicht, daß sie vor allem auch für das Altpleistozän charakteristisch seien (vgl. auch K. KAISER 1956). W. QUITZOW (1959 und 1962) lehnt daher recht nachdrücklich die Datierung der Schotter auf Unterpliozän ab; er meint, wie W. KLÜPFEL (a.a.O.), daß sie höchstens Oberpliozän, eher sogar Altpleistozän seien: „... die Kieseloolithgerölle bezeichnen keineswegs dieses Alter (Unterpliozän), sondern können während langer Zeiträume bis hinein ins Altpleistozän herangeführt worden sein“ (1962, S. 37).

Trotz des Fehlens eines bestimmten eindeutigen Leitindizes ist es der Gesamthabitus mit allen noch zu schildernden Merkmalen, der dem einigermaßen geschulten Auge immer wieder auffällt und der die verschiedensten Autoren immer wieder veranlaßt, diese Schotter ins Pliozän zu stellen (E. KAISER 1910, K. OESTREICH, C. MORDZIOL, O. WILCKENS, W. KLÜPFEL, W. AHRENS 1929, S. 356—361, R. STICKEL). Auch die Ergebnisse der Schwermineralanalysen lassen eine gute Trennung der pliozänen von den oligomiozänen Schottern zu. Im einzelnen soll darauf jedoch erst an späterer Stelle eingegangen werden.

Was die Merkmale der Schotter angeht, so sind sie sehr verarmt und bestehen mit über 90 % aus Milchquarzen und Quarzsanden mit weißlich-grauen eingelagerten Tonen. Die Quarze sind zumeist gut gerollt und ziemlich klein, allerdings häufiger auch nur kantengerundet. Eckig-kantiges, splittriges Material kommt immer wieder vor. Gelegentlich treten diese Komponenten mehr oder weniger für sich sortiert auf, meist aber sind alle zusammen gemischt.

Von daher sind sie also den „Vallendarschottern“ sehr ähnlich. Auch das, was dort von den zu erschließenden Transportverhältnissen gesagt wurde, stimmt hier ebenfalls, wenn auch der Anteil der kleinen, bis Hühneri großen Gerölle und auch die gerundeten bis gut und sehr gut gerundeten Gerölle insgesamt wesentlich stärker als bei den „Vallendarschottern“ vertreten ist. Sie unterscheiden sich ferner von den „Vallendarschottern“ durch ihre gelblich-rote, rötlich-gelbe, bisweilen kreßrote Färbung, sowohl was die Kiese als auch was die Sande angeht. Diese Eisenfixierung ist von manchen Autoren für die Abgrenzung der Kieseloolithschotter von den weißen „Vallendarschottern“ als wichtig angesehen worden (W. AHRENS 1929, S. 324, S. 357—360).

Von den pliozänen Schottern E. KAISERS wurde erstmals durch F. A. JUNGBLUTH (1918, S. 26—30, S. 99—100) eine sog. „*Oberterrasse*“ (OT) abgetrennt. Sie ist zwar im Habitus den Kieseloolithschottern mit ihrem großen Anteil an Quarzschottern, den kleinen Konglomeratkrusten, dem gleichzeitigen Vorhandensein von gut gerollten oder nur kantengerundeten Schottern aller Größen zusammen mit splittrigen Stengelquarzen recht ähnlich; sie enthält aber doch schon „buntes“ Material, d. h. Geschiebe aus dem wenig widerstandsfähigen devonischen Gestein, und ist gelblich-braun gefärbt, entsprechend den veränderten Verwitterungsbedingungen. F. A. JUNGBLUTH bezeichnet sie daher als „Älteste Diluvial-

schotter“. Die Aufschlüsse unmittelbar nordöstlich Waldorf (Blatt Burgbrohl, 5509, 1:25000) sind wohl die, die seit langem am besten zugänglich sind. Der beschriebene Gesamthabitus läßt vermuten, daß es sich hier im ganzen um wenig umgelagerte tertiäre Schotter handelt. In der Tat hat eine schwermineralanalytische Untersuchung durch G. VAN DEN BOOM (1958) ergeben, daß die typische Rheinzusammensetzung der eigentlichen Hauptterrasse noch fehlt; die Zusammensetzung ähnelt noch sehr den Analysen der Kieseloolithschotter von K. H. SINDOWSKI (1939) und K. KAISER (1956).

Gegenüber dieser „Oberterrasse“ heben sich die braun verlehnten, „bunten“ Schotter der *Hauptterrasse* mit einem Quarzanteil von nur ca. 50 % und ihrer rostbraunen Sande von allen Tertiärschottern und -sanden immer deutlich ab. (Vgl. zur Trennung von Haupt- und Oberterrasse auch J. BIRKENHAUER 1970 c.)

4. RELIEF UND ABLAGERUNGEN IM EINZELNEN

Als Ergebnis der Beschreibung der Ablagerungen im Untersuchungsgebiet des nördlichen Mittelrheinabschnitts ist festzustellen, daß sie sich als ganzes relativ gut voneinander trennen lassen und daß einige wichtige Horizonte datierbar sind.

Demnach ist es möglich, den nächsten Hauptschritt zu unternehmen: d. h. die synthetisierende Betrachtung von Formen und Ablagerungen.

Dabei wird in einzelnen Teilschritten vorgegangen, an deren Ende jeweils eine Schlußfolgerung gezogen werden kann.

a) Der *erste Teilschritt* wird darin bestehen, im Sinne der Darstellung wichtige Stellen zu beschreiben.

(Es sei hinzugefügt, daß zwar alle Aufschlüsse besucht wurden, aber viele davon sich nur noch in verfallenem und verwachsenem Zustand darbieten, so daß auf die Beschreibungen früherer Beobachter zurückgegriffen werden mußte. Gelegentlich trat auch der Fall ein, daß an bisher noch nicht beschriebenen und nicht kartierten Stellen, die sich später als bedeutsam erweisen sollten, frische Aufschlüsse entstanden waren. Bei erneuten Besuchen waren eine Reihe von ihnen schon wieder erheblich zugewachsen.)

Das Ziel der Beschreibung ist es, ein Bild der Landoberfläche zu rekonstruieren, das als Bezugsbasis für die spätere Entwicklung dienen kann. Anhaltspunkte dafür sind alle die Anzeichen, die dafür sprechen, daß es sich um ein oligozänes oder älteres Relief handeln könnte. Die Beschreibung der Verhältnisse erfolgt von N nach S. (Vgl. die Profile in J. BIRKENHAUER 1965.)

b) Am *Kesselberg* (Blatt Ahrweiler, 5408, 1:25000; nördlich der Apollinarisfabrik östlich Bad Neuenahr) bestand kurzfristig eine etwa 2 bis 2,5 m tiefe, frische Kiesgrube in etwa 167 m NN auf einem Sporn zwischen zwei Trockentälern. Die geologische Karte verzeichnet hier zwischen 140—175 m NN HT-Schotter. Sie sind indessen nicht ganz typisch, da nur sehr selten devonische Geschiebe vorkommen. Nach oben hin verschwinden diese zudem ganz. Es handelt sich vorwiegend um große Milchquarzgerölle (faustgroß und größer); sie sind relativ dicht über den ganzen Hang gestreut. An keiner Stelle ließ sich ein Anhaltspunkt dafür finden, daß sie eine mächtig gepackte Schicht darstellen. Unter diesen Schottern befand sich die erwähnte Grube. Ihr Liegendes war nicht aufgeschlossen. Am Boden der Grube waren feine weiße, auch gelbliche Sande. In den Sanden lagen sehr verarmte Kiesel (weiße Milchquarze und schwarze, mit schmalen Quarzgängen dicht verzogene schwarzgraue Kieselschiefer), die alle gut gerundet waren und einen Durchmesser bis 2 cm hatten, zumeist aber kleiner waren. Über den kiesigen Sanden folgte dann ein Verwitterungsboden von etwa 30—50 cm Dicke, der keine Gerölle besaß. Diesem Boden lagen die oben erwähnten groben Milchquarzgerölle auf. Die groben Gerölle stehen demnach nach Art und Lagerung in keinem Zusammenhang mit den kiesigen Sanden unter dem Verlehmungsboden. Die Grobschotter sind später darüber gebreitet worden. Der ganze Habitus der Kiese läßt sie als tertiär er-

scheinen. Nach E. KAISER (1910) sind nun die Kieselschiefer Leitgerölle für „Vallendar“ aus dem mittleren Lahngebiet.

In ebenfalls rd. 170 m NN wurden östlich des Mühlenberges bei Bengen auf einer Verebnung, etwa 2 km nördlich des Kesselberges, ebenfalls feine, gut gerundete Quarzkiesel dicht getreut vorgefunden (die, wie die am Kesselberg, auf der geologischen Karte nicht verzeichnet sind). Der Untergrund war nicht aufgeschlossen. Das Vorkommen ist noch isolierter als das am Kesselberg, da keine anderen Sedimente in der Umgebung vorhanden sind. Nach dem Gesamthabitus handelt es sich um Gerölle, die den vom Kesselberg beschriebenen sehr ähnlich sind. Sowohl oberhalb als auch unterhalb des Vorkommens befinden sich im Lehm Scherben von wenig bzw. gar nicht verwittertem Devon. Bemerkenswert ist nun, daß in etwa 170 m Höhe ein Verflachungsniveau ausgebildet ist, das sich westlich des Baches von Nierendorf, in recht breiter Ausdehnung vom genannten Ort bis nach S bei Heppingen an der Ahr erstreckt. Dieses Niveau verbindet das Vorkommen vom Mühlen- und Kesselberg miteinander. Der Nierendorfer Bach ist erst auf der Ostseite dieses Niveaus, ihm entlang, eingeschnitten; der östliche Talhang steigt daher steil und unvermittelt auf etwa 200 m NN an, während die Westseite sehr sanft ausgebildet ist, wodurch sich eine auffällige Talasymmetrie ergibt.

Etwa in gleicher hypsometrischer Höhe der beiden Kiesstellen schneiden die Bäche Tone an, und zwar nördlich Bengen in 170–180 m NN d. h. also über den Milchquarzen. Von Ringen bis Bengen hat der Bach z. T. an den Flanken, z. T. bis in den Talgrund in rd. 165 m NN die Tone freigelegt. Es handelt sich hier um die lagunären Tone, die von der Ringener Grube beschrieben worden sind, wo sie ebenfalls bis auf maximal 160 m NN hinunter aufgeschlossen sind d. h. also unter den Kiesen. Die Obergrenze der Tone liegt bei Ringen in etwa 200 m NN. Parallel zum Ringener Bach schneidet im N der Bach, der von Oeverich über Leimersdorf nach Nierendorf entwässert, im Talgrund in 165 m NN die Tone an. Sie bilden bei Leimersdorf bis 180 m NN auch den Talhang mit früher erschürften Braunkohlen. Die Obergrenze der Tone liegt im Seitentälchen von Niederich ebenfalls wieder in 200 m NN.

Diese Ton- und Braunkohlenvorkommen werden von O. WILCKENS (1927, S. 110 bis 111) genau beschrieben; sie enthalten rd. 2–3 m Braunkohlen und sind etwa 5 m mächtig, abgesehen von denen nördlich Bengen (11 m). Nach der Beschreibung erhält man den Eindruck, daß sie nur geringfügig unter die Talsohle herabreichen. H. W. SCHÜNEMANN (1959) hat alle obengenannten Vorkommen, wie schon in Abschnitt 3 dieses Kapitels berichtet, pollenanalytisch untersucht, mit dem Ergebnis, daß sie gleichaltrig sind. Alle getrennt zu beobachtenden Tonstellen können daher ohne Bedenken als dieselbe Ablagerung aufgefaßt werden.

Aus der Beschreibung folgt, daß die Kiese von den lagunären Tonen sowohl unter- als auch überlagert werden. Damit ist die Datierung gesichert. Nach N sind keine Kiese mit ähnlichen Lagerungsverhältnissen mehr aufgefunden worden. Man möchte den Befund so formulieren: Die den Tonen eingebetteten Kiese verlieren sich in diesen. Offenbar stellen sie keinen seitlich breit entwickelten Horizont dar; denn sonst müßten sie in den beiden großen Gruben von Ringen, die das ganze Profil von 160 m bis über 200 m NN besitzen, nachzuweisen sein.

Die Tone werden nach oben hin östlich einer Linie von Karweiler nach Niederich von ebenfalls sehr verarmten Quarzkiesen ab etwa 190 m NN abgeschnitten. Diese Schichten werden ins Pliozän gestellt. Über sie ist in anderem Zusammenhang zu berichten.

c) Als nächste Stelle ist die bereits erwähnte, rd. 750 m breite *Einsattlung von Löhdorf* zu beschreiben (Blatt Linz 5409, 1:25 000). In dieser Einsattlung — jedoch nicht an ihrer tiefsten Stelle, sondern am Hang zum Mühlenberg an der Straße oberhalb von Löhdorf — sind in etwa 167–170 m NN die Felder von weißen, ungefärbten Milchquarzen dicht übersät. Es handelt sich hier um Bruchstücke, an denen deswegen keine Rundung festzustellen ist. Einige Stücke sind gering kantengerundet. Es kommt in ihnen keinerlei „buntes“ Material vor. HT-Schotter stellen sich erst 2 km weiter östlich am Abfall des Mühlenberges nach Sinzig in 180–200 m NN ein, liegen also über den verarmten Schottern. In 180–190 m NN sind beiderseits der Einsattlung Verebnungen in Höhe der HT ausgebildet (vgl. Profil II). Alles übrige ist durch Lößlehm verkleidet. (Das Vorkommen ist auf der geologischen Karte nicht verzeichnet.)

d) Die Tiefenlinie der Löhndorfer Einsattlung schwingt sich über den auffälligen, wannenförmig gemuldeten Bogen von Löhndorf über Koisdorf auf Schloß Arental am Harbach hin, wo er sich zwischen vier breite Pfeiler stehengebliebenen Resten der HT in 200 m NN wieder verengt. An diesem Südende des Bogens spielen südlich Koisdorf Verebnungen auf das Niveau von rd. 170 m NN ein. Unmittelbar westlich des Forsthauses südlich Koisdorf sind die Felder zwischen den 170- und 180 m-Isopythen mit Bruchstücken von weißen Milchquarzen ziemlich dicht bestreut. Etwa 150 m südlich des Hauses, dort, wo der Fahrweg nach Schloß Arental nach W auskurvt, stand in einem etwas unter 170 m NN gelegenen, frischen, aber nur kurzfristig zugänglichen Weganschnitt ein Profil von etwa 1,80 m Mächtigkeit an. (Die beiden beschriebenen Vorkommen sind auf der geologischen Karte nicht verzeichnet.) Das Profil hatte folgenden Aufbau: Unten befanden sich feine, weiße Kiese, die erbsen- bis bohnen groß und sehr gut gerundet waren. (Das Liegende war nicht aufgeschlossen.) Über der Kieslage folgte ein weiß-graues Tonband mit dünnen, geringen dysodilartigen Lagen darin, insgesamt 30 cm mächtig, und darüber ein gelbes Tonband von 20 cm Mächtigkeit. Der Rest des Profils darüber zeigte eine Verlehmungsschicht mit Hangschutt, in der sich kaum angewitterte Scherben aus devonischem Gestein befanden, die anzeigten, daß das unverwitterte Devon nicht weit oberhalb unverwittert ansteht.

Nördlich dieser Stelle liegt am Forsthaus eine Grube, aus der früher Braunkohlen gefördert worden sind. Die Grube ist schon lange völlig verwachsen und wassererfüllt. Ihr Oberrand befindet sich in 172 m NN. In der Literatur gibt es jedoch keinen Hinweis auf die Schicht mit den gut gerollten weißen Kiesel.

Auf der Südseite des Harbaches, der eben beschriebenen Stelle fast genau gegenüber, wendet sich der Fahrweg von Schloß Arental den steileren und höheren Südhang zur HT-Fläche hinauf, auf der etwa 1,5 km südlich Schloß Arental das Haus Mönchsheide liegt. An diesem Fahrweg, im Jagen 1 am Hang, liegen in rd. 165—180 m NN Bruchstücke von weißen Quarzen gestreut über den Hang. Obwohl nun in 180—185 m NN die Hauptterassenschotter einsetzen, die bis auf fast 215 m NN hinaufreichen, sind in den weißen Quarzen keine gerollten bunten Schotter aufzufinden gewesen.

Der ganze Habitus und die Lagerungsverhältnisse der Kiese auf der Nord- und Südseite des Harbachtals bei Schloß Arental lassen auf ein oligozänes Alter der Kiese schließen. Unter den Kiesen steht an beiden Talhängen bald unverwittertes Devon an.

Auch auf den Lösslehmmäckern zwischen Löhndorf und dem Sinzigkopf kommt in der Flur „Auf dem Hammer“ unmittelbar südlich Löhndorf eine Bestreung mit Milchquarzbruchstücken vor, wie ebenfalls auch besonders auffällig im Gebiet der Wüstung Kregelheim. Hier liegen die Milchquarze (Bruchstücke, ungerollt) etwas höher in 175 bis 180 m NN. Devonscherben treten mit ihnen zusammen nicht auf. Jedoch ist an der Straße von Schloß Arental nach Franken in der Flur Gutenacker oberhalb des Schuppens in rd. 180 m NN frischer Devonfels aufgeschlossen. Unterhalb davon ist aber der ganze Gutenacker mit vielen Quarzbruchstücken bis auf 160 m NN hinunter ziemlich dicht bestreut.

e) Vom Gutenacker bzw. Mönchshof bis zum Brohlbach im S dominieren die weiten Flächen der HT, der bei Waldorf und Gönnersdorf die sog. Oberterrasse mit ihren Kiesen in ziemlicher Breite übergeschaltet ist (Blatt Burgbrohl, 5509, 1 : 25 000). Sowohl durch die HT als auch die OT sind alle älteren Ablagerungen in diesem Bereich der Flächen völlig verdeckt. Die HT ist auf Blatt Linz zwischen Niederbreisig und dem Sinzig-Kopf rd. 4 km breit als Schotterfläche ausgebildet und reicht am Wingartsberg östlich Franken bis 211 m NN. Die OT ist auf Blatt Burgbrohl nördlich Waldorf und Gönnersdorf als Schotterfläche in rd. 3 km Breite kariert. Ihr Schotterkörper ist zwischen 210—215 m und 235 m NN (am Dietenkopf nordöstlich Gönnersdorf) entwickelt. Diese Breiten- und Mächtigkeitsverhältnisse sind im ganzen Mittelrheingebiet, was den Schotterkörper angeht, einmalig. Im Zusammenhang mit der Beobachtung, daß das Material der OT geradezu Tertiärcharakter besitzt, weist alles dies auf eine besondere Situation hin. W. AHRENS (1929, S. 354) macht ebenfalls darauf aufmerksam, daß etwa die groben Schotter am Frauenbergerhof 800 m südlich bzw. südwestlich Gönnersdorf trotz ihrer Lage im Verband der OT-Schotter (230—235 m NN) völlig den Charakter von „Vallendarschottern“ haben. Er glaubt annehmen zu können, daß sie aus einer „älteren Bedeckung“ der Oberfläche stammen, die dann zerstört wurde, als sich die jüngeren Schichten bildeten. Er handelt das Vorkommen deswegen bei der zusammenfassenden Darstellung der „Vallendarschotter“ des ganzen Laacher See-Gebiets ab. Die

guten Aufschlüsse am P. 219,8 (Sportplatz nordöstlich Waldorf) bestätigen den Eindruck (abgesehen von der „HT-Färbung“) völlig.

An einer Stelle kann nun die frühtertiäre Landoberfläche, die die Basis für die „ältere Bedeckung“ abgegeben haben muß, noch festgestellt werden. An der Straße von Waldorf nach Niederzissen sind auf der geologischen Karte (Blatt Burgbrohl) in der Flur „Unter dem Sauwasen“ weißliche Tone aufgeschlossen gewesen, die der kaolinisierten Verwitterungsrinde angehörten. Diese Tone ziehen sich von rd. 190 m NN (etwa 250 m vom südlichen Ortsausgang Waldorf beginnend) auf einem über rd. 800 m Länge hin ansteigenden Hang bis zur Kapelle in rd. 230 m NN hin. Die Tone waren zwar nicht mehr aufgeschlossen, doch war der ganze bezeichnete Hang von unten bis oben dicht sowohl mit gut gerollten Milchquarzen als auch mit Quarzscherven bestreut. Diese Bestreuung greift noch über die Kapelle hinaus nach S. An der Kapelle aber kommen ebenfalls Scherben von nicht zersetztem Devon vor. Dasselbe ist an der Untergrenze der Tone bei Waldorf der Fall. Nördlich von Waldorf ist auf dem nördlichen Talhang des Vinxtbaches ebenfalls in 170—180 m NN stark verwittertes Devon durch den Feldweg angeschnitten. Insgesamt ist also ein tiefgründiges Zersetzgebiet zwischen dem nicht mehr verwitterten Devon im Liegenden und dem ebenfalls nicht zersetzten Devon weiter oberhalb am Hang aufgeschlossen. Zersetzzone und unzersetztes hangendes Devon sind von „Vallendar“ überlagert. Die Verhältnisse deuten den westlichen Althang einer nach O nicht mehr sichtbaren Mulde an.

f) An dieses Gebiet der flächigen OT- und HT-Terrassen schließt die etwas unruhigere Reliefgegend um den pleistozänen Vulkankegel des Herchenberges an (Blatt Burgbrohl). Die vielen Gruben auf seiner Südseite, die vorwiegend die reichen kaolinischen Tone aufschlossen, waren sehr verstürzt und verwachsen; man konnte nur noch die allgemeine Situation erkennen. Nur die Nordwand des östlichen Teils der Grube unmittelbar neben der Flur „In der Meiershell“ am P. 231,2 auf der Mitte der Luftlinie Burgbrohl-Herchenberg, war noch mit eindeutigen Lagerungsverhältnissen frisch angeschnitten. Später war auch dieser Grubenabschnitt verlassen und hatte schon zu verstürzen und zu verwachsen begonnen.

Aufgrund der sorgfältigen Darstellung aller Aufschlüsse durch W. AHRENS (1929, S. 329—339, S. 342—347) ist es möglich, die dort detailliert beschriebenen einzelnen Gruben in einem einzigen durchgehenden Profil (Nr. 2) zusammenzufassen und sich die gesamten Lagerungsverhältnisse zu verdeutlichen. Wichtig ist auch, daß in den Gruben das Liegende aufgeschlossen war, und zwar in der Form des stark zersetzten Devons. Darüber lagern eingeschwemmte Tone mit Sanden und Kiesen. Die Kiese bestehen aus Milchquarzen und sind meist nur schwach oder gar nicht kantengerundet. Die Kiese sind z. T. auch, wie am Lyngsberg bei Godesberg, quarzitisches verbacken. Die Tone erinnern mit ihrer roten, gelben, grauen, rasch wechselnden Färbung an die von Ringen. In der vorhin erwähnten Tongrube, die von allen Gruben am Herchenberg die östlichste ist, fällt die Fläche zwischen den auflagernden Sedimenten und dem zersetzten Devon nach W hin ein, und zwar von etwa 215 m NN. Die tiefste Stelle des Einfallens ist nicht aufgeschlossen, jedoch konnte W. AHRENS 500 m weiter westlich in der Grube am Beunerhof diese Auflagerungsfläche wieder feststellen, und zwar in etwa 220 m NN. Sie steigt also nach W wieder an.

Über dem zersetzten Devon liegen auch hier die eingeschwemmten Tone; unmittelbar nordwestlich dieser Grube am Beunerhof findet man am flachen Hang sehr verarmte, wenig gerollte Milchquarze in rd. 240 m NN. Geht man auf dem flachen Hang aufwärts, der sich unterhalb des Fußes des nach W sich abdachenden Herchenberges langsam auf 250 m NN zur Flur „Scheid“ hin (Straße Niederzissen—Waldorf) hin ansteigt, so fallen einem an der Oberfläche die weißlichen Tone bis in 250 m NN auf. Es sind wahrscheinlich aus dem tiefgründig zersetzten Devon stammende verschwemmte Tone. Für zersetztes oder festes, anstehendes Devon gibt es keinerlei Hinweise. Auf den weißlichen Tonen liegen, relativ dicht gestreut, wenig kantengerundete bis gut gerundete Milchquarze, wie sie auch in der Grube selbst liegen. Insgesamt dürfte es sich auch bei diesem Hang angenähert um die alte tertiäre Landoberfläche handeln, so wie sie schon von der nur 1—1,5 km weiter nördlich gelegenen Flur „Unter dem Sauwasen“ in recht ähnlichen Höhenlagen beschrieben worden ist.

Insgesamt ergibt sich am Herchenberg ein völlig erhaltenes, wannenförmiges Profil zwischen W und O, das durch jüngere Sedimente (Tone, Sande, Kiese, Quarzite) aus-

gefüllt worden ist. Ihre Mächtigkeit beträgt in den Gruben 15—20 m, in der Wanne insgesamt sicherlich bis 35 m.

Diese hangenden Sedimente sind ihrerseits überlagert von rötlich-gelben Sanden und Kiesen, die von unten nach oben zunehmend Kieseloolithe führen. Zusammen mit pleistozänen Lössen und Tuffen decken sie rund um den Herchenberg herum den Untergrund zu, vor allem auch auf der Nordseite des Berges.

In den dem Vf. noch zugänglichen Grubenteilen schnitten diese pliozänen Schichten die liegenden Tone und Kiese glatt ab. Sowohl das Pliozän als auch das Liegende führten in den Kiesen neben den splittrigen Komponenten auch gut gerollte Milchquarze, die z. T. bis auf 1—2 cm Durchmesser abgerollt waren. Beim Pliozän waren die gutgerollten Kiesel bis faustgroß.

g) Südlich der Brohl läßt sich aus den Angaben bei W. AHRENS (1929, S. 341—342, S. 344—349, S. 356) wiederum ein geringfügig schematisiertes Profil erstellen (= Westteil des Profils 1 bis zum Kunkskopf), das ebenfalls die wannenartige Auflagerung der Tonne und Kiese erkennen läßt. Die tiefste Stelle der Wanne ist vermutlich westlich der Tongrube auf der Nordseite des Kunkskopfes vorhanden gewesen, aber wohl durch den Gleeser Bach zerstört worden. Auf der Westseite des Gleeser Baches steht 300 m östlich Buchholz das Devon unter Quarzit, Ton und Sand in 250 m NN an. Alle drei Fazies enthalten sowohl splittrige als auch gut gerollte Milchquarze. Am Weg von Buchholz nach Niederweiler, etwa 800 m nördlich dieser Stelle, konnte W. AHRENS (1929) in der heute völlig verwachsenen Grube schon ab 215 m NN dieselben Quarzite feststellen. Ihre Quarzgeröllkomponenten sind, wie man auch heute noch beobachten kann, nach SW und W hin bis auf 270 m NN hinauf über die Hänge gestreut (Fluren „Auf dem Blankert“, „Auf Weitersborn“). Unter ihnen steht vertontes Devon an, daß noch etwas weiter nach W in 280—300 m NN („An der weißen Erde“) festgestellt worden ist. Die Grenze zwischen den Quarzen und Tonen deutet hier die alttertiäre Landoberfläche an, an der auch Vererzungen mit Brauneisenstein vorkamen (W. AHRENS, a.a.O. S. 340—341, S. 356).

An der Untergrenze der Ton- und Dysodillager auf der NW-Seite des Kunkskopfes sind in 225—230 m NN über grauem Ton vereinzelt wiederum kleine gut gerundete Quarzgerölle aufgefunden worden. Dieses Vorkommen ist schon früher wegen der datierten Pflanzenreste erwähnt worden. Da nun hier die Tone mit dem Dysodil der Höhenlage nach über dem Ton mit den Quarzgeröllen und Sanden südlich und nördlich der Brohl im Gebiet des Herchenberges liegen, der Dysodil aber jünger ist (Wende Oligomiozän), handelt es sich bei den tiefsten Aufschlüssen am Herchenberg und südlich Niederweiler sicherlich um mindestens oberoligozäne Ablagerungen. Da aber die Quarzsotter westlich Herchenberg und Kloster Buchholz auch über die Dysodillagen am Kunkskopf emporreichen, müssen die Quarzsotter desselben Habitus demnach — bei kontinuierlicher Streuung über die Hänge von 215—275 m NN — sowohl älter sein als die der ganzen Ablagerungsfolge eingelagerten Tone mit Dysodil als auch darüber jünger sein als diese und können somit noch etwas ins untere Miozän hineinreichen. W. AHRENS weist dementsprechend darauf hin (a.a.O., S. 324): „Dieselbe Fazies kann, gerade bei derartigen Ablagerungen, an verschiedenen Stellen zu verschiedenen Zeiten aufgetreten sein.“ Auch von den noch beobachtbaren Lagerungsverhältnissen am Herchenberg und am Kunkskopf bzw. um beide herum kann dies nur bestätigt und erneut abgeleitet werden.

h) Von der Breitenlinie des Kunkskopfes ab nach S liegt die ältere Landoberfläche unter einer Aschendecke begraben, die auf den Laacher See zu immer mächtiger wird und alle Anhaltspunkte für höhere Flächenniveaus bzw. für einen eventuellen alten Moselschwemmkegel unter sich verhüllt. Südlich des Laacher Sees ist bei Nickenich der feste Devonsockel erst bei 240 m NN wieder aufgeschlossen. Dennoch gibt es einige Hinweise für die Lage oligozäner Sedimente.

Am nordöstlichen Steilufer des Laacher Sees verzeichnet die geologische Karte (Blatt Burgbrohl) zwischen der Flur „Roterde“ und „Bei der rechten Erde“ in einem etwa

600 m langen Streifen Tertiär, das ab etwa 300—320 m NN den Hang bildet. Es handelt sich dabei vorwiegend um weiße Tone, die dadurch, das es immer wieder zu kleinen Hangrutschungen kommt, auch unter dem Wald frisch aufgeschlossen sind. In den mächtigen Tonen stecken Stengelquarze; doch kann man auch einige gutgerundete Quarzgerölle auffinden. Am gegenüberliegenden flachen Seeufer, das hier über einem geringen Abfall zum See als eine breitere, ebene Leiste ausgebildet ist, sind von W. AHRENS (a.a.O. S. 351) in der Nähe des P. 285,2, an dem sich die westlich am See entlangführende Straße gabelt, in den Tuffen Quarzite und Tone aufgefunden worden. Die Tuffe müssen also hier die tertiäre Landoberfläche durchschlagen haben. Diese liegt damit sicher unter 280 m NN.

Auch unmittelbar nordöstlich Wassenach befindet sich am P. 280,1 in den Tuffen tertiäres Material in rd. 270 m NN. Westlich der beiden genannten Fundstellen liegt die alte Landoberfläche, gekennzeichnet durch verwittertes Devon mit Vererzungen aus Brauneisenstein, am Dachsbusch westlich von Gleys wieder bei rd. 300 m NN.

Es läßt sich mit Hilfe dieser Funde, über die W. AHRENS (a.a.O. S. 340—341, 350 bis 351) berichtet, ebenfalls das muldenförmige Querprofil rekonstruieren, das in dieser Gegend seine tiefste Stelle am Westufer des Laacher Sees zu haben scheint.

5. ERGEBNIS DER BESCHREIBUNG

Mit den dargestellten Fundumständen sind westlich des Rheins innerhalb des Berg- und Hügellandes der Rheineifel jeweils tiefste Stellen eines älteren Reliefs beschrieben worden. Wegen der einigermaßen sicheren Datierung kann gesagt werden, daß diese Stellen zu einem Relief gehören, das sicherlich ein höheres Alter als Miozän besitzt.

Verbindet man nun die beschriebenen tiefsten Stellen miteinander, so stellt man fest, daß sie sich von S nach N zwanglos zu einer durchgehenden Talung vereinigen lassen (Grundkarte), wodurch eine Reihe von Einzelformen, die heute isoliert dastehen, miteinander zusammengebracht werden. Zudem ist die Tiefenlinie der Talung, so wie sie hier rekonstruiert worden ist, an einer Reihe von Stellen mit kleinen gut abgerundeten Milchquarzen zu belegen. Ferner läßt sich immer wieder ein relativ kräftig eingetaltetes, wannenförmiges Querprofil nachweisen.

Die heutigen Flüsse bzw. Bäche von der Ahr im N bis zur Brohl im S besitzen dort, wo sie die Talung schneiden, jeweils eine auffällige Talverbreiterung. Flußabwärts davon treten sie jeweils in ihrem Unterlauf in einen Durchbruch ein, der allem zuvor Gesagten zufolge mit Recht nunmehr als wahrscheinlich epigenetisch bezeichnet werden kann.

6. KRITISCHE ÜBERLEGUNGEN ZUM ERGEBNIS

a) W. AHRENS (1929) hat als erster die wannen- bzw. beckenförmige Lagerung der Schichten im nördlichen Laacher See-Gebiet geschildert. Er führt die Entstehung des „lokal engbegrenzten Beckens“ darauf zurück, daß das Gebiet an staffelförmigen Versenkungen eingesunken sei. Doch sind an keiner Stelle Verwerfungen nachgewiesen worden. Auch ist ihm aufgefallen, daß es einen Nordrand des „Beckens“ nicht gibt. Indessen hat er die tertiären Ablagerungen unter dem Herchenberg und den HT- und OT-Niveaus nördlich davon durchaus verfolgt. Offenbar ziehen sie sich jedoch dem Geschilderten zufolge in der festgestellten Tiefenlinie in Richtung auf die kleine, aber auffällige Einsattlung vom Forsthaus bei Schloß Arental hin fort. In einem Vortrag, den der Vf. erst nach Abschluß der vorgetragenen Beobachtungen und Ergebnisse kennenlernte, hat W.

AHRENS (1952) auf eine Folge kleiner „Becken“ hingewiesen, die er ganz im Verlauf der geschilderten Tiefenlinie angeordnet sieht. Er deutet sie als tektonische Becken in der Verbindungslinie vom Neuwieder Becken zur Kölner Bucht. Demgegenüber ist aber folgendes zu bedenken: HT- und OT-Niveaus liegen in dieser „Beckenzone“ völlig ungestört. Auch in den Gefällsprofilen der Bäche weist nichts auf eine jüngere Tektonik hin. (Über die Gefällsprofile ist weiter unten noch genauer zu berichten.) Auch in den Kieseloolithschottern sind keine Verwerfungen nachzuweisen, wie auch nicht in den ihnen zugehörigen Niveaus, wovon später ebenfalls noch genauer zu reden sein wird. Auch müßten, wenn es sich wirklich um tektonische Becken handelte, die Beckenränder zwischen ihnen aus stehengebliebenen, horstartigen „Rippen“ bestehen, was dem vorgetragenen Befund zufolge nicht der Fall ist. Rein morphographisch sind zwar „Rippen“ vorhanden, aber als Folge der Ausräumung der Tiefenzone als morphologischer Prozeß dort, wo sie von den heutigen Gewässerläufen gequert wird; erst gerade dadurch entsteht ja der beckenartige Eindruck. Auch befinden sich im Bereich dieser „Rippen“ genau dort, wo die Altalung hindurchläuft, entweder die Einsattlungen, die die „Rippen“ unterbrechen, oder das auf den „Rippen“ nicht fortgeräumte tertiäre Material, das die Lücken füllt und durch den pleistozänen Vulkanismus vor Abtragung geschützt worden ist. Ferner ist nach N, hinter dem schützenden Herchenberg, auch die OT mit ihrem Fremdmaterial so auffällig breit entwickelt.

Einsattlungen, ausgefüllte Lücken, wannenförmige Querprofile einer alten Landoberfläche, kleine, gut gerollte Kiesel am Boden im Tiefsten der Wanne: all das kann in dieser gehäuften Form des Zusammentreffens kein bloßer Zufall sein. All dies weist auf eine durchgehende Talung hin und nicht auf eine Kette bloßer tektonischer Einzelbecken. Schließlich und endlich können die Besonderheiten der Talanlagen nicht zufällig viermal von S nach N parallel zueinander erscheinen, wenn nicht der Gesamtbefund dazu stimmig wäre. Und selbst wenn Verwerfungen eine Rolle spielten, so wäre immer noch nicht erklärt, wie das heutige Gewässernetz unbeeinflusst davon quer dazu verlaufen könnte.

b) Es bleibt noch die Frage nach dem Gefälle der Talung zu klären.

Die Sohle der Talwanne fällt vom Laacher See in einer vermuteten Höhe von 270 m NN auf 3,5 km Länge zum Brohltal in rd. 215 m NN ab. Vergleichsweise steigt die Unterkante der HT am Rhein von 200 m NN an der Brohlmündung bis auf über 240 m NN in der Andernacher Pforte an. Unmittelbar südlich der Pforte, d. h. westlich, südwestlich und südlich Andernach fällt sie dann wieder auf 210 bzw. 185 m NN. (Vgl. Blätter Burgbrohl, 5509, und Neuwied, 5510, der Geologischen Karte 1 : 25 000.) Abwärts von Brohl dagegen verbleibt das Niveau der HT recht beständig in einer Höhe von 200 m NN. In der Höhenlage der HT deutet sich demnach eine im ganzen kleinräumige, aber eben der Höhe nach beträchtliche Verstellung am Nordrand des Neuwieder Beckens an, die nach der Ablagerung der Hauptterrasse einsetzt und sich bis zur Niederterrasse bemerkbar macht (vgl. auch K. KAISER 1961, Abb. 5, vor S. 273). Demnach kann angenommen werden, daß bei denselben tektonischen Vorgängen auch die alte Talwanne verstellt worden ist, und zwar in demselben Bereich der Verstellung der Rheinterrassen; denn nördlich der Brohl hält sie sich bis zum Kessel- und Müllenberg zwischen 180 und 165 m NN.

Das ursprüngliche Gefälle kann somit nicht erschlossen werden; doch dürfte die Beobachtung, daß sich die Gerölle in die immer mächtiger werdenden Tone hinein verlieren, ein Hinweis auf einen ursprünglichen S-N-Verlauf sein. Auch schließt die gesamte paläographische Situation während des Tertiärs in der Kölner

Bucht als dauerndem Senkungs- und Sedimentationsraum eine Herkunft von N aus. (Vgl. auch H. D. PFLUG 1959.)

Die räumlich in der N-S-Ausdehnung sehr begrenzte Verstellung täuscht zusammen mit den auflagernden Tuffen nach S einen höheren Rand und damit ein Becken vor. Das verstellte Gebiet kann sich auch nicht sehr weit vom Rhein weg nach W erstreckt haben, da, wie noch ausgeführt werden wird, die höheren Niveaus in ihrem Verlauf unbetroffen sind.

Die kleinen gut gerollten Kiesel in der Tiefenlinie des Tales scheinen nun darauf hinzuweisen, daß sie von weiter hergekommen sind. H. LOUIS (1953) hat im Maifeld und in der Pellenz eine tertiäre Talung rekonstruiert, deren Gefälle nicht eindeutig festgelegt werden konnte. Sie scheint eine Sammelader der dort von W kommenden tertiären Bäche gewesen zu sein. Sie verläuft von nördlich Münstermaifeld an Polch vorbei auf den Krufter Bach unterhalb von Kottenheim zu und zielt auf den Laacher See. Es ist zu vermuten, daß unsere Talung die nördliche Fortsetzung des bei H. LOUIS dargestellten Talzugs ist. (Es muß hier angemerkt werden, daß die Rekonstruktion der alten Talung im nördlichen Mittelrheingebiet vom Vf. in jeder Hinsicht unabhängig von den Ergebnissen bei H. LOUIS vorgenommen worden ist. Um so weniger zufällig kann dann ihre Entsprechung sein.) Der genannte Talzug scheint somit eine Hauptrinne der oligozänen Entwässerung gewesen zu sein.

7. ZUM OLIGOZÄNRELIEF

Da nur im Bereich der alten Talung kaolinisch zersetztes Devon vorhanden ist, kann von dieser Stelle nicht viel über das Gesamterelief ausgemacht werden. Nur über das Tal selbst kann etwas gesagt werden; es handelt sich um ein wannenförmiges Tal, das sicherlich 30, aber auch bis zu 50 m tief war (vgl. Profil 1). Im Vergleich zur Tiefenlage der Talsohle mit denen der heutigen Täler ergeben sich beim Pönterbach maximal 60 m Höhendifferenz, ebenfalls am Gleeser Bach in Höhe des Kunkskopfes, am Herchenberg 45—50 m, bei Schloß Arental noch nicht einmal 40 m. Die heutigen Täler befinden sich somit nicht erheblich viel tiefer als die alten. Das stärkere Eintiefen der jüngeren Täler nach S hin hängt sicherlich mit der beschriebenen jungen Kippung des Geländes zusammen.

Nur der Rhein liegt als Erosionsbasis aller Täler erheblich viel tiefer. Immerhin wird aber erstens das Oligozän vom Wintermühlenhof im Siebengebirge östlich von Königswinter nur 80 m über dem Mittelwasserstand angetroffen und zweitens geht die HT des Rheins an verschiedenen Stellen über das Niveau der alten Täler und der korrelaten Ablagerungen hinweg. Das bedeutet in unserem Zusammenhang, daß zur HT-Zeit die Reliefenergie nicht stärker als in der tertiären Vorzeit gewesen ist. Doch auch bei einem Relief, das nicht so stark und tief zerschnitten war wie das heutige, kann von einer Fastebene nicht die Rede sein. Sie kann an keiner Stelle nachgewiesen werden. Deswegen ist es auch nicht möglich, eine präsumptive oligozäne Fastebene als Bezugsniveau für das Ausmaß bzw. für die Sprunghöhen von Verwerfungen zu benutzen. O. BURRE (1933) weist selbst darauf hin, daß das Auflagerungsniveau des Trachyttuffes im südlichen Siebengebirge keine Fläche gewesen ist, sondern daß ein recht hügeliges Relief bestanden haben muß.

8. DIE OLIGOMIOZÄNEN VORGÄNGE

a) Die Verschüttung — Klimafragen

Bei der Darstellung des alten Talsystems wurden bisher mehr oder weniger nur die alten Tiefenlinien betrachtet. Dabei wurde schon folgendes in den Blick gerückt: 1) daß sich in den Tiefenlinien zersetztes Devon vorfindet, 2) daß an ihrem Boden gut gerollte kleine Kiesel vorhanden sind, 3) daß diese von Tonen unter- bzw. überlagert werden (Herchenberg — Kunkskopf), 4) daß diese nach oben hin wieder von zumeist gröberen, im ganzen weniger gut gerundeten Schottern bedeckt werden und daß schließlich 5) diese Schotter an den Hängen der alten Talwannen 30—50 m über deren Tiefenlinie auf unzersetzes Devon hangauf übergreifen (Profil 1). Man erhält den Eindruck, daß allmählich die alten Talwannen auf ihrer ganzen Breite und nach oben hin mit der beschriebenen Schichtserie zugefüllt, ja verschüttet worden sind. Dieser Vorgang hat mindestens im frühen Oberoligozän, wenn nicht bereits im Mitteloligozän begonnen (vgl. die Datierung der lagunären Tone) und sich bis an die Wende Oligomiozän fortgesetzt (vgl. die Datierung der limnischen Tone am Kunkskopf). Es ist nicht auszuschließen, daß die Aufschotterung darüber hinaus noch bis ins Untermiozän hinein fortgesetzt worden ist. Die alten Talwannen sind demnach sicherlich noch älter als Oberoligozän. Die Füllmasse besteht anscheinend im unteren Drittel vorwiegend aus Tonen und Klebsanden, d. h. aus feinklastischem Material, nach oben dominieren die Quarzschotter immer mehr. Für beide ist das Rheinische Schiefergebirge das Herkunftsgebiet. Dabei entstammen die Tone vorwiegend bis zum Mitteloligozän den tief zersetzten Devonschiefern und Grauwacken. Demnach muß das Klima bis zum Mitteloligozän eine Verwitterung bewirkt haben, bei der der Transport von größerem Material als Sanden nicht möglich gewesen ist. Im Laufe der folgenden Zeit kommen dann aber die Schotter hinzu. Sie sind — auch im höheren Hangenden — z. T. weit herantransportiert, z. T. aus kurzer Entfernung herangelieferter Schutt. Darauf weist die Beobachtung hin, daß auch in den höheren Lagen gut gerollte Kiesel mit nicht gerundeten Splitter- und Stengelquarzen zusammen vorkommen. Diese Art von Schuttmaterial scheint vom Liegenden zum Hangenden hin zuzunehmen und schneidet dabei synsedimentär das nicht tief verwitterte Devon an. (Das ist für verschiedene Stellen, die über das ganze Untersuchungsgebiet gestreut sind — vom Lyngsberg im N bis zur Höhe des Kunkskopfes im S — in den vorausgegangenen Einzelbeschreibungen vermerkt worden.) Auch diese Erscheinungen deuten auf eine Klimaänderung hin.

An verschiedenen Stellen sind die kaolinisierten Trachyttuffe aufgefallen (am Kleinhümperich über dem tief zersetzten Devon z. B.). Immerhin sind aber die verwitterten Tuffe nicht so stark zersetzt wie das Devon. Färbung und Kristalle sind noch gut zu erkennen. Der abnehmende Grad stärkerer Zersetzung kann somit an den Sedimenten abgelesen und datiert werden.

Über den Trachyttuffen am Kleinhümperich kommen nun auch außerhalb der alten Talung und flächenhaft weit verbreitet über ihr Gerölle von „Vallendartypus“ vor. Dieselben Verhältnisse finden sich auch anderwärts vor. (Vgl. z. B. Profil 1.) Im linksrheinischen Ausschnitt des Untersuchungsgebietes liegen die „Vallendar“-Gerölle demnach bis mindestens auf rd. 300 m NN. Im rechtsrheinischen Teil gehen sie noch höher. Unmittelbar östlich des Minderberges sind sie in rd. 340 m NN an der nach W ausbiegenden Kurve der Straße von Kretzhaus nach Linz so gut aufgeschlossen, daß sie auch heute noch beobachtet werden können. (Vgl. Geologische Karte 1:25000, Blatt

Honnef-Königswinter, 5309.) Allerdings sind die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse nicht mehr sichtbar, werden aber genau bei O. WILCKENS (1927, S. 122) und O. BURRE (1933 c, S. 900—901) beschrieben. Konglomeratquarzite überlagern Tone, die in 343 m NN 9 m tief aufgeschlossen waren. Außer einer Trachyttufflage enthielten sie Braunkohlen bzw. Dysodil; entnommene Blattproben wurden damals auf Untermiozän datiert bzw. als gleichalt mit den Braunkohlen von Rott, deren stratigraphische Einordnung lange nicht festgelegt hat. Auf der Kuppe des Minderbergs, etwa 80—90 m über diesem „Untermiozän“ hat O. BURRE (a.a.O.) zwei Blöcke von Halbopal mit Fossilien gefunden, die er dann entsprechend auf Obermiozän datierte. Selbst bei der heutigen Datierung von Rott dürften diese Blöcke also gewiß nicht älter als die Wende Oligozän sein.

Aus den Verhältnissen am Minderberg sind im Zusammenhang mit denen in und beiderseits der alten Talwanne mehrere Schlüsse zu ziehen:

1) Insgesamt sind die über der alten Talung liegenden Schotter vom „Vallendartyp“ jünger als die Schotter, die in der Talung abgelagert wurden. Das läßt sich noch dadurch erhärten, daß die höheren Lagen von „Vallendar“ den Trachyttuff überlagern und der Tuff stellenweise zu fluvial umgearbeiteten Tuffiten geschichtet vorkommt (O. BURRE 1939, S. 20).

2) Die Verschüttung ist demnach mehr oder weniger kontinuierlich weitergegangen, und zwar bis in Höhen von rd. 400 m NN.

3) Sie hat eine ganze Region betroffen, die in recht breiter Weise über das Gebiet der alten Talung hinausreicht.

b) Die „Troglflächen“ und ihre zeitliche Abfolge

Eben wurde formuliert, daß die Verschüttung mehr oder weniger kontinuierlich gewesen sei. Darin soll ausgedrückt sein, daß in dem Prozeß, der mindestens im Oberoligozän einige Million Jahre umfaßt, Phasen eingeschaltet waren, in denen der Verschüttungsvorgang längere Zeit verhielt. Es ist denkbar, daß diese Phasen die Zeiten gewesen sind, in denen die „Troglflächen“ (im Sinne R. STICKELS) entstanden sind.

Von den Verhältnissen am Minderberg ausgehend kann etwas über die Zeit, in der die „Troglflächen“ sich bildeten, bzw. über ihre relative Altersstellung zueinander erschlossen werden. Das von O. BURRE als älter datierte Tertiär am Minderberg liegt nämlich bei etwa 320—340 m NN; es entspricht in seiner Lage etwa der unteren Troglfläche in 360 m NN; das von O. BURRE als jünger angegebene Vorkommen liegt in 400 m NN und entspricht damit der flächenhaften Verebnung in 400 m. Selbst wenn die Einstufung der Schichten älter ist, als sie ursprünglich von O. BURRE angenommen worden ist, so ist demnach nicht nur den von unten nach oben aufsteigenden geomorphologischen Vorgängen zufolge die untere die ältere Fläche, die obere somit die jüngere, sondern auch vom stratigraphischen Befund her. Die Alterseinstufung ist also genau umgekehrt wie bei R. STICKEL. Das aber bedeutet, daß es keine kontinuierliche Entwicklung von den oberen, älteren Niveaus zu den jüngeren Niveaus hinunter gegeben haben kann. Das heutige Rheintal etwa ist nicht das Ergebnis einer solchen „absteigenden“ Entwicklungstendenz bei sich stetig aufwölbendem Gebirgsschild (vgl. H. CLOOS 1939). Vielmehr ist es wohl so, daß das 400 m-Niveau als obere, jüngere Fläche das Endstadium der mitteltertiären Verschüttung bezeichnet.

9. DIE PLIOZANEN VORGÄNGE UND DAS PLIOZÄNE 300 m-NIVEAU

Betrachtet man den Anstieg zum 360 m-Niveau östlich des Rheins, so fällt die merkwürdige Erscheinung auf, daß hier eine längere Strecke ohne eine Häufung der linksrheinisch gewohnten Altformen und Ablagerungen auftritt. Die Ursache dafür muß nun in weiteren Beobachtungen und Überlegungen zu finden versucht werden. Dabei wird von den pliozänen Sedimenten und ihren Lagerungsverhältnissen ausgegangen.

Einen gewissen Schlüssel für das Verständnis bieten die Verhältnisse am Herchenberg (nordwestlich Burgbrohl) und seiner Umgebung (Profil 2). Nach den Beobachtungen von W. AHRENS (1929, S. 324) liegt das Pliozän hier am tiefsten, und zwar an der Stelle, an der auch die „Vallendarschotter“ ihre tiefste Lage erreichen. Hier liegt das Pliozän nur 20—30 m über dem Boden der alten Talwanne. Insofern nun (wie oben dargelegt) für diese Lageverhältnisse tektonische Einflüsse so gut wie keine Rolle spielen, besagt dieser Befund, daß im Miopliozän die oligomiozäne Auffüllung bis nahezu auf das alte Niveau hinunter wieder zerschnitten worden ist. Fernerhin bedeutet der Befund, daß die Erosion im Verlauf der alten N-S-Talung stattgefunden haben muß.

An anderen Stellen können nun ähnliche Beobachtungen gemacht werden. So liegen bei dem bei Kell (südöstlich von Burgbrohl) aus SO einmündenden Alttal die Pliozänschotter nur 10 m über diesem (Kell 262 m zu 255 m NN); beim Köhlerhof befinden sich die untersten Pliozänschotter in 200 m NN, also 30 bis 35 m über dem tiefsten Oligozän der Seitentalwanne; am Laacher See liegen sie nach W. AHRENS (1929, S. 361) unmittelbar über dem älteren Tertiär.

In diesen Pliozänsschichten wurden nur in den oberen Partien der Grube am Herchenberg und bei Oberlützingen Kieseloolithe festgestellt (E. KAISER 1910, S. 73, Anm. 3; F. A. JUNGBLUTH 1916; W. AHRENS 1929, S. 356—361). An allen anderen Stellen fehlen sie. E. KAISER (1910, S. 74) machte als erster darauf aufmerksam, daß sich über dem Basalt nördlich des Bahnhofs Burgbrohl (von ihm ins Untermiozän eingestuft) Basaltgerölle in den Pliozänschottern befinden. Trotz der fehlenden Kieseloolithe stellen sie alle Autoren wegen des sehr ähnlichen Gesamthabitus ins Pliozän, wovon sich der Vf. ebenfalls bei allen Begehungen immer wieder selbst überzeugen konnte. (Auf einige Ergebnisse der Schwer- bzw. Tonmineralanalysen soll erst später eingegangen werden.)

Im Gebiet beiderseits der Brohl und des Herchenbergs ließ sich nun in den vergangenen Jahren im Hauptverbreitungsgebiet der Pliozänschotter am nördlichen Mittelrhein das weitere Gesamtbild recht gut erschließen, da die Schichten flächig verbreitet sind und sich wegen des beschriebenen Gesamthabitus deutlich vom „Vallendar“ abheben. (Vgl. zum folgenden die Profile 1 und 2 wie auch die Karte bei U. JUX, 1958, die die Pliozänvorkommen am gesamten Mittelrhein verzeichnet.)

Steigt man von der Grube am Südfuß des Herchenbergs nach W, N und O die Hänge hinauf, so füllen die Pliozänschotter ihrerseits über dem „Vallendar“ die von diesem bezeichnete Wanne kontinuierlich aus. Vor allem nach O hin bilden sie die Deckschicht einer sanften Einmuldung, die vom westlichen Ortsausgang von Niederlützingen auf den Herchenberg hin einfällt. Sie bilden aber auch die recht mächtige Deckschicht auf der breiten Höhe von Niederlützingen selbst in rd. 270 m NN. Abgesehen von den jungvulkanischen Bergkuppen befinden sie sich auf den höchsten Stellen.

Dasselbe gilt südlich der Brohl. Auf dem Riedel zwischen dem Pönter- und dem Wasenacher Bach, der sich von der Brohl nach Kell hinaufzieht, beginnen sie in 250 m NN an der Kantenstirn des Talhangs zur Brohl (nordwestlich auf der anderen Talseite der Brohl ab 240 m NN) und erreichen am nördlichen Ortsausgang von Kell 263 m NN. (Südlich davon setzt die pleistozäne Aschenüberdeckung ein.)

Auf dem Riegel zwischen Pönterbach und Rhein steigen die Pliozänschotter von rd. 260 m NN am Brohltalhang bis in rd. 310 m NN am Heidenhof an. Das Niveau von 300—310 m NN ist hier deutlich verflacht. Der frühere Aufschluß am Heidenhof ist heute verwachsen, so daß die Mächtigkeit der Schicht (und das Liegende) hier nicht mehr feststellbar ist. Doch steht in der Nachbarschaft all dieser Vorkommen unzersetztes Devon an bzw. es liegen unverwitterte Devonscherben auf den Feldern. Am P. 316,3 250 m nördlich des Heidenhofes kommen sie zusammen mit Splitterquarzen und kleinen gut gerundeten Milchquarzen vor, von denen die Felder besät sind. Dasselbe stellt man beiderseits des Fahrweges zwischen dem Kopshof und dem Geishügelhof (südlich vom Heidenhof) P. 301,0 fest.

Nördlich der Ahr kann die tiefste Lage des Pliozäns in einer breiten Mulde in 190 bis 210 m NN festgestellt werden. Die etwa 5 km breite Muldenzone zieht sich nördlich von Bad Neuenahr nach N zwischen dem Anstieg zu den Eifelbergen nördlich der Ahr im W und dem Anstieg zu den Höhen um den Scheidskopf im O. Innerhalb der Mulde sind über den lagunären Tonen und über der alten Talung die Pliozänschotter zwischen Karweiler und der Höhe 200 nördlich des Kesselberges rd. 3 km breit ausgebildet. Am Osthang des Scheidskopfes dagegen liegen sie beim Forsthaus Plattborn in 241 m NN. Das ist im Linksrheinischen zwischen Remagen und Bad Godesberg nördlich der Ahr, vom Scheidskopf selbst (280 m) abgesehen, nahezu die höchste Stelle.

Will man die so unterschiedliche Höhenlage des Pliozäns erklären, so scheidet nach dem früher Ausgeführten eine tektonische Ursache aus. Es kann sich aber auch nicht um Rheinterrassen handeln, da einerseits durchlaufende Rheinterrassen fehlen, die den mitgeteilten Höhen entsprechen, andererseits die Schotter ja auch in der Tiefenzone westwärts hinter den Rheinhöhen liegen. Es bleibt nach den Befunden nur der Schluß übrig, daß nach der Phase der Einschneidung im Mio-pliozän das Relief erneut zugeschüttet wurde, und zwar maximal bis zu einer heutigen Höhe von 300—320 m NN (Brohlgebiet — Heidenhof). Demnach ist also eine zweite Verschüttungsphase anzunehmen.

In diesen Zusammenhang sind noch andere Beobachtungen folgender Autoren zu stellen.

1) Nach H. QUIRING (1936) haben Kieseloolithschichten ehemals das ganze Gebiet des Blattes Neuwied (5510, 1:25000) bis in die Höhe von 300—320 m NN eingenommen.

2) Die Lava des westlichsten und zugleich ältesten Vulkans des Laacher See-Gebiets, des Sülzbusch, ist in ein Tal hineingeflossen, das entgegengesetzt zum heutigen Nettetetal nach N gerichtet war. Der Ausbruch der Lava ist noch ins Oberpliozän (jedenfalls älter als Pleistozän) anzusetzen (HOPMANN — FRECHEN — KNETSCH 1951, S. 28).

3) I. GEBHARDT (1963, S. 147) berichtet, daß an der Nette ebenfalls ein älteres Relief im jüngeren Tertiär bis 320 m NN hinauf verschüttet worden ist.

Mit der Zuschüttung scheint nun wiederum ein eindeutiges, nicht bloß lokales Verebnungsniveau verbunden zu sein, das in rd. 300 m NN ausgebildet ist. Es läßt sich sowohl am Eifel- als auch am Westerwaldrand dem Rheintal entlang von S nach N verfolgen (Grundkarte).

Besonders auffällig ist es am Westerwaldrand entwickelt, von wo es merkwürdigerweise bisher noch nicht beschrieben worden ist. Dort schneidet es südlich des Siebengebirges in die Trachyttuffe eine Bucht hinein. Die Untergrenze der Tuffe in dieser Bucht in 290—300 m NN stimmt gut mit dem Niveau überein. Eine Begehung des

Niveaus zwischen dem Birkig und dem Himmerich (Blatt Honnef-Königswinter, 5309, 1:25000, vgl. auch Profil 3) hat folgendes gezeigt: Vom Dorf Bruchhausen aus (östlich von Unkel, S-Rand des Blattes) geht man zunächst über die östlich und nordöstlich des Dorfes in 200—215 m NN ausgebildete HT. Nördlich oberhalb der Flur „Zu Baumen“ muß man recht unvermittelt einen Steilabfall emporsteigen, um dann vom Birkig nach N hin das zwischen 300 und 319 m NN sanft auf- und abschwingende Niveau zu erreichen. Das Niveau erhebt sich also mit deutlichem, kräftigem Knick über die HT. Der Anstieg ist im unverwitterten Devon ausgebildet, das auch die Oberfläche des Niveaus zwischen dem Birkig und dem „Auge Gottes“ bildet, wie man an den unverwitterten Devonscherben ablesen kann. Am Birkig ist das Niveau mit Milchquarzgeröllen dünn bestreut. Ab etwa 310 m NN nördlich des „Auges Gottes“ wird die Oberfläche fleckenartig von weißlich gebleichtem Devon gebildet, dem ungerundete, stengeilige Milchquarze ebenfalls dünn gestreut aufliegen. Etwas weiter östlich wurden auf der Fläche über dem weißlich gebleichten Devon in der Nähe des P. 311,0 (500 m südlich des Broderkonsberges) sehr gut gerundete Basaltgerölle mit einer bis 3 mm dicken Verwitterungsrinde aufgefunden. (Vgl. zu Basaltgeröllen im Pliozän auch E. KAISER 1910, S. 74; W. AHRENS 1929, S. 353 und 1957, S. 112.)

Der geschilderte Befund weist auf zweierlei hin: Erstens ist das 300—320 m-Niveau, wie die gerollten Schotter hier (aber auch am Heidenhof) zeigen, fluvialer Entstehung; zweitens scheint das 300 m-Niveau sich auf Kosten des alten 360 m-Niveaus entwickelt zu haben und dies oft weitgehend aufgezehrt zu haben. Das läßt erst die Beobachtung verständlich werden, daß das 360 m-Niveau oft nur wie eine Leiste schmal angedeutet vorhanden ist. (Grundkarte.)

Während nun im Rechtsrheinischen der Sockel des 300 m-Niveaus steil und unvermittelt über der HT aufsteigt, ist dies im Linksrheinischen nicht der Fall. Dort erkennt man zwischen Ahr und Brohl folgendes Querprofil. Von der HT im O (200—220 m NN) geht es über die OT (220—240 m NN) langsam konkav ansteigend auf eine Höhe von 260—270 m NN. Erst von dort geht es mit deutlichem Knick und steilem, kurzem Anstieg auf 280 bzw. 300 m NN hinauf. Die Asymmetrie der links- und rechtsrheinischen „Sockel“ des 300 m-Niveaus ist auffällig. Sie läßt sich in einem bestimmten genetischen Zusammenhang erklären, von dem später noch die Rede sein wird. Zwischen beiden „Sockeln“ befindet sich das Gebiet der alten Talwanne mit ihren Seitentälern.

Alle bis hierhin dargestellten Verhältnisse ergeben zusammen erst eine Lösung für das so verschieden gedeutete Bild der morphologischen Verhältnisse am nördlichen Mittelrhein mit seinen Widersprüchlichkeiten, von denen einleitend ausgegangen worden ist.

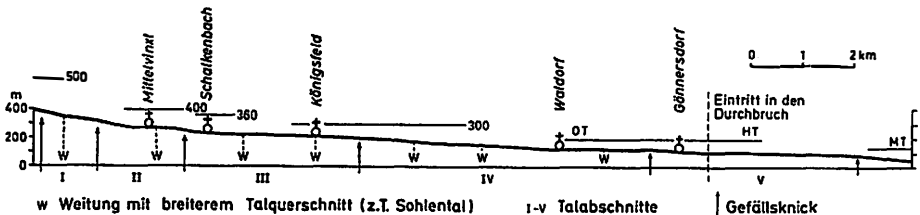


Abb. 4 Längsprofil des Vinxtbachtales (1,5fach überhöht)

10. DIE GEFÄLLSPROFILE DER HEUTIGEN TÄLER IM VERSCHÜTTUNGSBEREICH

Nachdem die Zusammenhänge so weit geklärt waren, drängte sich die Überlegung auf, einmal zu untersuchen, ob in den Gefällsprofilen der heutigen Täler,

die den Bereich der Verschüttung zum Rhein hin queren, also in diesem Bereich bzw. auf der Verschüttung angelegt sind, sich nicht die Spuren der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Landformen wiederfinden lassen würden. Zu diesem Zweck wurden alle längeren Nebentäler des Rheins zwischen der Ahr bzw. dem Siebengebirge im N und der Andernacher Pforte im S herangezogen. Alle Gefällsprofile stimmten auffallend in bestimmter Weise überein, und zwar in einem überraschend hohen Maße. (Vgl. Abb. 4.) Innerhalb des Längsprofils erkennt man nämlich Unstetigkeitsstellen. An diesen Stellen geht das normale Konkavprofil auf kurzer Strecke in ein konvexes über. Solche kurze Konvexstellen sind nun in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen dem Bachlauf entlang verteilt. Zwischen ihnen befinden sich die längeren Konkavabschnitte. Sie flachen jeweils zur nächst unteren Konvexstelle hin aus. Mit dieser Ausflachung geht jeweils eine Verbreiterung des gesamten Talraumes wie auch der Talsohle einher. Auch in sonst engen und steilen Tälern ist hier zumeist ebenfalls ein flacher Talboden ausgebildet, so daß man den Eindruck eines Sohlentals erhält. Die Konvexstelle hat dagegen immer den Charakter eines Kerbtals.

Die Anzahl der Gefällwechselstellen ist je nach der Länge des Baches verschieden, oder besser, je nachdem an welcher Stelle sich der Talursprung im Hinblick auf die flächenhaften Niveaus befindet. Die kurzen Täler, die nur in den HT-Streifen hineingreifen — die also ursprünglich erst im HT-Niveau angelegt worden sind —, haben nur eine, höchstens aber zwei solcher Stellen.

Was sind die Ursachen? Da im ganzen Gebiet die unterdevonischen Schichten als Schiefer und schiefrige Grauwacken recht gleichförmig ausgebildet sind, länger sich hinziehende härtere Bänke fehlen und auch die Täler nicht quer zum Streichen verlaufen, können die Unstetigkeitsstellen in keiner Weise durch den Gesteinswechsel bedingt sein. Die Ergebnisse gewinnen daher allgemeinere Bedeutung und Gültigkeit.

Die „kurzen“ Bäche lassen im Vergleich untereinander als ersten Hinweis folgendes erkennen: Zwei deutliche Gefällsknicke sind nur dann vorhanden, wenn auch die Mittelterrasse gut ausgebildet ist; ist das nicht der Fall, dann fehlt ein Gefällsknick. Vergleicht man nun daraufhin die Anzahl der Unstetigkeitsstellen mit der Anzahl der gequerten Niveaus bei den längeren Bächen, so treten immer jeweils so viele Knicke auf, wie Hauptniveaus gequert werden. Als ein Beispiel dafür möge der Vinxtbach dienen (Abb. 4).

Die Schlußfolgerung liegt nahe, die Unstetigkeitsstellen mit den Niveaus in Beziehung zu setzen. D. h. einem jeden Niveau entspricht eine Unstetigkeitsstelle, also der HT, dem 300-, dem 360- und dem 400 m- Niveau. Die OT liegt derart nah bei der HT und nur so geringfügig über ihr, daß sie sich im Längsprofil nicht auswirkt.

Um zu entscheiden, welche Unstetigkeitsstellen welchem Hauptniveau zuzuordnen sind, werden die Niveaus im Längsprofil an den Stellen eingetragen, an denen sie von der Tiefenlinie des Tales gequert werden. Geht man nun vom untersten Niveau, der HT aufwärts, so sieht man, daß in den meisten Fällen jede Wechselstelle im Bereich der zugehörigen Verebnung liegt, und zweitens, daß die Talweitung und Talsohle oberhalb eines jeden Knicks mit der Höhenlage auf das unmittelbar talab einsetzende Niveau einspielt. Auf diese Weise ist in den allermeisten Fällen jede Unstetigkeitsstelle eindeutig einem Hauptniveau zuzuordnen.

Die am Mittelrhein zwischen Andernach und Bonn gewonnenen Erkenntnisse haben sich im ganzen Untersuchungsgebiet immer wieder bestätigen lassen. Ihnen kommt damit allgemeinere Bedeutung zu.

Abschließend ist die Bedeutung der Gefällsknicke vor allem darin zu sehen, daß sie mithelfen, das für das nördliche Mittelrheingebiet erstmals beschriebene 300 m-Niveau als ein Hauptniveau zu erkennen und anzuerkennen — und zwar als das pliozäne Hauptniveau schlechthin. Es ist oberhalb der Terrassenflucht von HT und OT die nächsthöhere allein wichtige Terrassen- bzw. Verebnungsregion beiderseits des Rheins — was somit dann die vielen sog. Pliozänterrassen, die in der Literatur in nur geringer Höhe über der OT beschrieben werden, eindeutig nicht sind. (Vgl. dazu K. KAISER 1961, Abb. 5 u. 6; Karte 2; ferner H. W. QUITZOW 1959 und 1962.)

11. ZUR ANLAGE DES NÖRDLICHEN MITTELRHEINTALS

Das ältere Talsystem hat nach allem, was bisher dargelegt wurde, keine Beziehung zu dem heutigen Talsystem des Rheins. Von der alten Talung als „Urrhein“ zu sprechen, etwa deswegen, weil beide denselben Verlauf nehmen, geht nicht an. Auch das im Unterpliozän wieder eingeschnittene Tal im Bereich der alten Talwanne ist kein Urrheintal, da ja vor der Anlage des Rheintales noch die pliozäne Verschüttungsphase zwischengeschaltet ist.

In diesem Zusammenhang ist indessen noch eine Frage offengeblieben: Wie kommt der Rhein in eine Lage, die um rd. 10 km nach O — von der pliozänen Rinne aus — verschoben ist, und dazu in eine Lage, die dicht am östlichen Sockel des 300 m-Niveaus liegt?

Die Kiese am Heidenhof südlich von Brohl in über 310 m Höhe sind die höchsten Pliozänkiese in diesem Untersuchungsabschnitt. Sie befinden sich ostwärts der alten Rinne (vgl. Profil 1). Die pliozäne Verschüttung ist also bis in diese Höhe gegangen und muß noch weiter nach O Platz gegriffen haben, wie der östliche „Sockel“ des 300 m-Niveaus zeigt, und zwar bis hart an die Vulkankegel des vorderen Westerwaldes heran (vgl. die vom Birkig und nördlich davon beschriebene Situation).

Auf der bis dorthin ausgedehnten Verschüttungsfläche ist der pliozäne (oberpliozäne) Strom hin- und hergendet und hat sich später infolge der kräftigen Hebung des Gebirges in einer „Ostlage“ eingeschnitten, die, wie der Verlauf der OT und HT offenbart, bereits vor der Zerschneidung dieser Talböden zu Terrassen dort ausgebildet gewesen sein muß. Von dieser Ostlage aus ist erst im Zusammenhang mit der kräftigen Hebung das heutige Rheintal geschaffen worden.

Die „Ostlage“ dürfte nicht rein zufälliger Natur gewesen sein, sondern wurde anscheinend durch folgende Momente mitbestimmt. Das Neuwieder Becken ist am stärksten in seinem NO-Teil eingesunken, und zwar mit einem Gesamtbetrag von schätzungsweise 300—400 m, vor allem seit dem jüngeren Pliozän (W. AHRENS 1952 und 1962; H. CLOOS 1939, S. 468—469). Zwar fällt der größere Teil der Absenkung in das Pleistozän, doch war im Bereich des nördlichen Neuwieder Beckens im 300 m-Niveau ein Quergefälle in Richtung auf das Gelände mit der kontinuierlich stärksten Absenkung vorhanden. (In ganz analoger Weise ist dies auch im nördlichen Teil des Oberrheingrabens beobachtet worden, wo die erhebliche Senkung im O ebenfalls der Anlaß war, daß der Strom seinen Lauf in den Bereich der tiefsten Absenkung verlegte, womit das Rheinknie von Mainz entstand. (Vgl. J. BARTZ 1950 und 1961.)

Etwa gleichzeitig mit der Absenkung im O rückte von W her, vom Sülzbusch aus, der pleistozäne Vulkanismus allmählich nach O vor (HOPMANN - FRECHEN - KNETSCH 1951, S. 3) und engte damit den Strom auf die Andernacher Pforte hin ein. Nördlich davon dürfte der Ahrschwemmkegel den Rhein nach O hin abgedrängt haben. Wegen aller dieser Gegebenheiten wurde der Strom am Ostsaum der heutigen HT festgehalten und tiefte sich dort ein, so daß heute dort der Sockel des 300 m-Niveaus unmittelbar angeschnitten ist.

Demnach fließt der Rhein ab Andernach nach N in keiner Vorform, sondern in einem völlig neuen, jungen Tal, das mit den Trogflächen im Sinne R. STICKELS nichts zu tun hat. Somit haben seine Trogflächen keinerlei genetische Beziehung zum heutigen Talsystem. Ihre Funktion ist spätestens mit der pliozänen Verschüttung außer Kraft gesetzt worden.

So, wie sich der Rhein als Hauptfluß auf der 300 m-Verebnung entwickelte, so flossen auf ihr auch die tributären Gewässer dem Rhein zu. Bei der folgenden Heraushebung des Gebirges schnitten sie sich zusammen mit dem Hauptfluß in die Verebnung ein. Dabei wurden die Hüllsedimente entfernt und das alte Relief wieder aufgedeckt. Von W auf den Rhein zu wurden dabei die Durchbrüche geschaffen, die nach ihrer Anlage und Entstehung ursprünglich epigenetischen Charakter tragen.

Auch im Bereich des Siebengebirges wird von der jungen Zertalung ein Altrelief mit Tälern angeschnitten (vgl. O. BURRE 1933 b, S. 324—338, und 1939).

12. DIE VEREBNUNGEN AM EIFELRAND BIS SÜDLICH EUSKIRCHEN

Im Abschnitt 1 dieses Kapitels ist von den Verebnungen am Eifelrand die Rede gewesen. Nördlich der unteren Ahr ziehen dieselben Niveaus, die den Rhein begleiten, mit mehr oder weniger scharfem Knick — wie bei der Hauptterrasse — bandartig nach W weiter. (Vgl. Grundkarte und auch die Karten bei H. W. QUITZOW 1959 und L. AHORNER 1962.) Das 300 m-Niveau wird von der Außenkante in 280 m bis zum oberen Rand bei 320 m NN eingezeichnet, das 360 m-Niveau zwischen 340 bis 370. Vom 400 m-Niveau wird der Außenrand der Verflachung in 390—400 m NN dargestellt.

Entsprechend den Untersuchungen von R. STICKEL (1922) und den eigenen Beobachtungen ziehen die Niveaus ohne Verstellung und Verbiegung nach W. Sie sind weder durch den Antweiler Graben noch durch die Verwerfungen der Kölner Bucht sichtlich beeinflusst.

Der Antweiler Graben und seine Umgebung wird zunächst betrachtet. Nach der Füllung des Grabens mit Sedimenten zu urteilen, war er im Oligozän bereits voll ausgebildet. (Vgl. F. KIRCHHEIMER 1950, W. MÜLLER 1959 und H. D. PFLUG 1959 a und b.) Der Graben trennt nach N den Billiger Horst ab, eine Pultscholle aus devonischem Gestein, deren Steilseite nach N gerichtet ist. Graben- und Schollenbildung dürften gleich alt sein.

Die weicheren Grabensedimente sind z. gr. T. ausgeräumt worden und die Erft bricht aus dem Graben durch den Billiger Horst in spürbar verengtem Tal auf Euskirchen zu durch. Dieser Durchbruch ist sicherlich auf dem 300 m-Niveau angelegt worden; denn der Billiger Horst wird im O vom 300 m-Niveau gekappt. Auf der Verebnung gibt es keine Anzeichen von pleistozänen Schottern, wohl aber von tertiären Quarzen (vgl. W. MÜLLER 1949, S. 45—46; L. AHORNER 1962, S. 86).

Während nun im Pleistozän die Tektonik in der Kölner Bucht nach L. AHORNER (a.a.O., S. 93) erheblich war, klingt sie zum Eifelrand hin aus. L. AHORNER stellt im Gebiet der Antweiler Senke an der „fortlebenden“ Bruchverwerfung einen Betrag von maximal 15 m fest (S. 86—87). In ähnlicher Weise klingen auch die anderen Störungen zum Gebirgsrand hin rasch aus (vgl. Tafeln II und III bei L. AHORNER).

Geht man nun vom Oberrand der HT aus und vergleicht dessen Verlauf mit dem der älteren Niveaus, so stimmt dieser mit dem des 300 m-Verlaufs recht gut überein, abgesehen davon, daß dieses Niveau schon deutlich weiter südlich nach W hin umbiegt. Entgegen der Auffassung bei R. STICKEL (1922 und 1927) ist das Niveau keine Stufe der vom ältesten zum jüngsten absteigenden Eifelrumpfflächentreppe, sondern hier nichts anderes als der Rand des pliozänen Schwemmfächers, der wegen der gegenüber der HT höheren Aufschotterung auch weiter in das Gebirge hineinging. Insgesamt aber verlaufen beide — die Obergrenze der OT- bzw. HT-Schotter und das Pliozänniveau — in so analoger Weise, daß der eifelseitige Rand der Kölner Bucht seit dem Pliozän bis heute festgelegt hat.

Die beiden oligomiozänen Niveaus treten nach W noch stärker trichterförmig auseinander und greifen nach dem Umbiegen aus dem „Mündungstrichter“ noch stärker und weiter randlich in die Eifel ein. Man ist geneigt, auch sie für Randverebnungen entsprechender Schwemmfächer in die Bucht hinein zu halten. Ähnlich nämlich wie die für die HT typischen Gerölle nach W gehen und sich dort mit den nach O weit ausgreifenden Schottern des pleistozänen Maasschwemmkegels verzahnen, so hat E. KURTZ (1926, 1931) die typischen Gerölle der „Vallendarstufe“ bis an die Rur heran gefunden. Er schreibt ihre Verbreitung bis an diese Stelle einem Strom zu, der genau am Eifelrand entlang nach W bzw. WNW geflossen sein soll. Die Vorstellung eines großen Schwemmkegels scheint diesem Befund insgesamt aber wohl besser gerecht zu werden. Er läßt sich zudem un schwer mit dem entwickelten Bild der Verschüttung verbinden, die ja im Vorland einen breiten Schwemmfächer gehabt haben muß.

Aus diesen Überlegungen ergibt sich zweierlei:

1) Die im Abschnitt 1 dieses Kapitels geschilderten Schwierigkeiten über den Zusammenhang von „Trogflächen“ und „Rumpfflächentreppe“ lassen sich einfach lösen. Eine Rumpftreppe im strengen Sinn hat am Eifelrand nicht bestanden.

2) Die fortschreitende Nordverlagerung der Ränder vom Oligozän bis heute ist zugleich ein Hinweis auf die Entwicklung des Südrandes der Kölner Bucht. Die Bucht dürfte im Oligomiozän am tiefsten ins Gebirge hineingereicht haben.

Merkwürdig ist, daß auch O. BURRE (1933 b, S. 331—332) die Vorstellung einer alttertiären Rumpffläche im Sinne einer Peneplain beibehält, obwohl gerade er auf die recht starken Höhenunterschiede im Altrelief hingewiesen hat und im S des Siebengebirges „geradezu eine kuppige Landschaft“ festgestellt hat, die mit den limnisch-fluviatilen und vulkanischen Ablagerungen zugedeckt worden ist. Er hat zum Unterschied davon gesehen, daß dort, wo die Trachyttuffe den sedimentären Tonen und den „Vallendarschottern“ aufliegen, sanfte, ebene Formen vorliegen. Aber gerade dieser Beobachtungszusammenhang weist auf eine zunehmende Verschüttung hin. Auch W. AHRENS (1939) nimmt eine allmähliche Überflutung an, wie er es nennt. Er wird dazu durch die Beobachtung gebracht, daß an einer Reihe von Stellen die Tuffe zu fluviatil geschichteten Tuffiten in verschiedener Höhenlage umgeschichtet worden sind. Das paßt auch zu dem, was er früher (1929, S. 325—326) darüber ausgeführt hat, daß die Tone, Sande und Kiese der „Liegenden Schichten“ außerhalb von zusammenhängenden Profilen, die wegen der Tuffe stratigraphisch genau einzuordnen sind, nicht von den entsprechenden „Hangenden Schichten“ unterschieden werden können. Die „Vallendarschotter“ bilden in den „Liegenden Schichten“ somit keinen stratigraphisch

einheitlichen Horizont von gleichem Alter. Er faßt sie insgesamt als das erste Umlagerungsprodukt der Abtragung auf. (Sie sind indessen wohl eher an die zweite Stelle zu rücken, da die „Liegenden Tone“ als erstes Glied der Reihe von Abtragungs- und Umlagerungsprodukten aufgefaßt werden müssen.)

Umlagerung, Überflutung und der stetige Wandel der Faziesverhältnisse innerhalb der Ablagerung zwischen fluviatilen Tonen, Braunkohlen bzw. Dysodil, Sanden, feineren und gröberen Kiesen, gerundeteren oder kantigeren Milchquarzen — d. h. also von horizontal und vertikal sich ablösenden Absätzen von einmal mehr fluviatil bewegter und einmal mehr limnisch stillstehender Art — haben C. MORDZIOL, E. KURTZ und O. BURRE dazu geführt, sich das Bild eines großen Stromes vorzustellen, der unter stetiger Aufschüttung auf seinem sehr breiten Sedimentationsbett träge hin- und herpendelt.

Die früheste Äußerung dieser Art ist bei C. MORDZIOL (1910) fixiert. Er spricht von einem „System von sehr breiten, mit Schwemmland erfüllten Talböden, . . . im Unterlauf eines größeren Stromsystems“ (S. 91). Es bestanden verschiedene Stromrinnen, in denen die Gerölle und gröberen Sande abgelagert werden, und stagnierende Arme mit Tonen und Feinsanden. In häufigem Wechsel pendelten die Rinnen hin und her „in ihrem innerhalb der weiten Talregion aufgeschüttetem Schwemmlande“. „Nur so erklärt sich die überall variierende Wechsellagerung von grobem und feinerem Material in den Schichten der Vallendarer Stufe“ (S. 164).

Die erste Ausbildung der Hochbödenregion, wie er, von A. PENCK angeregt, die Trogfächen nennt, geht mit diesem Pendeln der Stromrinnen Hand in Hand vor sich, und zwar setzt C. MORDZIOL es damals ins Untermiozän (S. 91).

Dieses von C. MORDZIOL schon so früh entworfene Bild stimmt sowohl zu dem einer Verschüttung als auch zu dem, was über einen großen oligomiozänen Schutfächer im Zusammenhang mit der Verbreitung der Gerölle nach E. KURTZ schon ausgeführt worden ist.

13. ERGEBNISSE DES KAPITELS II

Die zunächst recht unübersichtlichen Verhältniss beiderseits des Rheins zwischen Andernach und Bonn, von denen ursprünglich ausgegangen worden ist, lassen sich mit ihren vielen Einzelheiten durch die vorgetragenen Überlegungen leichter, einfacher und zwangloser zu einem Gesamtzusammenhang bringen. Zudem erlauben es die Lagerungsverhältnisse der relativ gut erhaltenen vielfältigen Ablagerungen des nördlichen Mittelrheinabschnitts, recht eindeutige Beziehungen zwischen Sedimenten, Formen und Vorgängen herzustellen. Die Formen und Vorgänge aber scheinen ihrerseits wieder geeignet, auf ihnen die weiteren Untersuchungen aufzubauen und sie an den anderen Untersuchungsabschnitten immer wieder neu auf ihre Tragfähigkeit zu überprüfen. Folgende Ergebnisse scheinen dafür besonders bedeutsam zu sein:

1) Es sind zwei Verschüttungsperioden aufgewiesen worden; neben einer oligomiozänen auch eine pliozäne. Dieses Ergebnis bedeutet eine Differenzierung des Ablaufes der Tal- und Reliefentwicklung gegenüber der von H. LOUIS (1953) gegebenen Darstellung.

2) Die oligomiozäne Periode ist nach Höhe und Weite ausgedehnter gewesen als die pliozäne. Die oligomiozäne umfaßt in der Höhe 150—180 m, in der Weite

am nördlichen Mittelrhein bis 15 km; die pliozäne 70—90 m in der Höhe und etwa 10 km in der Weite.

3) Die Perioden können zu bestimmten Altflächen in Beziehung gesetzt werden: der oligomiozänen Periode entsprechen die Verebnungen in 360 und 400 m NN (nicht unmittelbar identisch mit den Troglflächen R. STICKELS), der pliozänen das in 300 m NN. Die 400 m-Verebnung ist jünger als die in 360 m. (Über die genaue Datierung kann im nördlichen Mittelrheingebiet nichts verbindlich ausgesagt werden. Das ist erst im Kapitel VI möglich.) Die Verebnungen werden mit den Verschüttungen in einen neuen genetischen Zusammenhang gebracht, der auch für den Fortgang der Untersuchung bedeutsam ist. Denn durch die scharfe Erfassung dieses eindeutigen Zusammenhangs kann auch die Form allein, sofern sie sich nur weithin im Gelände ausprägt und verfolgen läßt, mit begründetem Recht als geomorphologischer Ansatzpunkt für die Klärung weiterer Zusammenhänge benutzt werden, und zwar gerade auch dort, wo Sedimente fehlen.

4) Die Altflächen bilden keine Treppe in dem Sinne, daß sie zeitlich von oben nach unten nacheinander und aufeinander entstanden sind. D. h. eine Altflächentreppe im genetischen Sinn einer Rumpfflächentreppe ist nicht vorhanden; von einer Treppe kann nur in einem rein beschreibenden Sinn die Rede sein.

5) Das pliozäne Niveau muß als eigenständig angesehen werden. Es hat das 360 m-Niveau am nördlichen Mittelrhein weitgehend aufgezehrt. Die pliozäne Verebnung ist als jüngstes Verschüttungsniveau die Ausgangsfläche für die Entwicklung des heutigen Talsystems. Das bedeutet, daß die älteren „Troglflächen“ unmittelbar nichts mit dem heutigen Talnetz zu tun haben. Falls sie je eine Wirksamkeit als Ausgangsflächen für die Ausbildung von Tälern gehabt haben — was das Wort „Troglfläche“ ausdrücken soll —, so sind sie durch die pliozäne Verebnung außer Funktion gesetzt und stellen nicht die Urtäler der heutigen Täler dar. Damit wird dem Begriff der „Troglfläche“ die genetische Bedeutung genommen, die R. STICKEL ihm zugeschrieben hat. Der Begriff kann nur in dem ursprünglich nur beschreibenden Sinne A. PHILIPPSONS verwendet werden.

6) Die pliozäne „Troglfläche“ ist zugleich die älteste morphologisch eindeutige und durchlaufende Terrasse der heutigen Täler; zwischen ihr und der Gruppe der OT- und HT-Terrassen gibt es keine anderen morphologisch faßbaren Terrassen. In der Verschmälerung der pliozänen Terrasse von N nach S auf die Andernacher Pforte zu, ist erstmals das Vorhandensein dieser Pforte angedeutet.

7) Jedem Hauptniveau entspricht eine Randstufe am Eifelnordrand. Diese Randflächen können zunächst als Randflächen der jeweiligen großen Schwemmfächer, die in die Kölner Bucht hinein geschüttet wurden, gedeutet werden. An den Randstufen ist abzulesen, wie sich der SW-Rand der Kölner Bucht allmählich ausbildete. Im Plioziän ist der Rand ziemlich identisch mit dem, der durch die Verbreitung der HT-Schotter gekennzeichnet ist.

8) Die zunächst unübersichtlichen Reliefverhältnisse am nördlichen Mittelrhein klären sich auf als Produkt der mehrphasigen Anlage eines Schachtelreliefs.

9) Die geomorphologisch wichtigen Verebnungen spiegeln sich in der Talausformung und im Gefällsprofil wider. Deren gute Erhaltung steht in einem gewissen Widerspruch zur Annahme excessiv talbildender Wirkungen eines Periglazialklimas.

10) Tektonische Verbiegungen und Verstellungen sind vorhanden, betreffen aber immer nur einen lokal genau umgrenzbaren Raum. Vor allem besitzen sie nicht — zumindest nicht innerhalb des Gebirges — den Deformierungsgrad, wie er ihnen vielfach zugeschrieben worden ist. Vielmehr ist die Höhenkonstanz der Verebnungen im Gebirge recht auffällig.

11) Das OT- bzw. HT-Tal des Rheins ist stellenweise über das Altrelief hinweg angelegt worden, vor allem nördlich der Ahrmündung, wo seit der HT-Zeit die jungen Formen tief ins Altrelief hineinschneiden. Zwischen Andernach und Ahrmündung ist das Rheintal eine junge und neue Form.

12) Die oligomiozänen Schuttmassen verdecken nicht nur ein ältestes feststellbares Vorrelief, sondern schneiden dieses und seine Zersatzzone an. Die tiefgründige Zersatzzone kann sich demnach nur bis höchstens in das Oligozän hinein gebildet haben. Seitdem ist sie zerstört worden. Darin scheint sich ein klimatischer Wandel anzudeuten.

13) Die pliozäne Verschüttung kann zeitlich genauer ins Oberpliozän gestellt werden, wie die mitgeteilten Untersuchungsergebnisse von H. GREBE (1955) über die Kieselloolithschotter von Weilerswist ergeben haben.

III. DAS WESTLICHE WIEDSYSTEM

1. EINLEITUNG

In den Überlegungen, die dem Kapitel II vorangestellt wurden, war bereits von den Verhältnissen an der Wied die Rede, einmal im Hinblick auf den merkwürdigen Flußlauf mit seinem südwärtigen Abknicken bei Neustadt, ein andermal auf die hier so breite Entwicklung der „Troglflächen“ R. STICKELS. Jedoch sind im Wiedgebiet die Verhältnisse nicht derart schlicht, wie sie nach dem Augenschein der generalisierten Karte bei R. STICKEL zufolge zu bestehen scheinen. Sie sind in Wirklichkeit verwickelter. Der Versuch, sie zu entwickeln, ist nicht ganz einfach, weil nur an einigen Stellen Ablagerungen vorhanden sind. Diese ihrerseits führen keine Braunkohlen, Trachyttuffe oder Kieseloolithe und sind damit nur aufgrund ihres Gesamthabitus im Vergleich mit denen am Rhein stratigraphisch zu ordnen. Eine Hilfe vermögen stellenweise die Formen in ihrem Zueinander zu bieten. Vor allem das 300 m-Niveau (280—320) ist vielfach recht breit entwickelt, das 360 m-Niveau ist dagegen nur an einigen höheren Stellen im Bereich der Hauptwasserscheiden zwischen den größeren Flüssen in oft nur schmalen Rücken vorhanden. Die weit verbreitete 300 m-Verebnung ist nach R. STICKEL (1927, S. 39) nichts anders als die abgesenkte T_1 -Fläche.

Unter dem „westlichen Einzugsbereich“ der Wied wird der Raum verstanden, der etwa durch die Blätter der Karte 1:25 000 Asbach, 5310, Waldbreitbach, 5410, und Neuwied, 5510, erfaßt wird.

2. DIE „PFAFFENWANNE“

Der Pfaffenbach (Blatt Asbach; Grundkarte) mündet unterhalb von Neustadt von N her in die Wied, ungefähr an der Stelle, wo die Wied aus dem O-W-Lauf in den südwärts gerichteten Durchbruch zum Neuwieder Becken abknickt. Von dort nach N, genau in der Fortsetzung der allgemeinen Richtung des Durchbruchs, in dem das eigentliche Wiedtal sich verengt, hat der Pfaffenbach ab Buchholz (rd. 8 km nördlich seiner Mündung) sich in eine Art Wanne eingetieft, allmählich nach S immer mehr einschneidend. Diese Wanne, die als „Pfaffenwanne“ bezeichnet werden soll, verläuft von Buchholz im N bis zur Wied im S über rd. 8 km Länge und erstreckt sich, 1—2 km breit, zwischen dem 280—300 m-Niveau, das die Wanne auf beiden Seiten begleitet.

Im S ist der Boden der Wanne breit in 260—265 m, im N in 255—260 m NN ausgebildet. Die östliche Seite des Wannensbodens bzw. seiner Flanke wird von drei kleinen Basaltstielen durchschlagen, die alle drei in rd. 290 m vom 300 m-Niveau wie gekappt erscheinen, während das Niveau seinerseits in die große Basaltkuppe des Dachsberges westlich der Wanne ringsum eingekerbt ist. Dem Wannensboden liegen tertiäre Sande und Kiese in 260—265 m NN auf; sie laufen auf und mit ihm von N nach S durch. Am nördlichen Ende, wo die Wanne frei gegen das Pleiser Hügelland in dem „Paß von Buchholz“ ausstreicht, erfüllen sie den unteren Teil des Passes ganz.

Der „Paß von Buchholz“ weist daher ein ganz besonders gut ausgebildetes Profil auf, insofern sich die Kiese im Paßtiefsten an der Kirche von rd. 255 m nach W über

260 m bis an den Rand des 300 m-Niveaus in 280 m NN verfolgen lassen. Hier greifen sie, der Geologischen Karte zufolge, auf vertontes Devon über, das auch am „Flugplatz Eudenbach“ in rd. 300 m NN ansteht; dort fanden sich auch noch Milchquarze. Aus derselben Höhe beschreibt O. BURRE (1930, S. 21) eckige Gangquarze und gut gerundete Kieselschiefer in der nächsten Nachbarschaft bei Stockhausen unmittelbar an der Straße. Andere Stellen, auf denen die Geologische Karte Tertiär verzeichnet, waren, bis auf zwei, nicht mehr aufgeschlossen.

Die erste der beiden war in etwas über 260 m NN im Weiler Thelenberg in einer etwa 3 m tiefen Baugrube zugänglich. Hier fand sich unter 1 m Lösslehm eine 30 bis 40 cm dicke, sandige Lage von dichtgepackten Milchquarzen von krebrotter Färbung. Neben splittrigen Stengelquarzen bestand die Lage auch aus kleinen, gut gerollten Kieseln. Unter den Kiesen lag eine 2—2,5 m mächtige vertonte Schicht, die rötlich gefärbt war. Das Liegende war nicht aufgeschlossen; doch befand sich in derselben Höhe ebenfalls unter 1—1,5 m Lösslehm zwar nicht tonig zersetzter, aber doch sehr splittrig-mürb zerfallener Devonschiefer, der unzersetzt auch in der Kurve südlich des Weilers unterhalb in 240 m NN ansteht. Vertontes Devon war, in ähnlicher Lage wie am Paß von Buchholz, am Marnettshäuschen zwischen Thelenberg und Asbach in etwa 280 m NN zu beobachten.

Die zweite Stelle liegt im Paß von Buchholz selbst, wo innerhalb der — nach der Geologischen Karte — 5 m mächtigen Kiespackung krebrot gefärbte Milchquarze noch sichtbar waren. Diese Kiespackung befindet sich genau im Tiefsten des Passes. Sie wird anscheinend in rd. 250 m NN von weißgrauem Ton bzw. sehr tonig zersetztem Schiefer unterlagert, der in einer frischen Baugrube an der Straße von Buchholz nach Wahl dort anstand, wo am nordwestlichen Talhang die 250 m-Isohypse die Straße schneidet.

Auf der Geologischen Karte werden die Kiese als pliozän bezeichnet. In der Tat sind sie dem Gesamthabitus nach dem Pliozän von Ober- und Niederlützingen nördlich der Brohl am Rhein sehr ähnlich.

Aus den mitgeteilten Indizien läßt sich mit den im Kapitel II beschriebenen Befunden folgendes schließen. Da sowohl im Tiefsten der Wanne als auch an ihren Schultern Ton bzw. kaolinisch zersetztes Devon ansteht, fällt die Anlage der Wanne als Talform mindestens ins Oligozän. Die frühmiozänen Basaltstiele sitzen dem alten Boden in 260 m NN gewissermaßen auf bzw. sind am Wannendrand mit dem 280 m-Sockel verbunden. Es scheint durch sie kein älteres Material bewahrt worden zu sein. Im Pliozän ist nach dem Befund der Kiese die durch die Vulkane verschmälerte Talung noch von einem Fließwasser benutzt gewesen.

Die Frage ist nun, wo sich die Wanne fortsetzt. Ihr Gefälle geht entgegen dem des Pfaffenbaches von S nach N. Da sich das 300 m-Niveau beiderseits der Wanne ständig in gleicher Höhe hinzieht, ist mit erheblichen jüngeren Verbiegungen nicht zu rechnen. Demzufolge bestand im Pliozän ein Altfluß dem heutigen Gefälle der Wanne entsprechend nach N. (Diese Annahme machen, ohne den geomorphologischen Befund zu beachten, auch O. BURRE 1934, und E. SCHRÖDER 1965.) Bemerkenswert ist ferner, daß der Pfaffenbach entgegen dem Wannengefälle zur Wied nach S hin in höheres Gelände hineinfließt und daß der Griesenbach, wie der Oberlauf des Pfaffenbaches heißt, genau auf den Paß von Buchholz zufließt, und zwar in einem O-W-gerichteten, breit gemuldeten Tal in 260 m NN (also über dem Paßtiefsten von Buchholz), aber genau am Paß nach S umbiegt, obwohl der Paß nach Gestein und Höhenlage einen leichten Durchlaß nach W bzw. NW vermittelt hätte. Diese Richtung nimmt dagegen der Hanfbach genau nördlich des Passes auf. Bevor den Verhältnissen auf der Nordseite des Passes nachgegangen wird, muß noch zweierlei festgestellt werden. Erstens deuten die Beobachtungen im Umkreis der Pfaffenwanne insgesamt auf ähnliche epigenetische Erscheinungen und einen ähnlichen geomorphologischen Entwicklungsgang hin, wie

er vom Rhein beschrieben wurde. Zweitens sind auf dem 300 m-Niveau Reste der oligozänen bzw. noch älteren tiefzersetzten Verwitterungsrinde festzustellen (nordöstlich des Dachsberges bei Stockhausen, am „Flugplatz Eudenbach“, nördlich Asbach bei Löhe, südlich Asbach bei Oberplag). Hinsichtlich der 300 m-Verebnung bedeutet dies, daß sie einerseits in einem niedrigeren Bereich der alten Landoberfläche leichter eingearbeitet werden konnte, daß sie andererseits auch Reste der alten Landoberfläche in sich enthält und somit geeignet ist, bei der Rekonstruktion des Altreliefs eine gewisse Hilfestellung zu leisten.

3. DAS PLEISER HÜGELLAND

Das 300 m-Niveau zieht vom Himberg südwestlich Ägidienberg in nordöstlicher Richtung am Dachsberg und „Flugplatz Eudenbach“ vorbei zur Sieg südöstlich Eitorf. Von dem so gekennzeichneten linienhaften Band aus fallen die Höhen in den Winkel zwischen Rhein und Sieg, d. h. ins Pleiser Hügelland, hinein hin ab. Entsprechend dem Gelände fallen auch die Höhen der tertiären Ablagerungen in seinem Bereich ebenfalls kontinuierlich ab, wobei sie auf der Linie Oberdollendorf—Kurenbach (zwischen Rhein und Hanfbach südöstlich Hennef an der Sieg) ab 190 m NN von pleistozänen Schottern überlagert werden (vgl. Blatt Siegburg, 5209, der Geologischen Karte 1 : 25 000). Bestimmte geomorphologische Formen einer älteren Landoberfläche sind daher in diesem Gelände nicht mehr zu verfolgen. Auch läßt sich an keiner Stelle nachweisen, daß das 300 m-Niveau etwa schleppenartig in das Pleiser Hügelland hinein abfällt. Wäre dies der Fall, so würde es bedeuten, daß das Niveau wie auch das Hügelland selbst im Pleistozän erst herabgebogen worden ist. Vielmehr steigt man aus dem Hügelland nach SO mit einem kräftigen Anstieg von rd. 60 m den damit deutlich abgesetzten Sockel zum 300 m-Niveau hinauf empor (Grundkarte). Der Sockel bezeichnet also den geomorphologischen Rand der Kölner Bucht im SO.

In bezug auf die Pfaffenwanne bedeutet dies, daß diese am Paß von Buchholz austreicht, d. h. geomorphologisch nicht mehr unmittelbar weiter verfolgt werden kann.

Der von E. SCHRÖDER (1965) angegebene, vom Vf. aber bezweifelte Verlauf eines pliozänen Flusses aus dem Paß von Buchholz hinaus westlich des Hanfbaches, parallel zu ihm auf Hennef an der Sieg zu, ist von ihm mit Hilfe der pliozänen Schotter rekonstruiert worden. Diese befinden sich indessen auf dem Riedelkamm zwischen Hanf- und Pleisbach, und zwar bei Sand (225—235 m) und Broichhausen (195—205 m NN). Sie werden vom Basaltkegel des Stuxer Berges überragt. Die Schotter überlagern die liegenden Tone und das kaolinisch zersetzte Devon bzw. die auf diesem verstreuten „Vallendarschotter“. Die Tone als auch das tonig zersetzte Devon bilden den gesamten Untergrund des Pleiser Hügellandes. Östlich des Basaltkopfes des Hühnerberges (NO-Ecke Blatt Honnef-Königswinter, 5309) liegen die Tone nördlich Rostingen in 270 bis 280 m NN, überlagert von „Vallendarschottern“ und Trachyttuffen. (Die Lagerungsverhältnisse waren nicht mehr aufgeschlossen. Man vergleiche aber die genaue Beschreibung bei O. BURRE 1930, S. 22.) Nach O. BURRE (a.a.O. S. 24) bedeckt das ältere Tertiär das Bergplateau haubenförmig. Dies ist ein Hinweis dafür, daß das Plateau von Sand und Broichhausen und seine auffallenden Konturen älter sind als die oligozäne Bedeckung.

Die genannten Ablagerungen fallen von Rostingen gleichmäßig nach N und NW hin ab bis auf 70 m NN. Beiderseits des Tälchens am Hof Schnorrenberg (500 m südöstlich des südlichen Ortsausganges von Stieldorf am Lauterbach: Blatt Siegburg) waren dieselben Lageverhältnisse zu beobachten, zwischen 115—140 m NN, wie sie vom Lyngsberg bei Godesberg bereits beschrieben worden sind. Nördlich des Tälchens lagerte der

Trachyttuff über dem Ton und den Kiesen (fein bis grob, gut gerollt), südlich des Tälchens unter den Kiesen.

Man gewinnt den Eindruck, daß alle Schichten nach N und NW hin abgesenkt worden sind bzw. daß das Gelände sich im S gehoben hat. Über das Alter der Absenkung lassen sich keine eindeutigen Angaben machen, doch scheinen sie aufgrund der von der Pfaffenwanne geschilderten Beobachtungen postvulkanisch zu sein.

Unter Umständen setzt die Absenkung (bzw. das Zurückbleiben gegenüber der auftauchenden Gebirgsscholle) noch in der vulkanischen Phase ein. Darauf deuten die Beobachtungen, die von W. SCHMIDT (1949) mitgeteilt werden. Bei Uthweiler am Pleisbach waren sowohl die „Liegenden“ als auch die „Hangenden Schichten“ mit dem Tuffband dazwischen (Gesamtmächtigkeit 20—25 m) flexurartig gebogen und verworfen; in sie war Basalt eingedrungen. Die Kiese der „Hangenden Schichten“ besaßen in den obersten Lagen Andesitgerölle. Entsprechend der Abfolge der Vulkanite, wie sie O. BURRE (1934) beschreibt, eruptierten die Andesite zeitlich nach den Trachyten und vor den Basalten. Der Basalt durchschlägt jedoch noch die ebenfalls schräggestellte Schicht mit den Andesitgeröllen. Da der Andesit vor dem Untermiozän eruptierte, hat die Schrägstellung also sicher vorher stattgefunden. W. SCHMIDT hat ferner noch beobachtet, daß die Andesitgerölle nach NO hin zunehmen; sie sind also vermutlich von SW her nach dorthin abgelagert worden. Es wird zugleich damit eine zunehmende Absenkung nach NO hin angedeutet bzw. eine Heraushebung im SW.

Außer der Möglichkeit, das Geschehen zeitlich einzuordnen, weist das Profil von Uthweiler auf eine zunehmende Aufschüttung hin.

Innerhalb der Ablagerungen sind von E. KURTZ (1927) Gerölle festgestellt worden, deren Herkunftsgebiete der Westerwald bzw. die mittlere Lahngegend sind. Es drängt sich damit der Gedanke auf, daß die Pfaffenwanne ein Teilstück einer älteren Entwässerungsrinne aus dem Westerwald ist. Sie ist am Paß von Buchholz in die Kölner Bucht im heutigen Sinne eingetreten. Von dieser Stelle aus können sich die im Oligomiozän wie auch die im Pliozän gelieferten Verschüttungsmaterialien Schwemmfächerartig ausgebreitet haben. Dadurch ließe sich ihre Verteilung im Pleiser Hügelland am ehesten erklären. Für das Pliozän läßt sich dies durch folgende Beobachtung erhärten.

Abgesehen von den erwähnten Vorkommen westlich des mittleren Hanfbaches wurde noch eines südöstlich von Eudenbach angetroffen (NW-Ecke Blatt Asbach). Es befindet sich auf dem vom Hanfbach weggerichteten Hang eines Tälchens, das zum Pleisbacheinzug gehört, und liegt, von der Pfaffenwanne aus gesehen, hinter dem nach N und NO vorspringenden Rücken des 300 m-Niveaus. Die Kiese liegen südlich des Kammhöchsten, dem die Straße folgt, in 235—240 m NN zwischen der Kirche im W und der Hochspannungsleitung im O. Sie lagen in einer 5—10 cm dicken Lage über weißlich vertontem und völlig zersetztem Devon. Dieses ging 1 m tiefer in weniger zersetzten, aber noch stark verwitterten Schiefer über, der aus kleinen, splittrigen, mürben Scherben bestand. Die Kiese bestanden aus feinen und groben Milchquarzen, die z. T. gar nicht gerundet, z. T. sehr gut gerundet waren.

Dieses Vorkommen paßt seiner Lage nach nicht in die Deutung, die E. SCHRÖDER (1965), wie oben bereits erwähnt, gibt; vielmehr lassen sich die Lagerungsverhältnisse des gesamten Pliozäns im nordwestlichen Vorland der Pfaffenwanne am besten ebenfalls mit der Vorstellung eines pliozänen Schwemmfächers von SO her in Einklang bringen. Dieser pliozäne Schwemmfächer war allerdings gegenüber dem oligomiozänen durch das seither entstandene Siebengebirge von dem des Rheintales teilweise abgedämmt.

Die vorstehend mitgeteilten Beobachtungen und Überlegungen haben zu der Annahme geführt, daß es sich bei der Pfaffenwanne um den Rest eines aus dem

Westerwald kommenden tertiären Tales handelt, das erst nach der Ausbildung des Pliozänschwemmfächers außer Kraft gesetzt worden ist.

Bevor die hier aufgeworfenen Fragen zur Wied hin weiterverfolgt werden, soll noch auf das Siebengebirge und seinen südlichen Umkreis eingegangen werden, da hier manches auf einen Zusammenhang mit der alten Westerwaldtalung hinzuweisen scheint.

4. AM SÜDRAND DES SIEBENGEIRGES

Die Situation genau westwärts des heutigen Endes der Pfaffenwanne wird an einem Profil zwischen dem Basaltkegel des Broderkonsberges im vorderen Westerwald und dem Scheerkopf an der Südseite des Siebengebirges deutlich (vgl. dazu: Grundkarte und Blatt Honnef-Königswinter, 5309, der Geologischen Karte 1 : 25 000).

Um den Asberg schwingt sich von W über N nach O das 300 m-Niveau halbkreisförmig und flächenhaft breit herum und ist auch in die dem Asberg nach NW bzw. N vorgelagerten kleineren Basalt- und Andesitstümpfe eingearbeitet (Ley-, Mittel- und Broderkonsberg, Himmerich, Himberg). Nördlich der Linie Himmerich—Himberg stuft sich das Gelände zu einem Paß in rd. 240 m NN hin ab, der zwischen Ohbach (nach W) und Pleisbach (nach O) vermittelt. (Auf seiner Südflanke benutzt ihn die Straße Honnef-Ägidienberg.) Der Anstieg auf der Nordseite zur Löwenburg hinauf ist ähnlich gestuft. Es kommen auf beiden Seiten als kleine Verebnungen und Verflachungen Stufen in 280 und 260 m NN vor. Die letztere zieht sich auch östlich des Passes zwischen Pleisbach und Ägidienberg hin. Im Boden der Einsattlung stecken immer wieder eckige Milchquarzsplinter, und zwar von Himmerich im S ab in rd. 310 m NN, dann bis ins Tiefste hinunter bei 240 m NN; auf der Gegenseite sind sie bis 250 m NN verbreitet. (Vgl. auch O. BURRE 1930, S. 32. Am Nordhang des Himmerich und des Broderkonsberges konnte kaolinisch zersetztes Devon beobachtet werden.)

Den Beobachtungen zufolge ist die Einsattlung ein Rest der alten Landoberfläche. Innerhalb der Einsattlung erscheint zum Tiefsten hin das 260 m-Niveau. Es ist nur im Bereich der Einsattlung vorhanden. Es fehlt völlig am gesamten Rand des den Rhein zwischen Andernach und Honnef begleitenden 300 m-Sockels. Dagegen finden sich am Sockelrand immer wieder Reste des 280 m-Niveaus, obwohl dieses insgesamt recht schwach ausgebildet ist. Es könnte sich in dieser durch das 260 m-Niveau ausgezeichneten Mulde nach allem also um die westlich gerichtete Fortsetzung der Pfaffenwanne handeln; dann wäre dieses alte Tal nicht in die späteren nach N abkippenden tektonischen Bewegungen einbezogen worden.

Es fällt weiterhin auf, daß innerhalb dieser Mulde östlich Honnef der 300 m-Sockel unterbrochen ist und das 300 m-Niveau einschließlich seiner vermutlichen Unterstufen (280 bzw. 320 m) aber sowohl auf der Nord- als auch auf der Südseite von O nach W durchzieht. Während aber auf der Südseite die pliozänen Niveaus vom Asberg aus nach NO sich kontinuierlich und breit fortsetzen, ist das auf der Nordseite, im Siebengebirge selbst, nicht in der gleichen Weise der Fall. Die Stufen sind hier nur bei den westlichen, niedrigeren Vulkankuppen eingearbeitet bzw. an den Westflanken der östlichen höheren Vulkankuppen.

Unterhalb des Pliozänniveaus als ganzem und unter der einhüllenden Decke der Trachyttuffe befinden sich jedoch noch ältere Tertiärspuren in verschiedenen Höhenlagen. Bei diesen handelt es sich um die „Liegenden Tone“ bzw. das zersetzte Devon und um „Vallendarschotter“. Die auf dem Blatt Honnef—Königswinter der Geologischen Karte verzeichneten Vorkommen waren bei den Begehungen nicht mehr abgeschlossen. Ihre höchste Stelle liegt der Karte zufolge am „Burghof“ in der Einsattlung zwischen Drachenfels und Wolkenburg, charakteristischerweise in 260 m NN. Vom Tal des Mirbesbaches östlich Königswinter werden sie am Wintermühlenhof in etwa 130 m NN, 1,5 km bachaufwärts in rd. 200 m NN angeschnitten, an der Rosenau südlich

Heisterbacherrott in 220 m NN, am Nordhang des Petersberges westlich Kloster Heisterbach in 140—200 m NN. Die Höhenangaben verraten ein recht unruhiges Relief, dessen Talungen mit dem Material der älteren Tertiärschichten anscheinend aufgefüllt wurden.

Ein Zusammenhang mit dem bisher Ausgeführten kann im einzelnen nicht hergestellt werden, da das vulkanische Material zu viel verdeckt. Indessen kann doch ausgemacht werden, daß das durch die prävulkanischen Ablagerungen und die ihnen auflagernden Trachyttuffen angedeutete Relief mit seinen höchsten und tiefsten Stellen insgesamt nach N hin immer weiter absinkt, ähnlich den im vorigen Abschnitt geschilderten Verhältnissen (vgl. Blatt Siegburg).

Da nun im Bereich des Siebengebirges die pliozänen Niveaus in ihrem charakteristischen Zueinander und in ihrer charakteristischen Höhenlage vorhanden sind, bedeutet dies, daß im Siebengebirge und südlich davon im Pliozän keine tektonischen Schrägstellungen mehr erfolgten. Auch der obere Rand der älteren Pleistozänablagerungen (HT) nördlich des Siebengebirges in 190—200 m NN stimmt mit der Lage derselben Sedimente südlich des Siebengebirges genau überein.

Die Beobachtungen besagen folgendes:

1) Die Absenkungen ereigneten sich in der vulkanischen Phase selbst und waren danach im westlichen abgeschlossen.

2) Die Eruptiva des Siebengebirges drangen etwa dort auf, wo die Kippungslinie zwischen dem Gebirge und der Kölner Bucht verläuft (Linie Königswinter—Ittenbach—Hühnerberg—Eitorf).

Die vom „Burghof“ bis nach Ägidienberg sich erstreckende Einsattlung ist keine jüngere, tektonisch angelegte Form; sie scheint vielmehr morphologisch mit den anhand der Pfaffenwanne beschriebenen Erscheinungen zusammenzuhängen. Daraus ergibt sich, daß in einigen tektonisch stabilen Gebieten des rechtsrheinischen Gebirges das 260 m-Niveau als ein wichtiges Leitniveau für den vorpliozänen Formenschatz gelten darf.

5. DIE NEUSTÄDTER WIED

Erklimmt man von der Pfaffenwanne aus den Sockel der östlichen 300 m-Verebnung, so sieht man von der Straße Asbach — Neustadt etwa vom P. 266 nördlich Etscheid nach S, SO und O in eine überraschend weite, tieferliegende Talregion hinein, die z. B. zwischen Asbach und dem auffälligen Vulkankegel des Bertenauer Kopfes südlich Neustadt rd. 5 km breit ist. Nach S hin wird der Blick durch das höhere Niveau jenseits der Talregion ab 300 m NN abgeriegelt. Die Wied folgt der breiten, tiefen Talregion von O nach W und fließt plötzlich nach S in den Riegel hinein, wobei sie zugleich aus der O-W- in die N-S-Richtung umbiegt. (Vgl. die Blätter Asbach, 5310, und Waldbreitbach, 5410, bzw. Grundkarte: Durchbruch zwischen der Mündung des Pfaffenbaches und dem Ort Roßbach.)

Aus der Ferne hat man den Eindruck, als sattele sich der Riegel auf das Wiedtal zu mit sehr schwach geneigtem Hang ein und als sei an der tiefsten Stelle dieses sanften „Gehänges“ die Wied steil eingekerbt (vgl. auch Bild 1 — siehe Bildteil). Das Tiefste des „Gehänges“ wird vom 280 m-Niveau gebildet, es liegt somit immerhin noch 20 m über dem Niveau der Pfaffenwanne, die einen bequemeren Weg für die Wied geboten hätte.

Vom Aussichtspunkt aus erkennt man ferner, daß nach W, zum Rhein hin,

das 300 m-Niveau des Riegels ziemlich rasch vom 360 m-Niveau und den ihm aufsitzenden Vulkankuppen des vorderen Westerwaldes abgelöst wird. Der Anstieg zum 360 m-Niveau wie auch das Niveau selbst sind verschiedentlich mit Sanden, Schottern, Quarzen und Quarziten vom „Vallendartypus“ bedeckt (vgl. O. BURRE 1930, S. 15—17). Das 360 m-Niveau riegelt seinerseits die gesamte Wiedregion vom Asberg im N bis zum Mahlberg im S (westlich Niederbreitbach an der Wied) nach W hin ab. Da sowohl dieses Niveau selbst — dem auch noch ein Sockel in etwa 330—340 m zugerechnet wird — als auch die pliozänen Niveaus zwischen 280 und 320 m NN auf der ganzen N-S-Erstreckung in derselben Höhe und im selben Abstand voneinander durchlaufen, ist eine tektonische Verstellung ausgeschlossen. Damit ist zugleich ausgesprochen, daß es zwischen Asberg und Mahlberg niemals einen Stromlauf von O nach W durch den hohen Riegel dieses Niveaus hindurch gegeben haben kann, wie es etwa E. KURTZ (1927) auf der von ihm beigegebenen Karte angedeutet hat.

Damit kommen wir wieder zur Frage der ältesten Entwässerungsrichtung zurück. Da, abgesehen von der Pfaffenwanne und trotz verschiedener Begehungen, keine Sedimente in der westöstlichen Talregion aufgefunden worden sind, muß man sich der bisher gewonnenen geomorphologischen Kriterien bedienen. Diese bestehen vor allem darin, daß die weite Talform der Wied oberhalb des südlichen Durchbruchs im 260 m-Niveau ausgebildet ist. In die dadurch gekennzeichnete alte Talwanne ist das pleistozäne Tal mit den Ober-, Haupt- und Mittelterrassen eingelassen: die OT in 230—245, die HT in 205 bis 220 m NN. Beide Stufen laufen ohne merkliches Gefälle (entgegen O. BURRE 1934) weithin an der Wied entlang.

Die OT ist auch in den größeren Seitentälern der Wied sehr gut sichtbar, wie z. B. am Hallerbach, am Pfaffenbach (bis zur Vulkankuppe von Bannau in über 5 km Entfernung von der Mündung, wodurch die Pfaffenwanne nach S, in ihr Höheres hinein, zunehmend breiter gegliedert wird), am Dinspeler Bach, am Mehrbach und an dessen Seitenbach, dem Ahlbach.

Alle genannten Täler sind, wie die Wied selbst und der Pfaffenbach, in das 260 m-Niveau eingebettet. Es fällt ferner noch auf, daß die aufgezählten Bäche alle nordseitige Zuflüsse der Wied sind und daß sie alle — im Unterschied zur südlichen Wiedseite — einen relativ langen Taleinzug besitzen.

Die südseitigen Täler sind dagegen nicht nur kurz, sondern werden auch nicht von den breiten Niveaus begleitet. Auch steigt hier die südseitige Talflanke der Wied relativ rasch auf das 300 m-Niveau an, fehlen die Reste des 260 m-Niveaus bis auf eine Ausnahme unmittelbar nördlich des Bertenauer Kopfes.

Somit ergibt sich an der Neustädter Wied und ihren Nebentälern eine auffällige Asymmetrie zwischen der weiten, flach gestuften Nord- und der kurzen, steilen Südseite. Demnach zu urteilen hat sich das heutige Wiedtal auf der Südseite des 260 m-Niveaus eingetieft, so daß dieses auf der Nordseite breit erhalten geblieben ist.

An diesem Südrand nun bricht die Wied durch den Riegel höheren Geländes durch. Der Durchbruch ist in der Luftlinie etwa 5 km lang, der Wiedlauf wegen der Mäander rund doppelt so lang.

Es ist nun wichtig zu sehen, wie sich die Niveaus im Durchbruch verhalten. Das „Riegelniveau“ (300 m) tritt eng an den Tallauf heran und seine Hänge

stürzen stellenweise 170 m und mehr schroff ins Tal ab. Auf den Hälsen der hin- und herschwingenden Mäander und den Gleithängen folgen absteigend das 280 m-Niveau, die OT und die HT-Stufen in den oben angegebenen Höhen. Während das 280 m-Niveau nicht überall auftritt, laufen die OT und HT-Niveaus im Durchbruch ganz durch. Vom 260 m-Niveau dagegen fehlt jede Andeutung, auch nicht als Hangknick.

Die geomorphologischen Befunde besagen somit folgendes. Das 260 m-Niveau ist vorpliozän, sonst müßte es im Durchbruch, in dem alle pliozänen und jüngeren Niveaus vertreten sind, vorhanden sein. Es gehört dem heutigen Wiedtal nicht an, sondern geht ihm in der W-O-Talung als Form voraus. Sein Boden wird von der Wied und ihren Nebenbächen auf mehr oder weniger langen Laufstücken zwar benutzt, aber an recht auffälligen Stellen auch wieder verlassen. Da das Niveau im Durchbruch fehlt, die pliozänen und jüngeren Terrassen aber vorhanden sind, ist der Durchbruch frühestens im Pliozän von der 300 m-Verschüttung aus entstanden. Sofern die am Rhein gewonnene Auffassung richtig ist, daß die heutigen Täler im wesentlichen auf dem Pliozänniveau angelegt worden sind, war das Fehlen des 260 m-Niveaus und aller seiner Spuren im Durchbruch zu erwarten.

Am Roßbacher (bzw. Neustädter) Durchbruch der Wied gewinnt man auch einen ersten Hinweis auf die Stellung des 280 m-Niveaus. Es bezeichnet hier offensichtlich nach der 300 m-Zeit die erste, etwas eingetiefte Talanlage. Es ist somit jünger als das 300 m-Niveau selbst. Die einleitend geschilderten Formen, insbesondere die des „Gehänges“, werden nunmehr erklärbar.

Wegen der Lößüberdeckung sind anscheinend der „300 m-Zeit“ zugehörige Sedimente nicht aufgeschlossen bzw. wurden nur von einer Stelle bisher bekannt; und zwar lagen an der Straße von Rahms über Strauscheid ins Wiedtal gut gerollte Milchquarze am P. 302,3 500 m westlich Rahms (am nördlichen Kartenrand des Blattes Waldbreitbach). Auf der Breite dieser Stelle beginnt zugleich die engste Strecke des Durchbruchs.

Zusammenfassend ist also zu sagen, daß der Durchbruch der Wied nach S aus dem Gebiet eines vorpliozänen Talbodens erfolgt, der im Pliozän auf- und zugeschottert wurde; der Durchbruch ist also in epigenetischer Weise über einen erniedrigten Riegel in 300 m NN hinweg nach S angelegt worden, und zwar so, daß das erniedrigte Gelände zugleich das Aufschüttungsniveau ist, dem der neue Wiedlauf folgte. Das erste Anzeichen des neuen Tales ist der durch das 280 m-Niveau angedeutete Talboden.

6. DIE SÜDLICHE WIED

Südlich des Durchbruchs bei Roßbach öffnet sich die Landschaft in eine Art „hügeliges Becken“ hinein, das zwischen Roßbach im N und Niederbreitbach im S 3—4 km breit in das 300 m-Niveau eingesenkt erscheint. Nach SO hin verengt sich der Abstand wieder, rücken die höheren Niveaus von beiden Seiten her wieder zusammen. (Vgl. Blatt Waldbreitbach, 5410, 1:25 000, Grundkarte und Bild 1 zum folgenden.)

Im westlichen Teil dieser Weitung von Waldbreitbach flachen die Riedel zwischen den zur Wied fließenden Bächen relativ breit und sanft zur Wied hin ab

und rufen damit den geräumigen Eindruck eines Beckens hervor. Diese Riedel besitzen oberhalb der breiten Gleithänge der OT, HT und der Mittelterrassen, die in der Weitung sehr gut ausgeprägt sind, immer wieder bis zum kräftigen Anstieg zum 300 m-Niveau deutliche Verflachungen in 260 m NN. Auf diesen Verflachungen sitzen Kuppen in 280—290 m NN gewissermaßen wie Umlaufberge auf und bewirken den hügeligen Charakter des Beckens. Auf den kleineren Riedeln zwischen den von O kommenden Tälern ist ähnliches zu beobachten.

Wegen der weit verbreiteten und dicken Lehmdecke konnten die Verhältnisse im einzelnen nur an wenigen Stellen genauer kennengelernt werden. So sind sowohl auf dem Riedel zwischen dem Dombach und der Wied nördlich Datzeroth (Mitte des südlichen Kartenrandes) alle Niveaus im Devongestein ausgebildet, von der OT in 240 m über das 260 m-Niveau bis zur Kuppe in 289 m und wieder zu der ihr auf Wolfenacker zu vorgelagerten Fläche in 260 m hin. Auf dem Riedel zwischen Wied und Fockenbach, der sich von Niederbreitbach nach NO auf Wüscheid hinzieht, fanden sich (500 m östlich des Antoniushauses) in 260 m NN gerollte Milchquarze vom „Vallendartyp“, auf der OT 500 m westlich Wüscheid in 240 m NN dagegen gerollte Devonschiefer und Quarze. Diese Indizien geben weitere Anhaltspunkte für die bisher vorgenommene Zuordnung der Niveaus.

Insofern als alle Niveaus gleichermaßen von N nach S in derselben Höhe durchlaufend angetroffen werden und damit in der Waldbreitbacher Weitung keinerlei Anzeichen für eine Verbiegung der Terrassen und Flächenreste nach unten hin vorhanden sind, ist das „Becken“ wohl nicht tektonischer, sondern geomorphologischer Natur. Seine Entstehung mit dem hügeligen Relief innerhalb der Weitung läßt sich von der Lage der 260 m-Verebnungen her am besten deuten. Da diese Verebnungen oft in der Form von „Pässen“ zwischen den Kuppen in 280—300 m NN vorkommen, lassen sich Verbindungslinien zwischen den 260 m-Resten durch die Pässe hindurch rekonstruieren. Diese Verbindungslinien deuten den Talverlauf alter, vorpliozäner Bäche an. Diese Bäche strömten anscheinend auf das Dorf Datzeroth zu am südlichen Ausgang des Beckens hin zusammen. Die gesamte Konfiguration erinnert an die oberen, muschelartig sich ausweitenden Talgebiete im Quellmuldenbereich, wie sie als vielfach typisch z. B. vom Eifelrelief beschrieben worden sind (vgl. J. BIRKENHAUER 1960). Dort tritt die Hauptsammelader einer solchen „Muschel“ nach unterhalb hin in eine kürzere Engtalstrecke ein. Auf diese Engtalstrecke hin bzw. auf den Austritt der Sammelader der Mulde aus dieser hinaus schließen sich die die „Muschel“ umgebenden Höhen ringförmig zusammen. Recht ähnliches ist bei der Talform der Wied unterhalb der Weitung von Waldbreitbach der Fall. Die höchsten Niveaus, die in 340 bis 360 m, treten in dieser ausgesprochen ringförmigen Art unterhalb der Weitung von beiden Seiten wie eine Zange an den Auslaß heran und engen ihn auf etwa 1 km Länge ein. Hinzukommt, daß das 260 m-Niveau, das im völlig neu angelegten Durchbruch zwischen Roßbach und Neustadt nicht auftrat, in der Engtalstrecke von Datzeroth und Altwied deutlich ausgebildet ist und auch im engsten Teil des Auslasses oberhalb Altwied in zwei einander gegenüberliegenden Verflachungen noch erhalten ist. Die OT, die sonst so breit entwickelt ist, ist hier ebenfalls ähnlich schmal und das 280 m-Niveau ist nur als Hangknick angedeutet. Nur das 300 m-Niveau ist recht breit. Hier am Auslaß aus der Weitung von Waldbreitbach hat der pliozäne Talboden bei der Aufschüttung eine Breite von

rd. 2 km erreicht (gemessen zwischen den beiderseitigen Sockeln der 340—360 m-Verebnung; vgl. dazu Profil 4).

Der Auslaß der Weitung von Waldbreitbach ist den Beobachtungen zufolge alt angelegt und wegen des zangenförmigen Zusammenschließens des höheren Niveaus auch nach der 300 m-Verschüttung wieder benutzt worden.

7. SYNTHESE: DIE ENTSTEHUNG DES WESTLICHEN TALSYSTEMS DER WIED

Zwei vorpliozäne Talungen, die durch vielfache Reste eines Talbodens in 260 m NN gekennzeichnet werden, entwässerten den vorderen Westerwald nach N (bzw. NW) und S, und zwar jeweils zu den bereits im Oligozän bestehenden Tiefebenegebieten der Kölner Bucht und des Neuwieder Beckens hin. Die Tatsache, daß im Verlauf der 260 m-Altböden Spuren der alttertiären Verwitterungsrinde nur stellenweise enthalten sind, läßt darauf schließen, daß diese Talböden innerhalb der durch die noch ältere Zersetzung gekennzeichnete Oberfläche ausgeschürft worden sind, und zwar schon vor dem Ausbruch der Vulkanite (dem Altboden „aufsitzen“ Basalte). Diese Talböden sind nach der oligomiozänen Verschüttung bis zur pliozänen hin benutzt worden. Erst nach der pliozänen Verschüttung, deren Flächen östlich des nördlichen Mittelrheines weit verbreitet sind und bei denen eine Entstehung aus höheren, älteren Niveaus nicht nachgewiesen werden kann, wurde auf der neuen „Ebene“ das heutige Talsystem angelegt. Der erste nachweisbare Talboden nach der 300 m-Verschüttung wurde in 280 m NN in die Verschüttungsfläche eingetieft und an ihm entlang die alten Talböden außer Funktion gesetzt. Der Verlauf des 280 m-Niveaus zeigt erstmals den heutigen Talzug der Wied an, die somit in diesem Niveau aus der allgemeinen O-W-Richtung in die N-S-Richtung umgelenkt und der darin der Durchbruch aus der nördlichen alten Talung bei Neustadt in den Bezirk der südlichen bei Roßbach und Waldbreitbach vorgezeichnet wurde.

Das weite nach N gegen die Sieg ausgreifende Einzugsgebiet der nördlichen Nebenbäche der Wied, die Ablenkung des Griesenbaches vom Buchholzer Paß weg durch die Pfaffenwanne nach S, die Asymmetrie der ganzen Talform der Neustädter Wied, der Verlauf der heutigen Wied dicht vor dem südlichen 300 m-Riegel, der dadurch hervorgerufene Eindruck eines nach S gegen das Höhere hin abgerutschten Tales, das Fehlen eines jeden Anzeichens einer tektonischen Verstellung: alle diese Momente zusammengenommen deuten darauf hin, daß es während der Entstehung des 280 m-Talbodens zur Anzapfung des nördlichen Gebietes von S her gekommen sein muß. Die Ursache dafür kann in dem stetigen Absinken des Neuwieder Beckens gerade in dem Flügel gesehen werden, auf den die Wied zufließt. Eine sich andauernd tiefer legende Erosionsbasis war ständig gesichert. Erleichtert wurde die Anzapfung und Umlenkung der oberen Wied von dieser Stelle aus dadurch, daß fast genau nördlich die alte Reliefform der Waldbreitbacher „Muschel“ und ihr alter Austritt nach S die Anzapfung bis weit nach N hin erleichtert hat.

Die vorpliozänen Talungen werden auf Teilstücken von den nachpliozänen benutzt. Wo immer dies der Fall ist, wird die Landschaft geomorphologisch von weiten flachen Formen bestimmt.

Was nun die Spuren alter kräftiger Zersetzung im Bereich des 300 m-Niveaus anbetrifft, so weisen sie darauf hin, daß diese Verebnung in einem mehr oder weniger hügeligen Altreief (Weitung von Waldbreitbach z. B.) unterhalb der 360 m-Verebnung relativ leichtes Spiel hatte, sich auszubreiten und auf diese Weise dazu beizutragen, das 360 m-Niveau aufzuzehren. Auf diese Weise wird das 300 m-Niveau selbst (wie schon bei der Schilderung der Verhältnisse am Siebengebirge angedeutet) auch ein Indiz für die Rekonstruktion des Altreiefs, insofern es sich innerhalb eines es umfassenden, begrenzenden oder umlaufenden 360 m-Randes befindet.

(Vgl. zum mehr oder weniger hügeligen Altreief auch die Höhenangaben über das „Vallendar“ bei O. BURRE 1930, S. 15—19.)

IV. DAS ALTE WIED-HOLZBACH-SYSTEM

1. DIE ÖSTLICHE WIED

a) Zwischen Neustadt und Altenkirchen

Die so auffällige Asymmetrie der weiten Tallandschaft bleibt nach O bis Altenkirchen bestimmend (vgl. zum folgenden Blätter Asbach, 5310, Altenkirchen, 5311, Hachenburg, 5312, und die Grundkarte).

Auch hier wird sie dadurch hervorgerufen, daß die Verebnungen oberhalb der Kante des eigentlichen Tales auf der Nordseite sehr breit, auf der Südseite sehr schmal oder gar nicht ausgebildet sind, die Wied daher wie gegen eine höhere Stufe gedrängt erscheint, die zudem relativ unvermittelt und steil über dem Tal nach S zu ansteigt.

Die Tallandschaft wird sowohl im N als auch im S durch den Anstieg zum 280 bzw. 300 m-Niveau begrenzt. Innerhalb dieser Grenzen ist der Altboden in 260 m für die Geräumigkeit ausschlaggebend. Auf der Südseite der Wied fehlt er. In den Altboden eingearbeitet ist die OT, die sich ebenfalls auf der Nordseite in 230—245 m NN recht breit entfaltet und hier die bestimmende Terrasse ist, während die HT die Kante zum eigentlichen Wiedtal bildet. Alle genannten Terrassen und Verebnungen setzen sich geomorphologisch ohne Unterbrechung und ohne erkennbare Verbiegung bis Altenkirchen nach oberhalb hin fort. Auf der Höhe von Altenkirchen verläuft die breite Talsohle der Wied mit den Wiesenmäandern in der Höhe der HT, wodurch sich die Breite des Talbodens erklärt. Am nördlichen, weiten Hang ist das Niveau in 260 m noch deutlich erkennbar.

Die Hänge der geräumigen Tallandschaft sind bis auf die Höhe von Altenkirchen von einer oft dicken Lehmedecke verhüllt, so daß nur an wenigen Stellen ältere Sedimente zugänglich sind. Beiderseits der Bundesstraße 256 (Altenkirchen — Neuwied) sind auf dem Blatt Altenkirchen der Geologischen Karte 1 : 25 000 einige Tertiärvorkommen verzeichnet; sie werden ins Oligozän gestellt. Bei verschiedenen Begehungen waren die Aufschlüsse alle verwachsen, doch konnten auf den Feldern südlich der Molkerei Giershausen (5 km westlich von Altenkirchen) in 260—265 m NN relativ dicht gestreute Milchquarze vom „Vallendartyp“ zusammen mit nicht angewitterten Scherben des devonischen Gesteins gefunden werden. Auch im Ort Reiferscheid konnten in einem gelblich verfärbten Boden kleine eckig-stengelige, teils auch ganz gering gerundete Milchquarze festgestellt werden, und zwar unterhalb des Riedels, der sich nördlich des Ortes zur Wied herabsenkt und dem der Fahrweg folgt, wenige Meter östlich des Punktes, wo der Weg die 260-m-Isopyse quert. Das Liegende war nicht aufgeschlossen.

Dort, wo am Wirtshaus die Straße nach Giershausen von der B 256 abzweigt, hat man einen guten Blick über Schürdt nach O in das Wiedtal mit seinem oberen Gehänge und den sich auf Altenkirchen hin fortsetzenden Verflachungen in 260 m NN, die dort auch auf der südlichen Talseite den Fluß begleiten. Dieses selbe Niveau zieht von dort über einen Paß, dessen Einmündung die abzweigende Straße auf Giershausen zu durchfährt, ins Gebiet des Ahlbaches hinüber. Vom

Aussichtspunkt nach W gewendet, läßt sich nun der 260 m-Boden am Ahlbachtal entlang nach SW weiterverfolgen. Er geht über in denselben beiderseits des Mehrbaches, von wo ab er nach SW besonders breit auf allen zur Wied hinabführenden Riedeln ausgedehnt erhalten geblieben ist.

Man gewinnt aus dieser geomorphologischen Situation den Eindruck, daß die „östliche Wied“ von Hachenburg über Altenkirchen ehemals auf dem 260 m Boden über den Paß von Schürdt nach SW geflossen ist, während sie heute bei Obernau-Neitersen nach S abknickt, um erst wieder an der Holzbachmündung nach W zu fließen, stets dem Steilanstieg zur 300 m-Verebnung entlang. In diesem Talabschnitt der heutigen Wied setzt der 260 m-Boden von der Linie Reiferscheid-Berzhäusen bis auf die Linie Eichen-Seifen aus, um sofort nach der Einmündung des Holzbaches ab nach W auf der nördlichen Talseite aufzutreten. Damit stellt sich hier die charakteristische Asymmetrie wieder ein. Doch steigt das Gelände nördlich der Linie Oberlahn-Burglahr bald auf eine Verebnung in 280 m NN an, die den Höhenrücken zwischen der Wied und dem Ahlbach bildet. Von diesem Rücken zweigt auf Eichen hin in genau östlicher Richtung ein weiterer Rücken in demselben Niveau ab und wird genau östlich jenseits der Wied wieder aufgenommen.

Diese Situation legt folgenden Schluß nahe: zur Zeit des 260 m-Bodens bestand ein Tal im N, von Altenkirchen über Schürdt auf Altenburg nordöstlich Neustadt zu, wo es sich mit einem aus O bzw. SO herankommenden Tal aus dem heutigen Holzbacheinzug über den Riedel zwischen Wied und Mehrbach nordwestlich Burglahr hinweg (der ebenfalls den 260 m-Boden breit aufgeprägt trägt) vereinigt. Entlang der vereinigten Täler wurde ein noch breiterer Altalmboden geschaffen, der in den der Pfaffenwanne übergeht.

Erst als Folge der pliozänen Verschüttung wurde der Riegel zwischen den beiden Tälern gequert und durchbrochen. Dadurch dürften die beiden charakteristischen Kniee der heutigen Wied verursacht worden sein, indem der Wiedlauf auf dem 300 m-Aufschüttungsniveau nach S hin aus den im Kapitel III dargestellten Gründen abgelenkt wurde und damit beim Wiedereinschneiden den Riegel durchsägen mußte. Die hemmende Wirkung des Riedels macht sich auch darin bemerkbar, daß oberhalb davon die OT bzw. die HT sehr breit entwickelt ist, unterhalb aber sich auffällig verengt. Das deutet auf eine nach flußaufwärts stauende Wirkung des Riegels hin.

Auf dem Riegel liegt im Wald 1,5 km nördlich Burglahr in dem Gelände, in dem der Wald recht breit im 280 m-Niveau ausgebildet ist, der Geologischen Karte 1 : 25 000 (Blatt Asbach, 5310) zufolge Tertiär, das als Oligozän bezeichnet ist. Dieses Tertiär war nicht aufzufinden, wohl aber jenes, das von dort aus in 1 km Entfernung in der Nähe des P. 272 an der Straße Schöneberg-Flammersfeld eingetragen ist. Die Grube ist zwar auch verfallen und verwachsen, aber ihr konnten frische, gelbrot gefärbte Sande, größere kantige und kleine stengelige Milchquarze entnommen werden; auch waren kantengerundete bzw. gut gerundete Quarzkiesel vorhanden. Dem allgemeinen Habitus nach macht dieses Tertiär jedoch nicht den Eindruck eines oligozänen „Vallendarschotters“, sondern den eines pliozänen. Die Probe wurde unter der Nr. A₁ schwermineralanalytisch untersucht; sie besitzt einen Charakter, der dem der anderen pliozänen Proben entspricht. Durch dieses Indiz wird die Annahme der pliozänen Verschüttung bis auf 300 m Höhe erhärtet; auf ihr konnte dann der geschilderte Vorgang mit den neuen Talanlagen stattfinden.

b) Östlich von Altenkirchen

Eine Reihe von Bächen sammelt sich in ähnlicher Weise wie bei der bereits beschriebenen „Muschel“ von Waldbreitbach (Kapitel III, 5) auf die Weitung von Altenkirchen zu; diese Weitung ist kreisförmig im 260 m-Niveau ausgebildet. Die Bäche selbst werden durch Riedel voneinander getrennt, die über verschiedene Stufen (240—260—280) sanft auf 300—320 m NN ansteigen. Das letztgenannte Niveau ist um Altenkirchen flächenhaft ausgedehnt; auffällig ist, daß alle heutigen Talwannen im obersten Abschnitt mit ihren Tiefenlinien in diesem Niveau verlaufen; auch setzen in diesem Niveau alle Talursprünge nach oben hin an. (Vgl. die Grundkarte; ferner die Blätter Altenkirchen, 5311, Hachenburg, 5312, wie auch die Blätter Altenkirchen, L 5310, Betzdorf, L 5312, der Karte 1 : 50 000.)

Der kräftigste dieser Bäche ist die Wied, als deren eigentlicher Oberlauf nach O der Hachenburger Bach mit seinem Tal erscheint. Der Talboden wird bis Michelbach vom 260 m-Niveau begleitet, wird weiter aufwärts aber undeutlich. Immerhin hat O. BURRE (1934, S. 106—107) zwischen Michelbach und Oberingelbach in diesem Niveau (255 m NN) Schotter gefunden, die das Tal begleiten.

Auf der Höhe von Ingelbach (Blatt Hachenburg) verengt sich das Tal. Von beiden Seiten treten nämlich die Verebnungen in 300—320 m NN nahe ans Tal heran, wie ebenfalls das 340- bzw. 360 m-Niveau, das ab hier ellipsenförmig eine obere Talkammer zwischen Wahlrod und Hachenburg umgibt. In dieser Kammer weitet sich der ganze Talraum wieder auffällig in der Form einer „Muschel“; deren Hauptbäche sammeln sich oberhalb des Durchtritts von Ingelbach durch den beschriebenen „Ellipsenwall“. Die Riedel zwischen den Tälern innerhalb der Kammer tragen vor allem die Verebnung in 300—320 m NN; sie ziehen vom Ellipsenrand in 340—360 m NN radial ins Zentrum der Muschel hinein. Nördlich Wahlrod und nordöstlich Hanwerth wurden bei Begehungen beiderseits der Sammelstellen der Gewässer der „Muschel“ in 300-320 m NN dicht gestreute, kantige und stengelige Milchquarze aufgefunden; die auch hier noch auf die Wirkung der Verschüttung hinweisen. Auch sind die Talböden der Wied und des Hachenburger Baches in der Höhe von 280—300 m NN wiederum sehr breit ausgebildet. Diesem Talboden streben die Quelläste des Hachenburger Baches mit steilem Gefälle rasch zu.

Insofern nun diese oberste Talmuschel ellipsenförmig vom 340—360 m-Niveau umgeben wird und die Talmuschel auf die alte Talung hin sich öffnet, ist man aufgrund dieser geomorphologischen Indizien zu der Aussage berechtigt, daß wir hier nicht nur die östlichste Stelle des heutigen Wiedsystems vor uns haben, sondern auch des alten Wiedereinzuges. Nichts spricht dafür, daß das Einzugsgebiet der Wied im Tertiär ehemals weiter nach O in das heutige Nistertal hinübergreifen hat.

Genau östlich dieser Muschel schneidet das Nistertal an der Nistermühle dicht an sie heran, so daß der Ellipsenwall der Wiedmuschel nicht nur die direkte Wasserscheide zwischen Nister und Wied, sondern hier auch zugleich einen Teil des die Nister umgebenden Rahmens in 340—360 m NN bildet. Die Straße von Altenkirchen nach Hachenburg folgt diesem „Rahmen“. An seiner schmalsten Stelle verläuft sie zugleich durch die tiefste Stelle des Rahmens und der Wasserscheide beider Flüsse am P. 331, 7. Da jedoch der ganze Rücken an dieser Stelle aus festem Devon besteht und keinerlei Spuren von Tertiärmaterial in der Erniedrigung ge-

funden wurden, ist anzunehmen, daß diese Stelle im 340—360-Rahmen durch die beiden Täler, wo sie am engsten zusammenkommen, denudativ tiefergelegt worden ist.

Aus der 360 m-Umrahmung der Nister öffnet sich nach W eine Zone, innerhalb derer die pliozänen Stufen in 300 und 320 m NN sich immer mehr zur Sieg hin verbreitern. Bis auf die Höhe des Klosters Marienstatt lassen sich im Tal von unten her die OT (240—250 m NN) und darüber als schmale Leiste das 280 m-Niveau verfolgen. Bei Hachenburg selbst verläuft der dort sehr breite Talboden der Nister im OT-Niveau und oberhalb davon durchsägt die Nister das Gebirge in steilem, aber breitem Tal, das sich zwischen Korb und Erbach noch verbreitert, und zwar dort, wo es ins 280—310 m-Niveau eintritt.

Sowohl der Durchbruch der Wied als auch der der Nister erfolgen aus dem alten Talbereich, der durch die jeweilige 340—360 m-Umrahmung gegeben ist, in offenbar nach aufwärts rückschreitender Weise vom 300—320-Niveau aus.

Auf die Verhältnisse an Nister und Sieg soll nicht weiter eingegangen werden. Es sei nur darauf hingewiesen, daß nach H. KNUTH (1923, S. 22—24) das 280—300 m-Niveau an der Sieg und den größeren Nebentälern ebenfalls ausgebildet ist, und zwar so deutlich, daß H. KNUTH dieses Niveau als den eigentlichen Siegtrog bezeichnet. Er vermutet, was die bisher vorgetragenen Untersuchungen bestätigen, daß dieser Siegtrog das Äquivalent des pliozänen Rheins ist. Wichtig ist schließlich noch, daß die ältesten pleistozänen Schotter H. KNUTH zufolge erst 80 m darunter, d. h. im Niveau der OT, die Sieg begleiten.

2. ZUSAMMENFASSUNG

Die einzelnen Niveaus, von der HT bis zu dem in 360 m, lassen sich den ganzen Wiedlauf aufwärts bis in den hohen Westerwald hinein verfolgen. Ihr Abstand voneinander bleibt stets gleich; es gibt kein erkennbares bzw. nennenswertes Gefälle nach abwärts. Vielmehr tritt der heutige Talboden, wie schon an den Seitentälern des Rheins beobachtet, nach aufwärts in das jeweils höhere Niveau ein, wo er sich jeweils wieder verbreitert. Diese Ergebnisse widersprechen der Untersuchung über die quartären Wiedterrassen von O. BURR (1934). (Vgl. im einzelnen dazu: J. BIRKENHAUER, 1970 c.)

Die obersten Talabschnitte sind im 300 m-Niveau angelegt. Dieses wird vom 340—360 m-Niveau umrahmt. Die Umrahmung ist bei der Wied nach W geöffnet, bei der Nister nach N bzw. NW. Diese Umrahmung deutet die Talursprünge und Entwässerungsrichtungen der älteren Landoberfläche an. Auf diese Weise kann das Ostende des alten Wiedsystems festgelegt werden.

Das pliozäne Niveau ist nach abwärts breit zwischen dem Altniveau in 340—360 m NN entwickelt. In der pliozänen Verschüttungsphase wurden an der mittleren Wied alte Talböden verlassen bzw. verschiedene Alttalreste auf neue Weise aneinandergelickt. Das 300 m-Niveau erweist sich auch hier als das Niveau, das für die Ausbildung des heutigen Talnetzes entscheidend geworden ist.

3. DAS HOLZBACHGEBIET

Wie gezeigt wurde, ist bei Hachenburg eine ältere Wasserscheide bis heute erhaltengeblieben. Wegen der damit gegebenen geomorphologischen Begrenzung

wendet sich das Interesse dem Holzbachgebiet im SO der mittleren Wied zu, um so mehr auch, als im Abschnitt 1 a dieses Kapitels sich andeutete, daß eine Altalung aus diesem Gebiet gekommen sein muß.

a) Das untere Talgebiet bis Dierdorf

Die für das Wiedtal oberhalb Neustadt beschriebenen Formengruppen setzen sich das Holzbachtal aufwärts fort, und zwar in gleichbleibenden Höhen. (Vgl. Grundkarte, Blätter Altenkirchen, 5311, und Dierdorf, 5411, 1 : 25 000.) Das 260 m-Niveau läßt sich zu beiden Seiten des Baches über der OT kontinuierlich verfolgen, sowohl als Verflachung im Hang, vor allem aber auch als merkliche Verebnung. Mißt man die Breite des durch den Altboden angedeuteten Talzuges zwischen den beiderseitigen Anstiegen zum 280- bzw. zum 300 m-Niveau, so ergibt sich zwischen Oberähren oberhalb der Holzbachmündung in die Wied und Dierdorf eine mittlere Breite von 1,5 km. Engere Strecken wechseln rhythmisch mit weiteren ab. In den Weitungen treten die pliozänen bzw. die noch älteren Niveaus zu beiden Seiten gleichzeitig jeweils halbkreisförmig auseinander. Dadurch werden besonders die Weitungen von Raubach und Dierdorf betont. Vor allem in der beckenartigen Weitung von Dierdorf strömen die Seitenbäche radial auf einen Knotenpunkt zu. Alle diese Züge weisen auf ein überliefertes Altrelief hin.

In der Weitung von Dierdorf sind alle Verebnungen unterhalb 360 m NN besonders breit entwickelt. Auffällig sind dabei die langen Riedel mit dem 340 m-Niveau, das hier besonders gut als Unterniveau zur 360 m-Verebnung erkenntlich wird (weswegen es in den früheren Abschnitten immer schon mit diesem in Zusammenhang gebracht worden ist).

In der Dierdorfer Weitung lassen sich auf den Verebnungen ferner die korrelaten Ablagerungen nachweisen (dazu unten mehr).

Wie es auch von den früheren Stellen wiederholt beschrieben worden ist, ist es auch im unteren Holzbachtal typisch, daß sich auf dem Altboden Milchquarze mit Scherben kaum verwitterten Devons verschwistern. Am Hang westlich Reichenstein, dort, wo die Straße und von ihr ausgehend die Feldwege die 260 m-Isopyse schneiden, waren die Felder dicht mit kantigen, gröberen, aber auch feineren, stengeligen Milchquarzen bestreut. An der Straße von Puderbach nach Niederdreis, dort, wo sie über die Verebnung in 260 m hinwegführt, lagen sie sogar sehr dicht. Ähnliche, auf der Geologischen Karte als „Oligozän“ bezeichnete Kiese, wurden im 260 m-Niveau nahe P. 271,21 km südlich der Ortsmitte von Raubach auf der westlichen Talseite südlich Brechhofen angetroffen. Sie unterschieden sich nicht von denen westlich Reichenstein und enthielten neben kantigen, groben und splittrigen, kleinen Schottern auch kantengerundete und noch besser gerollte Kiese. Auch hier waren sie mit wenig verwitterten Devonscherben vermengt.

In den Höhen von 280—320 m NN kommen Kiese vor, die noch stärker gerundete Gerölle führen, die ihrerseits in eine tonig-sandige Masse von gelblicher Färbung eingebettet sind. Die Geologische Karte bezeichnet sie als „Pliozän“. Sie liegen einmal auf dem Riedel zwischen Urbach-Kirchdorf und Harschbach in 320—325 m NN (südwestlich Raubach) und ein andermal 250 m nordöstlich Hanroth (nordöstlich Raubach). Bei der Begehung waren die Gruben zwar verfallen, aber die oben erwähnten Beobachtungen waren noch möglich. Rd. 600 m ONO vom Bhf. Raubach wurden in der Nähe des P. 329,0 in rd. 310 m NN ähnliche tonige Kiese angetroffen. Alle diese Vorkommen verschwistern sich ebenfalls mit kaum angewitterten Devonscherben des Anstehenden.

Insgesamt entsprechen sich Formen und Ablagerungen wie im ganzen bisherigen Untersuchungsgebiet und bestätigen die gewonnenen Vorstellungen; es war gerade dieser Abschnitt des Holzbachtales, in dem bei den Begehungen zum erstenmal die Aufmerksamkeit auf den Zusammenhang von „Vallendar“ und 260 m-Altboden gelenkt wurde, da dieser sich hier besonders eindeutig ergibt. Hier wurde, im Vergleich mit den Beobachtungen an der Wied, folgendes klar: 1) Die beiden Niveaus in 240 und 260 m sind zwei gänzlich voneinander unabhängige Niveaus. 2) Es geht nicht an anzunehmen, daß dort, wo das 240 m-Niveau besonders breit und gut ausgebildet ist, das 260 m-Niveau in das untere tektonisch abgelenkt ist; vielmehr laufen beide ohne Verbiegungen ständig horizontal übereinander durch. 3) Das 260 m-Niveau ist ein tertiärer Altboden und nicht das älteste pleistozäne Talbett; dieses ist vielmehr als OT das 240 m-Niveau. Somit benutzt das untere Holzbachtal einen tertiären Talboden, ähnlich, wie es von der Wied an verschiedenen Stellen beschrieben worden ist.

b) Das Weitengebiet von Herschbach-Selters (mit oberer Sayn und Kleiner Sayn)

Im oberen Holzbachgebiet verschwindet das entworfene einfache Bild. Um die Zusammenhänge zu klären wird folgender Weg beschritten. Zunächst wird dem Zu- und Miteinander der oberen Verebnungen (300—360—400) nachgegangen, da sich bisher gezeigt hat, daß sie den Verlauf älterer Reliefformen zu rekonstruieren gestatten und damit die Entwicklung des Talsystems anzudeuten vermögen. D. h. die bisherigen Ergebnisse, insbesondere die Leitfunktion der festgestellten Formen, wird angewendet und dabei ihre weitere Tragfähigkeit ermittelt. Weiterhin werden die oligozänen und vulkanischen Gesteine, die sich zunehmend einstellen, in ihren Lagerungsverhältnissen zu den Formen untersucht. Bei der Darlegung dieser Verhältnisse wird das Gebiet des oberen Holzbaches überschritten und das der oberen Sayn mit einbezogen. (Grundkarte, ferner Blatt Dierdorf, 5411, und vor allem Blatt Selters, 5412, der Geologischen bzw. Topographischen Karte 1 : 25 000.)

Das auffälligste Element ist folgendes: Am oberen Holzbach greift das 300 m-Niveau weit nach O gegen den Hohen Westerwald hin ein, wie ebenfalls an der oberen Sayn. Es breitet sich hier flächenhaft weit über die in diesem Niveau völlig verebneten Riedel zwischen Holzbach, Sayn und deren Seitenbächen hin aus. Sobald Holzbach (bei Herschbach) und Sayn (bei Selters bzw. Maxsain) wie auch die anderen Täler mit ihren Talböden in dieses Niveau eintreten, verbreitern sie sich. Nach abwärts besitzt das sich auf den Riedeln anschließende Unterniveau in 280 m-NN ebenfalls einen recht breit verebneten Charakter; die Verebnung ist zwar im Ausmaß schmaler als die in 300 m, aber auch in seinem Bereich sind die Täler breit ausgebildet. Die Seitentäler von Holzbach und Sayn verzahnen sich zwischen Selters und Herschbach in den sehr flachen Wasserscheidenbereichen von 270—300 m NN. Auf Dierdorf zu treten der Holzbach und seine Nebenbäche in den 260 m-Altboden ein, womit die Talböden sich wiederum verbreitern. Wegen all dieser breit vorhandenen Formenelemente gewinnt man den Eindruck, in einer weiträumigen, mehr oder weniger flach gewellten Talandschaft zu sein, die sich von der Dierdorfer Weitung nach O bis zum steilen Anstieg am Hochwesterwald über rd. 10 km Entfernung erstreckt.

Der Boden des Sayntales liegt allerdings bei Selters schon in 240 m NN, talab bei Ellenhausen in 220 und bei Deesen in 210 m NN. Aus dem sehr geräumigen Tal im Niveau der OT bzw. HT tritt der Bach talabwärts ins durchbruchartige Engtal zum Rhein hin ein. Gegenüber dem flach gestuften Talhang der Nordseite ist der südliche auffallend steil wegen des direkten Anstiegs zum 300—320 m-Niveau.

Bevor diesem Zug nachzugehen ist, ist als wichtig festzuhalten, daß sich aus dem „Weitengebiet“, das sowohl dem Holzbach als auch der Sayn gleichermaßen im Oberlauf gemeinsam ist, dieselben Verebnungen nach talabwärts ohne Bruch und Verbiegung hinziehen bzw. umgekehrt von Wied und Holzbach aufwärts bis ins Weitengebiet hinein.

Ähnliches gilt vom Flächenstockwerk in 340—360 m und von dem in 400 m, die in einem großen Viereck das „Weitengebiet“ umstehen (im W auf der Linie Maischeid (bzw. Isenburg) — Horhausen, im N auf der Linie Roßbach — Höchstenbach, im O auf der Linie Höchstenbach—Selters—Helferskirchen, im S auf der Linie Helferskirchen—Nauort.) Zwar sind sie entlang des Holz- und des Saynbaches in der Weise voneinander getrennt, daß sie sich einzeln unverbundenblockförmig (wenngleich vielfach zerschnitten) über die 300 m-Verflachung erheben; doch sind in allen „Blöcken“ die einzelnen Stufen selbst als Verebnungen deutlich zu erkennen; sie liegen in denselben Höhenabständen übereinander und über allenthalben durchziehenden Verebnungen in 280 und 300 m. (Hinzukommt, daß auch das 320 m-Niveau als obere Stufe des 300 m-Niveaus überall dort als relativ schmale Verebnung erscheint, wo die 300 m-Fläche an die „Blöcke“ grenzt.)

Das beschriebene Bild hat in seinen Zusammenhängen folgende Konsequenzen. Oligomiozäne und pliozäne Verebnungen sind bis unmittelbar an den Rand des Hohen Westerwaldes hin ununterbrochen unverstellt horizontal zu verfolgen. Es ergibt sich keinerlei Anhaltspunkt, der dazu zwingt, das „Weitengebiet“ von Herschbach und Selters als ein tektonisches Becken aufzufassen, in dem etwa eine miozäne oder ältere Altfläche in jüngerer Zeit auf 300 m NN abgesenkt wurde. Vielmehr lassen die Formen mit ihrem konstanten Verlauf und die Stufen mit ihrer überall identischen Höhendifferenz untereinander nur den gegenteiligen Schluß zu: d. h. die Fläche in rd. 300 m NN ist erstens auch in der „Weitung“ von Herschbach—Selters genuin selbständig entstanden, und zwar als ein Teil der pliozänen verebnenden Vorgänge und zweitens kann während des Oligomiozäns wie auch während des Pliozäns und des Pleistozäns keine besonders störende Tektonik eingewirkt haben, da ja sonst die geschilderten und in das „Becken“ von Selters und Herschbach hineinlaufenden Formzusammenhänge völlig zerstört worden sein müßten.

Diese Schlußfolgerungen sind angesichts der älteren und jüngeren Literatur wichtig (vgl. W. KLÜPFEL 1929, R. STICKEL 1930, W. AHRENS 1937, 1958, 1960; H. HAUBRICH 1965), zumal sie einerseits die Grundlagen für einige Beobachtungen der nächsten Abschnitte bilden, andererseits die früheren Beobachtungen sinnvoll ergänzen. Sie können zudem von einigen weiteren Gesichtspunkten erhärtet werden.

In früheren Abschnitten des Kapitels III stellte es sich heraus, daß die 300 m-Verebnung sich oft dort breit ausbildet, wo auch Spuren der tieferliegenden Reste der oligozänen oder noch älteren Oberfläche vorliegen. Das ist nun im Weitengebiet von Herschbach-Selters ebenso der Fall, und zwar in zweierlei Hinsicht. Zunächst verschwindet der 260 m-Altboden fast schlagartig etwa auf der Linie Brückrachdorf-Marienhäuser-Maroth (westlicher Kartenrand Blatt Selters). Ostlich dieser Linie kommt es bis in den Hohen Westerwald hinein nicht mehr vor. Stattdessen schneiden die Zuflüsse von Sayn und Holzbach noch unter dem Altniveau von 260 m Tone, Sande und Kiese an, und zwar sind deren tiefste Stellen bei Ellenhausen an der Sayn aufgeschlossen. Hier gehen die Tone bis zum Fuß der Talhänge auf 225 m NN hinunter (am Teich nördlich der Scheidmühle 500 m westlich Ellenhausen). Über den Tonen folgen Kiese und Sande vom

„Vallendartyp“. Sie setzen bei etwa 240 m NN an der nördlichen Talseite der Sayn ein. Ab etwa der gleichen Höhe bezeichnen Devonsherben auf der nördlichen Talseite bei Ellenhausen und anstehendes Devon auf der Südseite bei Ellenhausen den Untergrund. Die Tone und Kiese ziehen nun vom Sayntal in wechselseitiger Überlagerung in einem 5 km breiten Streifen zwischen Brückrachdorf im W und Selters im O 6 km weit nach N bis auf die Höhe von Herschbach. Sie steigen dabei bis auf 320 m NN am Kreuzberg westlich Herschbach allmählich an. Auf einer rd. 2 km² breiten Fläche sind die Kiese bzw. Sande zu Quarziten verbacken. Sie verhüllen ab sicherlich 250 m NN nach unten das Liegende mit einer dicken Decke. Die Bäche schneiden jedenfalls bei Brückrachdorf noch in 240—250 m NN Tone und Kiese an.

Genau in dem beschriebenen, rd. 30 km² großen Bereich von Selters und Herschbach sind über den oligozänen Ablagerungen die pliozänen Verebnungen besonders breit entwickelt, wobei sie aber vom Devon im W über die Tone, Kiese, Quarzite in der Mitte, auch über Basalte, nach O wieder aufs Devon übergreifen, etwa auf der Linie Selters-Herschbach. Erst rd. 3 km östlich dieser Linie setzen die Basaltstöcke des Hohen Westerwaldes — zunächst als noch nicht geschlossene Decke — ein. Innerhalb dieser 3 km zwischen dem Auftauchen des Devonsockels und der „Basaltlinie“ sind die Talböden von Holzbach und Sayn in 280—300 m NN ausgebildet, werden aber keine Kiese und Tone angeschnitten. Insgesamt gewinnt man den Eindruck, daß das Oligozän zwischen der Linie Brückrachdorf-Maroth im W und der Linie Selters-Herschbach im O gegenüber dem 260 m-Altboden rd. 20—35 m tiefer liegt in einer Art beckenartiger Versenkung. Diesem Umstand verdankt es hier seine breite und mächtige Erhaltung.

In der Höhe des angegebenen Beitrages dürfte es sich hier um eine wirkliche tektonische Absenkung handeln, die, wie am Siebengebirge und am Südrand der Kölner Bucht, prä- bzw. synvulkanisch erfolgt sein muß und auch syndementär mit den oligozänen Verschüttungsvorgängen, da z. B. östlich Brückrachdorf und nördlich Ellenhausen die Tone und Kiese von Basaltaschen überlagert werden und sie z. B. an der Straße Selters-Ellenhausen von Basalt- und Andesitintrusionen durchstoßen werden. Die Tone und Kiese sind damit den „Liegenden Schichten“ am Siebengebirge und am nördlichen Mittelrhein gleichzuordnen.

Insofern nun der 260 m-Altboden an einer recht scharfen Linie nördlich und südlich Brückrachdorf nach O hin unvermittelt endet, ist anzunehmen, daß die Begrenzung hier durch eine Verwerfung bedingt ist. Ist dies der Fall, dann hätte die Verwerfung sich erst nach dem Altboden gebildet. Das wäre zugleich eine Bestätigung für die syndementäre Bildungszeit der Verwerfung mit der oligozänen Verschüttung. Es wäre zugleich eine Bestätigung für die in Kapitel III (bei der Pfaffenwanne) getroffene Vermutung, daß der 260 m-Boden älter ist als der Vulkanismus.

Die Täler des Holz- bzw. Grenzaches wie des Rückerothor Baches, die mit ihrem N-S-Verlauf einen dem übrigen Gewässernetz völlig fremden Zug besitzen, erstrecken sich zudem genau im Bereich der angenommenen Verwerfung. Dort, wo der Holzbach südlich Brückrachdorf in den Altboden eintritt, um ihm dann nach NW abwärts zu folgen, macht er genau im Zuge der vermuteten Verwerfung einen ganz auffälligen Knick, der die Talrichtung des Oberlaufs völlig von der des Mittel- und Unterlaufs trennt.

Zusammenfassend ist also zu sagen, daß sich eine junge Absenkung eines Herschbacher Beckens, wie es von den Geologen in der oben aufgeführten Literatur beschrieben wird, nicht feststellen läßt, daß die 300 m-Fläche genuin selbständig ist und daß sich nur im Oligozän eine beckenartige Absenkung andeutet.

Der Westrand dieser oligozänen beckenartigen Absenkung ist relativ leicht festzulegen. Schwieriger ist es mit den Begrenzungen auf den anderen Seiten. Auf der Südseite scheint die begrenzende Verwerfung innerhalb des südlichen dammartigen Steilhangs des Sayntals zu verlaufen. Morphologisch ist hier jedoch keine Verwerfung festzustellen. Das mag damit zusammenhängen, daß über den Südhang die 300 m-Verebnung zwischen Selters und Deesen kontinuierlich hinwegzieht, und zwar über Ton, Andesit, Basalt, Devon und Aschen gleichermaßen (vgl. Profile 5 u. 6), so daß damit auch jedes Anzeichen einer Verwerfung abgeschnitten wird. Zusätzlich ist auch das 280 m-Niveau hier als durchgehende Leiste in die

aufgezählten Gesteine hineingearbeitet, wie übrigens am Köppel, der als markante Vulkankuppe aus Basalt bis ins 360 m-Niveau reicht, rundherum das 300 m-Niveau in den Basalt und seinen Devonsockel eingearbeitet ist. Das Hinwegschnneiden dieses Niveaus mag im Zusammenhang mit den angeschnittenen und häufigeren Vulkaniten die eigentliche Bewirkung für die Steilheit des Südhanges des Sayntales sein, die in opäisch so auffälliger Weise die Weitung von Selters und Herschbach im S wie ein hoher Damm abschließt. Zugleich ist die Tatsache des Hinwegschnneidens und des Eingearbeitetseins von 300- und 280 m-Niveau gleichermaßen wiederum als ein Indiz für die genuin selbständige, junge Entstehung dieser Niveaus zu werten.

Für eine geringe Verstellung bzw. Flexur älteren Datums sprechen die in den „Damm“ eingelassenen „Liegenden Schichten“. Ihre Höhenverhältnisse werden daher im folgenden erläutert. Aus der Gesamtsituation ihrer Lagerungsverhältnisse wird sich dabei ein weiterer, geomorphologisch bedeutsamer Bezug der Reliefentwicklung gewinnen lassen.

Es liegen auf höchstens 200 m Entfernung von der schon einmal erwähnten tiefen Lage des Oligozäns bei Ellenhausen die untersten Tone und Milchquarze am Hang des Köppels oberhalb Ellenhausen in 270—280 m NN, und zwar einerseits auf dem Devonsockel des Köppelbasaltes, andererseits aber auch unter dessen zugehörigen Aschen, wie mehrere Begehungen deutlich werden ließen. Dieser Unterschied der Höhenlage und Auflagerungs- bzw. Unterlagerungssituation legt es nahe, eine stärkere Flexur oder Verwerfung hier anzunehmen (vgl. W. KLÜPFEL 1929, S. 54). Diese Annahme wird durch folgende Beobachtungen modifiziert. Vom Niveau der Straße Ellenhausen-Selters, wo die Tone in 230 m NN in ihrer nahezu tiefsten Lage anstehen, ziehen sie sich in einem Bogen um den Köppel herum auf Nordhofen, Vielbach und Mogendorf (bereits auf Blatt Montabaur, 5413) unter den Basalten und Tuffen hin, die ostwärts an den Köppel anschließen. Das Tal der kleinen Sayn schneidet die Tone hier in knapp über 260 m NN an. Sie erstrecken sich z. B. östlich der Stelle, wo die Eisenbahnlinie die Kl. Sayn quert, bis zum Kinderkurheim nördlich Vielbach, und zwar erscheinen sie fast unmittelbar mit dem Knick vom Talboden zum Hang und ziehen sich von dort breit bis zum 300 m-Niveau an der Straßenkreuzung (P. 293,5) hinauf. Ähnlich ist es auf der Seite von Vielbach, wo sie von den kleinen Tälchen, die vom Andesitstock des Lanzenberges nach N hinunterziehen, zwischen 263 und 290 m NN angeschnitten werden. Auf der Südseite des Lanzenberges ist es ähnlich. Unterhalb des Andesit- und Basaltriegels, den die Kl. Sayn und ihre Nebenbäche durchbrechen, zieht sich ein langes Tonband am Steilhang ganz um den Riegel herum; seine Unterkante reicht bis 260 m und seine Oberkante bis 295 m NN hinauf. (Diese Angaben werden nach der Geologischen Karte 1 : 25 000 Blatt Selters, 5412, gemacht; bei den Begehungen waren die Tone nicht abgeschlossen.)

Die geschilderten Verhältnisse bergen folgende Konsequenz in sich. Eine Tiefenrinne von rd. 1,5—2 km Breite (zwischen dem Devonsockel am Köppel und dem 300 m-Niveau östlich Nordhofen) ist ganz mit Ton zugefüllt worden (vgl. auch Profile 5 bzw. 6). Die Tiefenlinie der Rinne liegt zwischen 230 und 260 m NN, d. h. sie befinden sich im Niveau des im Herschbacher Oligozänbecken abgesenkten Altbodens. Die Tiefenrinne ist älter als die eingefüllten oligozänen Tone.

Von dieser Tiefenrinne aus läßt sich über die beiden Wannens des Krümmeler Baches und des Sessenhauser Baches eine direkte, ebenfalls wannenartige Verbindung zum Holzbachknien südlich Brückrachdorf herstellen.

An beiden Bächen wird der Boden dieser Wanne von Tonen und vor allem auch von Milchquarzen gebildet, die hier im ganzen Gebiet ihre tiefste Lage besitzen und somit die Tiefenrinne verdeutlichen helfen; wie eine Begehung der auffällig breiten Wanne des

Sessenhauser Baches zeigte, ist der Nordhang des Tales 5—10 m (in 255—260 m NN) über dem Bach auf der ganzen Strecke zwischen Sessenhausen und der Mündung in den Holzbach (am Holzbachknie) dicht mit Milchquarzen bestreut, die sowohl fein-splittrig, als auch grob-kantig sind. In den unteren Lagen kommen auch schön gerundete kleine Kiesel vor. Nach oben zu, den Hang der Basaltkuppe hinauf (P. 285,9), werden die Quarze sehr groß. Auch diese Verhältnisse sprechen für eine alte Tiefenrinne, die zunehmend gröber zugefüllt wurde, und zwar synsedimentär mit der Absenkung und prä- oder auch synbasaltisch.

Das geht als Konsequenz aus folgender Beobachtung hervor. Die im Zusammenhang mit der oligomiozänen Verschüttung geschaffenen Formen in 340—360 und in 400 m NN gehen außerhalb der Tiefenrinne nach N und NO und O am Rand des Hohen Westerwaldes einerseits über die Basalte hinweg, wie andererseits die erstarrten Schmelzen im Hohen Westerwald die Tone, Sande, Kiese und Quarzite überdecken bzw. unter und in die Sedimente als sogenannte Sohl- oder Dachbasalte eingedrungen sind (vgl. dazu u. a. W. SCHUCKMANN 1925, W. KLÜPFEL 1929, R. STICHEL 1930, W. AHRENS 1937, 1957, 1960 und H. D. PFLUG 1959). So liegen die Quarzite am Kreuzberg westlich Herschbach z. B. in 300—320 m Höhe, nördlich Herschbach in der Nähe des Sportplatzes in 335—340 m, im SW-Quadranten des nördlich anschließenden Blattes Hachenburg mit Tonen zusammen im großen Wald von Roßbach, Oberdreis, Berod und Wahlrod in 345—355 und in 360 m Höhe, wobei sie sich ebenfalls mit Basalten verzahnen. Die Entfernung zwischen dem zweit- und dem drittgenannten Vorkommen beträgt 4,5 km.

Anhand der Höhenangaben der genannten Vorkommen ist zu beobachten, daß vom sog. Herschbacher Becken her der Anstieg recht gleichmäßig erfolgt, nur unterbrochen von der Treppung, die von den obengenannten Verebnungen herrührt, die sich über Devon, Quarziten und Basalten gleichermaßen erstrecken.

Dem Verlauf dieser höheren Verebnungen ist nun im folgenden noch besonders nachzugehen.

Ähnlich wie auf der Nordseite sind auf der NO- und O-Seite sowohl im Devon als auch im Basalt die Verebnungen z. T. zwar recht schmal, aber doch deutlich sichtbar, auch dort, wo die „Basaltlinie“ zwischen Hartenfels und Maxsain sofort das 300— bzw. das 320m-Niveau nach aufwärts begrenzt. (Mit „Basaltlinie“ wird, wie oben bereits einmal angedeutet, die Linie bezeichnet, die ostwärts das mehr oder weniger geschlossene Verbreitungsgebiet von dicht nebeneinanderliegenden Basaltkörpern, die nach O immer mehr in eine geschlossene Decke übergehen, abgrenzt von dem westwärts gelegenen Gebiet mit einzelnen, weiter auseinanderliegenden Vulkaniten im sonst vorherrschenden Unterdevon. Diese „Basaltlinie“ ist nicht ganz identisch mit der z. B. im Kärtchen bei R. STICHEL 1930 dargestellten Begrenzung der zusammenhängenden Basaltdecke.)

Im südöstlichen Teil des Blattes Selters bildet die 400 m-Fläche über dem Basalt ein breiteres Plateau. An der oberen Sayn ist von der Linie Helferskirchen — Quirnbach — Maxsain (außerhalb der „Basaltlinie“) nach W hin, ebenfalls plateauartig, das 340—360 m-Niveau vorgelagert. Die Verebnungen ziehen hier über das Devon und einzelne ihm eingebettete Basaltkörper hinweg. Jenseits der bereits geschilderten Tiefenrinne mit den Tonen, die im 280—300 m-Niveau gekappt werden, steigen die Höhen im S des Beckens im Bereich des Staatsforstes Selters (Blatt Montabaur) wieder bis auf knapp 400 m an, wobei die einzelnen Niveaus von 300—400 m NN wiederum in deutlicher Stufung vorhanden sind, und zwar über Devon und basaltischen Aschen.

Wegen all der geschilderten Umstände ist die Ansicht von W. KLÜPFEL (1929, S. 49), daß Sayn- und Elbbach wie die Hochtäler bei Selters „Urtäler“ seit „intra-basaltischem“ Relief sind, nicht haltbar. Der heutige Verlauf der Täler kann nachweisbar nicht auf tektonische Anlagen zurückgeführt werden. Die heutigen Entwicklungen der Abflüsse sind nicht durch die mit dem Vulkanismus verbundene Tektonik festgelegt worden, sondern erst viel später im Zusammenhang mit der Bildung der 300 m-Verebnung.

Faßt man nun die im Bereich der Weitung von Herschbach und Selters geschilderte geomorphologische Situation zusammen, so ist folgendes zu sagen.

1) Die höheren Verebnungen sind gleicherweise in den Basalt eingearbeitet.

Der Beginn des Vulkanismus muß dann mindestens ebenso alt sein wie die älteste Verebnung, nämlich die in 360 m.

2) Die Verebnungen ziehen über verschiedene Gesteine gleichmäßig hinweg; ein verebneter „Devonsockel“ in 340—360 m, in dem die häufig anzutreffenden harten Emsquarzite keine geomorphologische Rolle spielen, ist dabei gut erkennbar. Es ergeben sich daraus keinerlei Anhaltspunkte für Verwerfungen oder Verbiegungen, gerade auch nicht im N und O, wie sie auf dem Kärtchen bei R. STICKEL (1930) eingezeichnet sind. Irgendwelche tektonische Beanspruchung muß daher schon vor Bildung der Flächen im Oligozän abgeschlossen gewesen sein. Eine Absenkung hat nur untergeordnete Reliefeile betroffen und diese auch nur um einen relativ geringen Betrag abgesenkt.

3) Die Konfiguration der Verebnungen im 340—360-Niveau, soweit sie ins Devon außerhalb der Basaltbedeckung eingearbeitet sind, bieten im Vergleich zu den Ergebnissen der früheren Abschnitte dieses Kapitels wie auch des Kapitels III einen Hinweis dafür, daß die Weitung von Herschbach-Selters ein altes geomorphologisches Reliefelement darstellt.

4) Die Weitung war über das untere Holzbachgebiet an das alte Wied-Holzbach-System angeschlossen.

5) Es ist besser, von einer „Weitung“ zu sprechen als von einem Becken mit tektonischer Implikation.

6) Die Weitung wurde in der „300 m-Zeit“ ihrerseits zu einem Ausgangspunkt für die Entwicklung der heutigen Täler in den hohen Westerwald hinein (Anlage der Talböden im 280—300 m-Niveau).

Im Anschluß an den letzten Punkt ist noch nachzutragen, daß es — im Unterschied zu den Verebnungsniveaus in 340—400 m NN, die immer wieder auch in diesem Teil des Westerwaldes von oligomiozänen Sedimenten begleitet sind, — in der Weitung von Herschbach und Selters keine sicheren Anhaltspunkte für pliozäne Ablagerungen gibt. Am SW-Rand des Beckens sind auf dem Blatt Dierdorf (5411) der Geologischen Karte 1 : 25 000 Sande und Kiese als Plioziän eingetragen. Sie liegen genau südwestlich und südlich Giershofen (südlich Dierdorf) auf der Wasserscheide zwischen Holz- und Saynbach, die hier durch einen langen schmalen Rücken in 290—300 m NN — genau im Verebnungsniveau also — gebildet wird; ihm folgt hier die Autobahn. Bei einer Begehung waren jedoch die Vorkommen an den Stellen, wo die Straßen Giershofen — Großmaischeid und Giershofen — Stebach die Autobahn kreuzen bzw. auf dem ganzen Gelände dazwischen derart verwachsen, daß nichts mehr aufgefunden werden konnte.

4. MONTABAURER SENKE

a) Die ältere Anlage der Senke und ihre Entwässerung

Wie gezeigt wurde, läßt sich durch die so einheitlich aussehende, steile Südflanke des Sayntales zwischen Ellenhausen und Selters eine alte, relativ breite Rinne verfolgen, die von tertiären Tonen erfüllt ist, die ihrerseits von tertiären Vulkaniten durchstoßen werden, während über alles das 300 m-Niveau verebnend hinwegzieht.

Diese Merkmale setzen sich ebenso wie die Rinne in die Montabaurer Senke hinein fort. (Grundkarte, die Blätter Montabaur, 5512, und Meudt, 5513, der Karte 1 : 25 000.) Die Montabaurer Senke öffnet sich bei Mogendorf im NW, weitet sich trichterförmig nach SO mit der breitesten Stelle zwischen

Moschheim im N und Montabaur im S und verläuft dann nach O bzw. SO auf das Limburger Becken zu. Nach N wird sie begrenzt durch den allmählichen Anstieg zum Hochwesterwald, nach W und SW durch den raschen Anstieg zur Montabaurer Höhe, nach S durch Ausläufer der Montabaurer Höhe, die nach O nördlich der Lahn mit auf- und absteigenden Höhen bis zu 400 m NN die Senke umziehen und sie mehr oder weniger vom Lahntal abschließen. Der Untergrund der Senke besteht aus devonischen Gesteinen, die zumeist durch die mächtigen Tonlager oligozänen Alters verhüllt werden.

Entlang der ganzen Nordseite der Senke reichen die Tonlager bis auf 320 m NN hinauf (Mogendorf — Siershahn — nördlich Leuterod — Niederahr — nordwestlich Meudt — südlich Berod — zwischen Berod und Wallmerod). Sie werden hier demnach vom 300—320 m-Niveau gekappt. Die Tone sind in den vielen kleinen und großen Tongruben des „Kannebäcker Landes“ aufgeschlossen. Die Gruben reichen 30—40 m tief hinunter, d. h. also bis auf etwa 260 m NN. Am S-Rand der Senke sind die Tonvorkommen spärlicher; aber auch hier hören sie nach aufwärts in 300—320 m NN auf (nördlich Unterhausen im W — westlich Großholbach — unmittelbar östlich Heilberscheid — westlich Nentershausen im O). Bei Großholbach reichen sie von rd. 280 m bis in etwa 260 m hinunter. Das Liegende ist bei den Begehungen unter den Tönen in den Gruben von einer Stelle abgesehen nirgendwo angetroffen worden.

Im Innern der Senke schneiden die Bäche die Tone häufig an, und zwar dürften folgende Stellen die tiefsten sein: rd. 1 km westlich Goldhausen am Ahrbach in 236 m NN und etwa 750 m südlich Kleinholbach in 230 m NN am Eisenbach.

Die maximale Gesamtmächtigkeit der Tone beträgt also innerhalb der Senke an 100 m. An verschiedenen Stellen, vor allem im zentralen Teil der Senke östlich Montabaur, verzeichnet die Geologische Karte auf Blatt Meudt auch Sande und Quarzkiese, den Begehungen zufolge vom „Vallendartypus“. Sie erstrecken sich beim Ortsteil Sauerthal z. B. südlich und östlich um den Himmelberg herum und ziehen von 240 auf 275 m NN hinauf; sie besitzen also ungefähr die gleiche Höhen- bzw. Tiefenlage wie die Tone. Sie werden hier von basaltischen Aschen überlagert bzw. vermengen sich mit ihnen ohne klare Grenzen.

Eine Überlagerung mit Aschen stellt man bei den Tönen häufiger fest. Bei Großholbach liegen über den dort etwa 10 m mächtigen, bläulich-grauweißen Tönen vertonte und verlehnte Basaltaschen. Auch westlich Mogendorf sind über den Tönen am Erbesbahn vertonte Aschen vorhanden. In der Grube östlich Mogendorf (östlich der Eisenbahnlinie, in der Flur „Struth“) war bei der Begehung die östliche Grubenseite im frischen Abbau begriffen. Es war unter der Grubenkante in rd. 305 m NN folgendes Profil entwickelt. Unter 2 m pleistozänem bzw. rezemem Lehm lagern 10—15 m mächtige, lettig-tonige Sande, gelb, grau und weiß gebändert; darunter kommen mindestens 10 m dicke blaue Tone, die von 10 m mächtigen weißen Tönen unterlagert werden. Die tonig-sandige Fazies der oberen Partie wurde in mehreren Proben schwermineralanalytisch untersucht. Sie enthält bei den opaken Bestandteilen einen Erzanteil, der mit 40—50 % der Fraktion 0,063—0,2 mm ϕ recht groß war. Die durchschnittlich 0,1 mm großen Erzkörner bestehen aus Magnetit und sind stark korrodiert. Da zudem kein Augit und kaum Hornblende auftritt, ist mit großer Wahrscheinlichkeit Basalt das Liefergestein gewesen, das sehr stark verwittert gewesen sein muß.

Im Zusammenhang ergeben alle Befunde, daß es sich bei den Tönen, Sanden und Kiesen um Schichten handelt, die zunehmend die Senke gefüllt haben und mit den „Liegenden Schichten“ des nördlichen Mittelrheingebiets parallelisiert

werden können. Ähnlich wie dort gehen aber die Sande auch noch über die stratigraphisch leitenden Aschen nach oben hinaus; diese sind postvulkanisch noch überschüttet worden.

Die Senke ist nach allem eine prävulkanische Hohlform gewesen. Ihre Breite und Geräumigkeit im Vergleich mit den bisher bekanntgewordenen Querschnitten von Altältern läßt vermuten, daß sie nicht allein auf fluviatile Erosion zurückzuführen ist. Es ist eine tektonische Einwalmung denkbar, die gleichzeitig mit Auffüllung und Verschüttung stattgefunden hat, aber nur einen relativ schmalen Teil, den der heutigen ausgeräumten Senke nämlich, betroffen haben kann, da sowohl im N als auch im S die Niveaustufen in 340—360 m deutlich ausgebildet und nicht verbogen sind. Nach O bzw. SO zum Limburger Becken hin ist die Senke von diesen Stufen nicht begrenzt, sie geht vielmehr morphographisch breit in jenes über.

Der schmale Durchlaß nach NW hin bei Mogendorf zur Weitung von Selters und Herschbach hinüber und von dort zum Holzbach wird ebenfalls vom 340—360 m-Niveau eingegrenzt.

Von diesen morphologischen und tektonischen Verhältnissen her mit dem immer tieferen Absinken der mitteltertiären Sedimente auf der Linie Montabaur — Kleinholbach von W nach O scheint sich eine alte Entwässerung der Senke direkt zum Limburger Becken hin anzudeuten. Doch spricht von den geomorphologischen Verhältnissen auch nichts gegen eine Entwässerung der Senke durch den Durchlaß von Mogendorf nach NW zum Holzbach- und Wiedsystem hin, wenn man die vermutete tektonische Verbiegung auf der Linie Ellershausen — Selters unberücksichtigt läßt.

Es gibt jedoch auch zwei direktere Hinweise, die für einen Abfluß nach NW auch unter geologisch-mineralogischen Gesichtspunkten sprechen.

Der erste findet sich bei E. KURTZ (1926), der, wie bereits früher erwähnt, in den Sedimenten vom „Vallendartypus“ am Südrand der Kölner Bucht eine Reihe von Geröllen gefunden hat, die nur von der mittleren Lahn gekommen sein können, und das nur auf einem Transportweg, der östlich des heutigen Rheins verlaufen sein muß; denn diese Gerölle treten im Bereich der rheinischen alten Talung und der dortigen „Vallendarschotter“ nach S hin nicht auf. Das bedeutet, daß das Gebiet der mittleren Lahn nicht, wie heute, unmittelbar nach W zum Rhein hin entwässerte, sondern entlang der geomorphologisch als möglich rekonstruierten alten Talung diagonal durch den westlichen Westerwald aus dem Gebiet des Limburger Beckens in die Kölner Bucht hinein, wo beide wichtigen Altalungen zusammen den großen oligomiozänen Schwemmkegel gemeinsam aufschütteten und sich ihre Gerölle untereinander verzahnten, ähnlich, wie es beim pleistozänen Maas- und Rheinschwemmkegel der Fall gewesen ist.

Zwar hat man neuerdings an den KURTZschen Leitgeröllen Kritik geübt und an der Bestimmung ihrer Herkunft (H. W. SCHÜNEMANN 1958, S. 464/5); trotzdem darf man die KURTZschen Ergebnisse dann verwerten, wenn man sich nicht auf ein einziges Leitgeröll stützt, sondern auf das charakteristische Zusammentreffen einer Reihe von Geröllen; dies ist dann doch geeignet, die typischen gesteinsmäßigen Merkmale eines Herkunftsgebietes zu erkennen und damit dieses zu bestimmen. Aus eben diesen Gründen ist E. KURTZ zur Annahme des mittleren Lahngbiets als Liefergebiet gekommen.

Den zweiten Hinweis bietet die Schwermineralanalyse. Aus der Tongrube „Straubinger“ bei Moschheim (Blatt Meudt, am linken oberen Blattrand) wurde in etwa 300 m NN eine Probe entnommen. Die darin enthaltenen Zirkone sind alle gut abgerundet und verweisen damit auf einen Transport durch fließendes Wasser. Die Augite sind von einem leukoxenartigen Material durchsetzt; als Herkunftsgebiet dieses Materials kommen die leukoxenhaltigen Diabase des Lahngbiets infrage. (Vgl. Probe 6 der Probenreihe B, Anhang Nr. 3.)

Außer der Bestätigung der Fließrichtung der ablagernden Gewässer nach NW besitzt dieser Befund noch weiteren informativen Wert. Die Grube „Straubinger“ liegt am nördlichen Rand der Senke, d. h. vermutlich auch nördlich der ursprünglichen Tiefenrinne, und zwar an deren nordwärtigen Hang und gehört somit bereits zum oligozänen Verschüttungsbereich.

Die beiden Hinweise werden weiterhin gestützt durch den allgemeinen Rahmen, den die geomorphologische Konfiguration südlich der Senke, wie auch südwestlich, südlich und östlich des Limburger Beckens bietet. Darauf wird später in weiterem Zusammenhang eingegangen.

b) Vergleich mit dem heutigen Entwässerungssystem

Wegen des geomorphologisch möglichen einstigen Anschlusses der Montabaurer Senke an das alte Wied-Holzbach-System findet die Behandlung der Senke im Rahmen des Kapitels IV ihre Rechtfertigung, obwohl die heutigen Abflußverhältnisse völlig quer und entgegengesetzt zu den mutmaßlichen alten verlaufen und auf den heutigen, im Miozän noch nicht vorhandenen Lahnlauf gerichtet sind.

Der Hauptteil der Senke, zugleich sein mittlerer Teil, wird heute vom vielfach verzweigten System des Gelbachs und seiner Nebenbäche Au-, Ahr- und Eisenbach entwässert, und zwar so, daß diese Bäche aus nördlicher Richtung vom Hohen Westerwald herunterkommen und quer zur Senke und quer durch die sie südlich begrenzenden Randhöhen nach SW zur Lahn fließen.

Ungefähr senkrecht dazu stehen die Richtung des Erbachs (nach SO zum Limburger Becken) und ein Nebenbach der Kl. Sayn (von Mogendorf aus nach NW). Nur diese beiden Bäche, die den kleinsten Teil der Senke entwässern, benutzen also die alten Pforten im NW und SO. Die Erklärung dafür, warum die beiden „leichten“ Wege nur von untergeordneter Bedeutung sind, muß im Zusammenhang mit der Entwicklung des heutigen Gewässernetzes gesehen werden. Die in dieser Hinsicht für den Senkenbereich wichtigen Formen werden daher im folgenden beschrieben.

c) Die Formen und Niveaus innerhalb der Senke

Innerhalb der Senke besitzen alle Täler zwischen sanften Riedeln recht breite flache Wannens, die über den Tonen oft versumpft sind. Sie besitzen breite flache Hänge, die sich recht sanft zur Talsohle abböschten. Dabei sind die Hänge leicht gestuft, und zwar in folgender Weise. Ein „oberstes Niveau“ in 300—320 m NN ist innerhalb der ganzen Senke von NW bis nach SO bestimmend; es zieht sich über alle Riedel hinweg und schneidet die Basaltköpfe mit ganz wenigen Ausnahmen in dieser Höhe ab. Die Ausnahmen befinden sich nur am N- und am S-Rand der Senke (z. B. Rupberg nördlich Ruppach und Ölberg westlich Hundsgangen, alle Blatt Meudt) und werden ganz oder zur Hälfte vom 300 m-Niveau eingeschlossen. Einige Basaltkuppen scheinen auch vom 340- bzw. 360 m-Niveau gekappt zu werden (z. B. bei Nentershausen).

Das 300 m-Niveau trägt in der Senke die Wasserscheiden zwischen den heutigen Hauptentwässerungsrichtungen. Bei Mogendorf und Siershahn ist zwischen den Einzügen von Sayn und Gel- bzw. Aubach die trennende Wasserscheide sehr schmal und kurz und in der Art einer Talwasserscheide ausgebildet: die Quelläste entspringen in 290—300 m auf ihr selbst bzw. seitlich auf den Rändern der Senke über ihr in 320 bzw. 335 m NN in nur geringer Entfernung von der Wasserscheide. Die Wasserscheide zwischen Gel- und Erbachenzug ist dagegen sehr lang und zieht sich vom Eichberg bei Molsberg bis zum Isselberg bei Nentershausen quer über das Blatt Meudt. Das oberste Niveau in 300—320 m NN flacht sich mit einer leichten Stufe zu einem darunter liegenden in 280—270 m NN ab, das vor allem immer dort lang hinziehend auftritt, wo auf den Zusammenfluß der Bäche zu (Au- und Gelbach, Eisen-, und Gelbach) die Riedel sich verschmälern. Darunter folgt die OT, in deren Hangbereich sich die Talflanken von etwa 260—240 bzw. 230 m NN kontinuierlich abdachen. Unterhalb von Montabaur am Gelbach, von Heiligenroth am Ahrbach und Kleinholbach am Eisenbach verengen sich die Täler, sie vertiefen sich und bilden erst jetzt in der Höhe der HT (200—220 m NN) eine scharfe Talkante aus.

Die Stufungen der Niveaus innerhalb der Montabaurer Senke und den Tälern entlang entsprechen damit nach der Höhenlage den bisher beschriebenen, immer wieder anzutreffenden Verhältnissen. Verbiegungen der Niveaus sind trotz ihres Querverlaufs zum Streichen der Senke nicht festzustellen, so daß eine Tektonik, die jünger als Pliozän ist, in der Senke und an ihrem Rahmen im N und im S ausgeschlossen werden kann.

d) Pliozäne Gesteine und Ablagerungen — Verhältnis zum 300 m-Niveau

Innerhalb der Senke ist es nach W. AHRENS (1941) noch im Pliozän zu basaltischen Ergüssen gekommen. Die von AHRENS aufgeführten pliozänen Basaltkuppen werden aber alle bis auf eine einzige Ausnahme am Westrand der Senke — westlich Siershahn, Höhe 340,2 — von den pliozänen Niveaus zwischen 320 und 280 m NN gekappt. Folglich ist der Vulkanismus älter.

Einwandfrei als pliozän datierbare Sedimente treten nach W. MÜLLER-STOLL (1938) in der heute aufgelassenen Grube „Glückauf“ östlich Dernbach (Blatt Montabaur) auf.

Die Grubenkante verläuft in 260—270 m NN. 10—15 m darunter, also in etwa 250 m NN, wurden von W. MÜLLER-STOLL in einer Erzbank aus Sphärosiderit pliozäne Pflanzenreste festgestellt. Dieses Pliozän liegt also nicht wesentlich über dem unteren Niveau der oligozänen „Liegenden Schichten“ und deutet damit an, daß entweder die Senke im Laufe des Pliozäns noch eingebogen worden ist oder vorher z. T. bis in diese Höhe hinunter wieder ausgeräumt worden war (oder beides). Dem vorhandenen Gesamtbild nach läßt sich darüber nichts ausmachen. Immerhin würde eine Ausräumung der im Oligomiozän in die Senke eingefüllten Massen bis zum Pliozän mit den am nördlichen Mittelrhein beschriebenen Befund übereinstimmen.

Wie dies nun auch immer sei — die Verhältnisse in der Montabaurer Senke gestatten es, die pliozäne Verschüttung zeitlich einzuordnen. Nach W. AHRENS (1941) durchschlagen einige Basalte die Dernbacher Pliozänschichten bzw. deren Äquivalente, was übrigens der Grund dafür ist, diese Basalte als pliozän zu bezeichnen. Z. T. sind diese Basalte noch recht kräftig bauxitisiert worden. Jünger als diese Basalte, die ihrerseits jünger als das Dernbacher Pliozän sind, ist dann die über sie hinweggreifende weite Verebnung, die das Ausgangsniveau der heutigen Talfiguration bildet.

Die Flora von Dernbach weist nach W. MÜLLER-STOLL (1938, S. 386—387) große Ähnlichkeit mit der vom Frankfurter Klärbecken und mit der des Wetterauer Hauptlagers auf. Diese werden ins Oberpliozän gestellt. (Vgl. F. KIRCHHEIMER 1935, O. JESSEN 1938, S. 42.) Nach J. BARTZ (1951, S. 232—233) liegt die Flora vom Frankfurter Klärbecken unter den sog. Avernensisschottern des Mainzer Beckens, die er ebenfalls ins Oberpliozän stellt. Entsprechend ist auch die pliozäne Verebnungs- bzw. Verschüttungsphase ins Oberpliozän zu setzen, und zwar in seine jüngeren Abschnitte. Damit wird die am nördlichen Mittelrhein gewonnene Auffassung über die zeitliche Stellung bestätigt.

Hier taucht nun die Frage nach korrelaten Ablagerungen im Bereich des 300 m-Niveaus selber auf. Bei den Begehungen wurden daraufhin drei Stellen genauer untersucht (abgesehen vom Nieder- und Oberelberter Tal südlich von Montabaur, auf das in einem anderen Zusammenhang noch ausführlich eingegangen wird).

Die erste Stelle befindet sich an der nordwestlichen Pforte der Senke bei Siershahn, genauer an der großen Tongrube etwa 500 m nördlich von Siershahn. Diese Grube besitzt ein Schichtenprofil, das mit dem aus der früher beschriebenen Grube östlich Mogendorf vergleichbar ist. An der Oberkante der Grube, in rd. 300—310 m NN treten feine Milchquarze auf, die teils stengelig-splittrig-kantig, teils sehr gut gerollt sind und ganz dem üblichen Habitus der „Kieseloolithschichten“ am Rhein entsprechen.

Die zweite Stelle befindet sich am Kreidelberg 1,5 km westlich des Bhf. Goldhausen (in der Mitte des westlichen Kartenrandes von Blatt Meudt). Der Kreidelberg besteht aus einem Basaltkörper innerhalb der 300 m-Verebnung. Nach N dacht der Berg sich zum 280 m-Niveau hin ab mit einer Schleppe aus basaltischen Aschen und Schottern. Diese Schotter (am P. 280,1) sind nicht angewittert, z. T. kantengerundet bis ausgesprochen gut kantengerundet, was somit einen Transport andeutet. Ungerundete, recht frische Devonscherben fanden sich 500 m östlich etwas oberhalb der Talwanne des Ahrbaches auf deren Westseite in rd. 245 m NN. Über dem Devon lagerten weiße, ungerollte Quarzschotter vom „Vallendartyp“. Daran schließt sich ein oligozänes Tonalager an, das den Kreidelberg im O, S und W zu drei Vierteln in 245—270 m NN überzieht. Diese Lagerungsverhältnisse, die hier den Senkenboden unter dem Basaltkörper bezeichnen, passen gut in das früher beschriebene allgemeine Bild der Senke hinein.

Die Stelle am Kreidelberg mit den kantengerundeten basaltischen Geröllen, die z. T. recht gut gerundet sind, lenkt die Aufmerksamkeit darauf, daß innerhalb der Senke als zu transportierendes Material im wesentlichen nur die Tone und die Basalte anstehen; da das in der Senke tief liegende, meist völlig verhüllte Grundgebirge (vgl. die Höhenangabe oben) im Pliozän kein quarziges Material liefern konnte, liegt es demnach nahe, daß innerhalb der Senke bis zur Höhe von 280—300 m vor allem Vulkanite zur Aufschotterung zur Verfügung standen und daher die pliozänen Milchquarzschotter zurücktreten müssen.

Solche Milchquarzschotter kommen indessen an der dritten Stelle vor. Sie befindet sich auf dem Riedel von Reckenthal (SW-Ecke auf Blatt Meudt), den der Gelbach in einem ausgeprägten, nach N schwingenden, bereits im Durchbruch zur Lahn hin steil eingetieften, engen Mäander umfließt. Über die ganze Längsrichtung des Riedels zieht sich vom Steinbeul im S nach N bis zum Küppelfeld bei Wirzenborn ein Weg entlang, der zwischen 290 und 298 m sanft auf- und abschwingt. Die Felder beiderseits des Weges sind über die ganze Entfernung von 1,5 km hinweg mit Milchquarzen — kantig und gerollt — und mit wenig verwitterten Schieferscherben aus dem unter dem Boden anstehenden Devon bedeckt. Hier am Südrand der Senke schneidet das Niveau also direkt das Grundgebirge an, während es in der Senke über die oligozänen Füllmassen, die mio- bis pliozänen Basalte und ihre Aschen gleichmäßig hinwegzieht.

Das Einschneiden des Niveaus ins Devon am Südrand bestätigt die Auffassung, daß der Südrand eine ansteigende Schwelle ist, die die Senke seit jeher begrenzt

hat. Die Milchquarze können wegen der typischen Lage auf dem so charakteristisch entwickelten Niveau als Pliozän bezeichnet werden, wobei es durchaus nicht ausgeschlossen ist, daß das Material hier zum großen Teil aus den nur umgelagerten Massen der älteren Verschüttungsperiode stammt. Außer der Höhenlage gibt es kein anderes einwandfreies Kriterium für die Datierung. (Eine Probeentnahme für die Schwermineralanalyse war wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse und der fehlenden Sandbeimengungen nicht möglich.)

e) Indizien für Epigenese

Für die epigenetische Anlage der heutigen Entwässerung vom oberpliozänen Verschüttungsniveau aus sprechen die folgenden geomorphologischen Indizien, die z. T. bereits erwähnt worden sind: 1) die Querung der Senke durch die Bäche aus Höherem durch Niedrigeres wieder zu Höherem hin; 2) Die Wasserscheiden zwischen ihnen im niedrigeren Niveau der Senke; 3) die Nichtbenützung der alten Pforten; 4) das Tal von Ober- und Niederelbert (SO-Ecke von Blatt Montabaur und NO-Ecke von Blatt Ems, 5513); 5) der Verlauf des Aubaches. Die Punkte 3—5 sollen nun noch etwas genauer betrachtet werden.

Am nordöstlichen wie am südöstlichen Ausgang der Senke folgen die Bäche nicht den Tiefenlinien, die in den Tönen als weichem, ausräumbaren Gestein gewissermaßen vorgezeichnet sind, ohne daß der Devonsockel durchbrochen werden müßte, sondern sie brechen gerade durch den Devonsockel durch, abseits dieser „Tiefenlinien“; die Bäche sind dazu offenbar dadurch veranlaßt worden, daß jeweils ihre Laufrichtung auf dem 300 m-Niveau direkt von dem „Vorfluter“ beeinflusst wurde, von dem sie abhängig sind, und zwar: beim Mogendorfer Bach und der Kl. Sayn nach NW auf die nach W entwässernde Sayn, beim Erbach auf den zentralen Gewässersammelpunkt hin, der sich im ständig weiter absinkenden Limburger Becken in dessen morphographischen Zentrum in der Gegend von Diez und Limburg entwickelte. Dieses Gewässerzentrum ist demnach nicht allein vom „Vorfluter“, der Lahn, bestimmt gewesen, sondern auch von tektonischen Bewegungen (zu vergleichen dem Einfluß des Neuwieder Beckens auf die Flußrichtungen). Dagegen ist der Verlauf des Gelbaches nach SW hin allein davon abhängig gewesen, daß vom 300 m-Niveau aus der „normale“ Weg — von Tektonik unbeeinflusst — in der flußabwärtigen Richtung des Hauptflusses eingeschlagen werden konnte.

Nur etwa 3—4 km westlich des südwärts gerichteten Gelbachturchbruches entwässert der Stelzenbach im Tal von Ober- und Niederelbert genau parallel zum Gelbach aber in genau entgegengesetzter Richtung in die Senke hinein; er biegt erst bei Niederelbert mit scharfem Knick nach O zum Gelbach hin ab. Der Knick wird in seiner Ausprägtheit akzentuiert durch einen Basaltsporn, der sich vom Röthchen zum Hähnchen auf Niederelbert zu von SO nach NW erstreckt. Östlich davon hat das kleine Tal von Untershausen und Holler (SW-Ecke von Blatt Meudt) die gleiche Richtung und fließt ebenfalls entgegengesetzt zum Gelbach in den Stelzen- bzw. Niederelberter Bach. Beide Täler sind in einen Devonsockel eingebettet, der bis auf rd. 300 m hinunter durch frische Scherben auf den Feldern zu verfolgen ist. Diesem Devonsockel sitzt der Basaltzug auf. Sowohl in etwa 300 m (beiderseits des Stelzenbaches in der Mitte der Strecke zwischen Ober- und Niederelbert und beiderseits des Baches von Holler und Untershausen) wie auch in 340—350 m NN (Höhe 348,8 südlich Oberelbert sowie in Höhe der 340 m — Isohypse

am Abfall des Basaltzuges zum Tal von Holler-Unterhausen) treten Sande und Quarzkiese auf. Die oberen Vorkommen haben ganz den Charakter von „Vallendarschottern“, während es sich bei den unteren auch um im Pliozän aufgearbeitete „Vallendarschotter“ handeln kann. Eine eindeutige Klassifizierung ist nicht möglich, wenn auch — und das spräche eben mehr für Pliozän — bei den unteren Lagen die besser gerollten, kleineren Milchquarzkiesel häufiger anzutreffen sind (wie z. B. in einer zur Zeit der Begehung frisch ausgehobenen Grube 250 m nördlich Unterhausen auf der östlichen Talseite). Unter den Kiesen waren bis 1,5 m tief weiße, geschichtete Tone angeschnitten. Die oberen Quarzkieslagen vom „Vallendartyp“ befinden sich dagegen sowohl südlich Oberelbert als auch am Basaltrücken des Röchchens und Hähnhens in den verebneten Niveaus von 340—350 m, die hier ebenfalls in den Basalt eingearbeitet sind. Ab Oberelbert nach S umschließt das 400 m-Niveau das Tal. In dieses Niveau ist das tiefere, ältere gewissermaßen eingelassen und in dieses greift seinerseits das 300 m-Niveau von der Montabaurer Senke her breiter bis Oberelbert ein.

Die beschriebene Konfiguration der Flächen, der Kiese und der Einbettung in den Devonsockel deutet insgesamt darauf hin, daß das Tal des Stelzenbaches in einer Altatalung liegt, die bereits im Oligozän bestanden hat und die konsequent auf die damalige weiter nördlich gelegene Tiefenrinne der Senke und auf deren Verlauf von SO nach NW gerichtet war.

St. JENTSCH (1960) hat die Schotter von Oberelbert ebenfalls als „Vallendar“ beschrieben und festgestellt, daß es sich bei ihnen um eine auf diesen Talzug begrenzte Lokalfazies handelt, deren Gerölle nur aus Komponenten des Einzuges selbst besteht. Geomorphologisch ist genau dies zu erwarten gewesen, da die Talung, wie die in ihm umlaufenden Verebnungsniveaus mit der abschließenden Fläche in 400 m zeigen, nirgendwo weiter nach S gereicht haben kann.

Ein weiteres Nebentälchen, das schon seit alters auf die Senke zu gerichtet war, deuten die Kiese von „Valendartypus“ an, die unterhalb des Sportplatzes südlich Holler bis unter 260 m NN hinunterreichen.

Was schließlich den Aubach anbetrifft (der unterhalb Montabaur den Namen Gelbach erhält), so fällt bei ihm der sehr verwinkelte, unübersichtliche Lauf von N her durch die Senke bis Montabaur auf. Während die allgemeine Nord-süd-richtung des Baches durch die Senke hindurch von der konsequenten Entwicklung des ganzen Gelbacheinzuges auf den Austritt aus der Senke nach SW zur Lahn hin abhängig ist, ist der Lauf des Aubaches im einzelnen bedingt von den vielen Basaltkörpern, die der Bach umfließen muß. Obwohl die Basalte zwischen 270—320 m NN verebnet sind, also im Bereich des pliozänen Ausgangsniveaus, wirken sie in der Umgebung der weichen Tone der Senke als extreme Härtlinge, denen der Bach, in den Tönen erodierend, ausgewichen ist; aber noch die 280 m-Verebnung bildete sich auf Tonen und Basalten gleichermaßen gerade beiderseits des Aubaches breit aus. Der heutige verwinkelte Lauf des Baches ist so noch ein indirektes Indiz für die Wirksamkeit des pliozänen Niveaus.

f) Rückblick und Abgrenzung zum Limburger Becken

Die Montabaurer Senke ist bis zum Pliozän als ein Teilstück der alten „Diagonal-Entwässerung“ des Wied-Holzbachsystems zur Kölner Bucht im NW hin entwässert worden; mit der pliozänen Verschüttung wurde die Funktion der „Diagonale“ als einer Hauptentwässerungsader endgültig beseitigt und das heutige, von den alten geologischen und geomorphologischen Strukturen völlig unabhängige,

die Senke im wesentlichen quer aufschlitzende Gewässernetz darüber hinweggelegt.

Tektonische Einflüsse haben dabei keine bedeutsame Rolle gespielt. Daß der Senkenboden an verschiedenen Stellen verstellt worden sein mag, spricht nicht dagegen. Die Verstellung ist synsedimentär und vor oder gleichzeitig mit dem Vulkanismus abgelaufen, daher ohne Einfluß geblieben. Bei diesen Vorgängen mag eine gleichsinnige Tiefenlinie gestört worden sein. Das kann aus dem Vergleich der Höhenlage des Oligozäns in der Montabaurer Senke, in der Weitung von Herschbach-Selters und den Schwellengebieten zwischen beiden geschlossen werden. In Weitung und Senke geht die Tertiärfüllung bis auf 230—240 m NN hinunter, während es auf der Schwelle zwischen beiden rd. 20—30 m höher anzutreffen ist (vgl. Profil am Köppel und Beschreibung der Höhenlagen dort). In beiden Senkungsgebieten sind aber die tektonischen Bewegungen relativ geringfügig gewesen und nicht weitergegangen, wie etwa im Neuwieder und im Limburger Becken und in der Kölner Bucht; sondern die kleinen Senken müssen bereits im Miozän konsolidiert gewesen und seitdem im Gebirgsverband mitgehoben worden sein bzw. dessen Bewegungen insgesamt mitgemacht haben; dies zeigen die die kleinen Senken und den sie umgehenden Rahmen gleichmäßig überziehenden Niveaus vor allem des 300 m-Stockwerks.

Der Übergang der Montabaurer Senke nach SO zur Limburger Bucht ist gleitend, wie die sanften Abdachungen zum Elbbach hin (Blatt Hadamar, 5514) zeigen, die vom Niveau der OT zwischen 260 und 240 m NN beiderseits des oberen Erbaches zur sumpfigen Talwanne des Elbbaches in 110—120 m NN abfallen. Die eigentliche morphologische Grenze zwischen Senke und Becken liegt heute auf der früher erwähnten langen Wasserscheide zwischen Erbach- und Gelbach-System. Die alte Senkenregion (bzw. Tiefenrinne von Montabaur streicht dagegen quer unter der hier erniedrigten Wasserscheidenregion in 280 m NN durch und zum Limburger Becken hin aus, etwa beim Ort Plütschbach am oberen Erbach, wie ein Profil von N nach S längs durch die Wasserscheide westlich Pütschbach gut erkennen läßt.

5. DIE SAYN

Am nordwestlichen Ausgang der Montabaurer Senke fließt die Sayn unbekümmert um die alten Reliefzüge des Wied-Holzbach-Systems in einem engen und an vielen kleinen eingeschnittenen Mäandern reichen Tal dem Neuwieder Becken zu. Zunächst gelangt sie dabei von der Südseite der Weitung von Herschbach und Selters her noch in eine Art Ausläufer dieser Weitung zwischen Deesen und Breitenau hinein. In diesem Ausläufer wird der für den unteren und mittleren Holzbach so charakteristische Altboden in 260 m NN genau westlich der südwärts verlängerten Fortsetzung der wahrscheinlichen Verwerfung am Westrand der Weitung ebenfalls noch angetroffen, während unmittelbar östlich davon tertiärer Kies zwischen 240 und 250 m NN südlich des Hofes Kutscheid auf der Geologischen Karte 1 : 25 000 (Blatt Selters, 5412) eingetragen ist. Bei der Begehung war das Vorkommen völlig verwachsen. Flußab dagegen tritt das Tal aus dem Weitungsausläufer wie gegen eine Mauer in höheres Gelände ein, das in 1 km Entfernung vom Fluß nach N und S jeweils auf 320—340 m ansteigt. Auf

der Südseite wird das Tal im Rücken von Alsbach (zwischen Forsthaus Remserhof südlich Breitnau und östlich Wirscheid und dem Forsthaus Waldfelderhof zwischen Nauort und Alsbach) 4 km von diesem höheren Niveau begleitet; auf der Nordseite greift es im Heimbacher Wald dagegen noch weit gegen das Neuwieder Becken westlich Isenburg vor, wo es die Randhöhen des Neuwieder Beckens bildet. Daß diese Rücken zum Altniveau von 340 m NN (bzw. 360) gehören, beweisen auf dem Rücken von Alsbach die groben, kantigen Milchquarze im unmittelbaren Umkreis der Höhe 332,7 etwa 500 m südlich Wirscheid.

Der Fluß macht also einen Durchbruch durch höheres Gelände. Dieser Durchbruch ist im 300 m-Niveau angelegt; dieses legt sich um die kleine Kammer von Deesen und Breitenau herum von N über W nach S und riegelt die Kammer ebenfalls nach W gewissermaßen ab. (Grundkarte und die Blätter Selters, 5412, Bendorf, 5511, Montabaur, 5512, der Karte 1 : 25 000.)

Unterhalb der stärksten Verengung des Talraumquerschnitts, die durch den Rücken von Alsbach auf der Südseite des Flusses gekennzeichnet wird, wird das 300 m-Niveau auf dem Rücken von Nauort und Stromberg sehr weit; es greift auch den nördlichen Zuflüssen der Sayn entlang (Iser- und Ommelsbach) auf den Riedeln weit aus. Auf der Südseite liegt der Pfahlberg (340 m NN) wie ein „Umlaufberg“ in dem breiten Niveau.

Die 280m-Unterstufe des 300 m-Stockwerkes ist hier ebenfalls recht breit eingeschachtelt. Darunter folgt die OT in 250—240 m NN. Sowohl die OT als auch die 280 m-Stufe begleiten den Fluß kontinuierlich und in beständiger Höhe bis zu seinem Eintritt ins Neuwieder Becken oberhalb des Ortes Sayn. Erst dort ist dann auf den Randhöhen des Neuwieder Beckens die HT in 220—190 m Höhe klar ausgeprägt.

Aus der Beschreibung des Formenschatzes und der Verbreitung des 300 m-Niveaus läßt sich schließen, daß die Sayn auf diesem Niveau angelegt wurde; das Niveau selbst entwickelte sich breit vom Neuwieder Becken aus; nach aufwärts verschmälert es sich und greift rückschreitend durch die höheren Gebiete hindurch bis zur Weitung von Herschbach und Selters hin aus. Wegen der unmittelbaren Bezogenheit des Niveaus und der davon abhängigen Talanlage auf die Erosionsbasis des Vorfluters Neuwieder Becken, das ja gerade in seinem Ostteil dauernd besonders stark absank, wurde es, ähnlich wie bei der unteren Wied, wegen der damit zusammenhängenden rascheren rückschreitenden Ausarbeitung möglich, das Einzugsgebiet des Wied-Holzbach-Systems im Bereich der Weitung zu kappen und dann von dort aus noch weiter nach O in den Hohen Westerwald einzugreifen. Darauf weisen hin 1) die merkwürdige Gestaltung des Gewässernetzes in der Weitung selbst, auf die bereits eingegangen worden ist, und 2) vor allem der zu beiden Seiten des Flusses schmale Einzugsbereich im Gebiet des Rückens von Alsbach; alles dies kennzeichnet den Fluß hier als noch junges Talsystem auf einer ebenfalls noch jungen Abdachung. So sind z. B. auch die Quellmulden der Seitenbäche im Bereich des Durchbruchs zwischen der Weitung von Deesen-Breitenau und Isenburg steil zum 300 m-Niveau hin angelegt.

Wichtig ist schließlich noch die Feststellung, daß es auch hier kein Anzeichen für irgendeine größere Verstellung oder Verbiegung der Oligozän-, Pliozän- und OT bzw. HT-Niveaus gibt.

6. BREX- UND MASSELBACH UND DIE WEITUNG VON RANSBACH

In einem der Sayn ähnlichen Tal schneidet der Brexbach ebenfalls unmittelbar vom Rand des Neuwieder Beckens aus (d. h. von seiner Mündung in die Sayn) nach O ins Gebirge zurück, und zwar in die Nordseite der Montabaurer Höhe hinein. (Grundkarte, die Blätter Bendorf, 5511, und Montabaur, 5512, die Karte 1 : 25 000.) Im Unterlauf wird das Tal breit von den pliozänen Niveaus begleitet, die dann nach aufwärts ab etwa Grenzau von den oligomiozänen Niveaus breit eingefasst werden, wobei das Tal selbst sich kerbförmig verengt. Oberhalb von Höhr verbreitet es sich wieder zu einem Sohlental, und zwar charakteristischerweise in dem Abschnitt, wo es in der Höhe der pliozänen Niveaus zwischen 280 und 320 m NN verläuft. Von diesem Talabschnitt aus hat sich der Bach als „hinterster Bach“ in einem kleinen, ausgesprochenen Kerbtal mit steilem Gefälle bis in etwa 440 m Höhe hinauf zurückgeschnitten.

Am Bhf. Grenzau mündet der Masselbach ein. Sein Tal ist in die nördliche Abdachung der Montabaurer Höhe, die hier in rd. 390 m NN verläuft, eingelassen und schneidet im Oberlauf die Tonlager von Ransbach an in einer auffälligen Weitung, in der sich seine Quellläste sammeln. Im Bereich der Weitung besitzt die Talwanne eine breitere Sohle, charakteristischerweise wiederum im 280-300 m-Niveau. Die Hänge ziehen sich von dort sehr flach bis auf 320 m NN hinauf. Wie in der unmittelbar benachbarten Montabaurer Senke, so geht auch hier die Oberkante des Tons, an den Kanten der Tongruben ablesbar, bis in 320 m NN, sind die Tone ähnlich tief (d. h. bis in 240 m NN hinunter) aufgeschlossen.

Trotz der unmittelbaren Nachbarschaft zur Montabaurer Senke hat der Masselbach offenbar nicht die Kraft gehabt, durch den niedrigen trennenden Rücken bis in die Senke zurückzuschneiden, obwohl er sich durch die Nordabdachung der Montabaurer Höhe hindurch bis in das kleine Becken von Ransbach hat zurückschneiden können. Dieses scheint ursprünglich nicht nach W entwässert worden zu sein, da die die ganze Weitung umgebenden höheren Niveaus in 340—360 und 380—400 es gerade nach W hin völlig abschließen, dagegen nach O zur Montabaurer Senke eine Öffnung lassen. Der Anschluß des kleinen Beckens von Ransbach an das Neuwieder Becken als Zentrum der Entwässerungsbahnen ist anscheinend ähnlich, wie bei der Weitung von Herschbach und Selters, erst seit der Periode der pliozänen Talentwicklung auf dem 300 m-Niveau von W her erfolgt.

Die Konfiguration der Altflächenniveaus um das kleine Becken mit den tiefreichenden Tönen herum schließt eine tektonisch bedingte kesselförmige Absenkung auf der Nordflanke der Montabaurer Höhe nicht aus. Sollte dies zutreffen, so hat sich diese Einsenkung vermutlich prä- bzw. synvulkanisch ereignet. Auf eine solche kleinräumige Absenkung lassen auch die Verhältnisse auf der die Ransbacher Weitung nach O hin abgrenzenden niedrigen Schwelle in 320 m NN zwischen Ransbach und Ebernhahn schließen; denn diese Schwelle besteht weder aus Tönen, noch aus Basalten, sondern aus dem Grundgebirge, das von S nach N die ganze Schwelle aufbaut und in dem keine Lücke als alter Durchlaß zu entdecken ist. Die alte Entwässerung muß aber wegen der im W umlaufenden und die Weitung abschließenden höheren Altniveaus ursprünglich nach NO in die Senke hinein erfolgt sein.

7. VERGLEICH MIT DEN UNTERSUCHUNGEN ANDERER AUTOREN

Im IV. Kapitel ist bisher darauf verzichtet worden, auf anderweitige Untersuchungsergebnisse und Auffassungen einzugehen, um zunächst die vorgetragene Konzeption geschlossen entwickeln zu können und zu einer geschlossenen Vorstellung von der Entwicklung des Talnetzes im ganzen Westteil des Westerwaldes zu gelangen. Die Konzeption kann nun im Vergleich mit dem Westerwald bzw. seinen westlichen Teilen gewidmeten Forschungen anderer Autoren geklärt werden.

Die älteste eingehende Darstellung ist die von W. KLÜPFEL (1929). Er geht davon aus, daß die Tone und Quarzite auf einer fast ebenen Oberfläche, einer wenig „kuppierten Ebenheit“ (S. 9) abgelagert wurden, die offenbar als ein Endrumpf im Sinne von DAVIS in geringer Meereshöhe angesehen wird.

Für den inneren Westerwald war diese Ansicht schon 1925 von W. SCHUCKMANN geäußert worden; es wurde daraus gefolgert, daß die Ton- und Eisenerzlagerrstätten als Bildungen im Grundwasserbereich einer alten Landoberfläche noch heute oft im ursprünglichen Gesteinsverband liegend angetroffen werden (a. a. O. S. 166). Die Quarzite lagern nach W. KLÜPFEL (a. a. O. S. 19) z. T. auf unverwittertem und z. T. auf zersetztem Fundament auf und sind ins oberste Oligozän zu stellen. Sie sind in der Art von „Geröllhöfen“ um einige inselbergartige Hochgebirge herum angeordnet (S. 22). Die Tone dagegen gehören nach ihm ins Untermiozän (Burdigal), da sie gelegentlich über den Quarziten lagern, obwohl KLÜPFEL ebensogut beobachtet, daß sie sehr oft unmittelbar über der tiefgründigen Verwitterungsrinde (z. B. in den Gruben von Siershahn) folgen (S. 20). Sie verzahnen sich nach unten mit weißem Sand und Kies aus nußgroßen Geröllen („Nußkies“), die er zu den „Vallendarschottern“ stellt, obwohl er die von C. MORDZIOL auch dazu gerechneten Quarzite ausklammert.

Aus der wechselnden Höhe der Auflagerungsfläche bzw. der auf ihnen befindlichen Tone und Quarzite — Merkmale, die laut KLÜPFEL alle die alte angenommene Fastebene bezeichnen — schließt er auf eine schachbrettartige tektonische Zerstückelung des ganzen Westerwaldes im Burdigal (S. 26); sie hat ein „intra-basaltisches“ Relief hervorgerufen, wodurch bereits damals als „Urtäler“ die heutigen Entwicklungsrichtungen z. B. der Hochtäler von Selters und das Tal der Sayn mit seinem geraden O-W-Verlauf vorgezeichnet wurden (S. 49, Skizze S. 18).

Da schon im Kapitel II darauf hingewiesen worden ist, daß die Annahme eines oligozänen Endrumpfes eine unbewiesene Arbeitshypothese darstellt, die Verzahnungen der „liegenden Schichten“ untereinander und ihre Lage teils auf einer frisch angeschnittenen, unverwitterten oder teils auf einer tief zersetzten Altoberfläche besser mit einer zunehmenden Verschüttung als mit einer Zerstückelung erklärt werden können, entfallen die darin von W. KLÜPFEL geknüpften Folgerungen hinsichtlich der „Urtäler“. Es sind ja auch nur einige Verwerfungen, Ver- und Aufbiegungen nachweisbar, wie z. B. die auch von W. KLÜPFEL genannte tektonische Linie an der S-Grenze der Weitung von Selters und Herschbach.

Die Beobachtungen stimmen darin überein, daß das ganze Gebiet im wesentlichen seit dem Miozän konsolidiert ist und daß die tektonische Beanspruchung prä- bzw. synvulkanisch ist. KLÜPFEL übersieht jedoch, daß es Verebnungen gibt, die in die gleichalten oder jüngeren Basalte hineingreifen; stattdessen stellt er alle „Troglflächen“ im Sinne STICKELS, im Gegensatz zu dessen Datierung aber,

an die Wende Plio-Pleistozän (S. 39—40, 42); dies allerdings kann eher allein für die Verebnungen im 300 m-Niveau geltend gemacht werden. Die Flächen dieses Niveaus am Südrand des Westerwaldes zur Lahn hin, wo sie sich weithin erstrecken, faßt KLÜPFEL aber auf als noch im Oberpliozän zum Lahntrog hin abgesenkte Teile des von ihm ebenfalls ins Oberpliozän gestellten Niveaus in 400 (—460) m NN. Dasselbe konstatiert er für die sich längs der Sayn abdachenden Flächen (S. 46).

Demnach wäre im Oberpliozän eine einheitliche neue Rumpffläche vorhanden gewesen, die tektonisch an der Wende Plio-Pleistozän zu einzelnen niedrigeren Staffeln und Becken abgebrochen ist.

Da von W. KLÜPFEL jedoch keine Beweise gebracht werden, ist man berechtigt, die aufgrund vieler Einzelbeobachtungen gewonnenen Vorstellungen von der Datierung der frühen Verebnungen, der Selbständigkeit ihrer Entstehung und der Entwicklung der Talsysteme als schlüssiger anzunehmen.

Die Vorstellung einer schachbrettartigen Zerstückelung wird von R. STICKEL (1930) übernommen, wie die Skizze bei ihm (S. 125) zeigt, auf der Grundlage seiner Darstellung aus dem Jahre 1927 (dort vor allem S. 30, 40, 41, 102).

Dabei faßt er auch die Talung von Ober- und Niederelbert als einen Graben auf (S. 135). Auch das auffällige 360 m-Niveau von Hachenburg erklärt er als abgesunkenen Streifen des „Oberwesterwälder Randwulstes“ (S. 131). Ähnliches gilt nach ihm für die sog. „Unterwesterwälder Hochfläche“, die in etwa mit dem Gebiet des Wied-Holzbach-Systems einschließlich der Montabaurer Senke und des Sayngebiets bis zum Neuwieder Becken identisch ist. Diese Hochfläche ist zwar eine ausgesprochene Einebnungsfläche in etwa 300—320 m Höhe, stellt aber nach R. STICKEL einen bei der Hebung zurückgebliebenen Teil der 360 m-Stufe der „Troglfläche“ dar, da sie (wie jene) die als altmiozän angenommenen Basaltdecken völlig verebnet (1929, S. 39—40) und da sie am Rand zum Neuwieder Becken von den Kieseloolithschottern nur überspült worden ist. Diese „zurückgebliebene“ Fläche ist nach STICKEL im Bereich von Herschbach — Selters — Siershahn — Wirges als junge Einbruchzone vom Limburger Becken aus in sich tiefer eingebogen worden. Abgesehen von dieser Einbiegung verhält es sich nordwärts mit der „Unterwesterwälder Hochfläche“ in 300—320 m NN so, daß sie „über die Wied-Sieg-Wasserscheide hinwegzieht und am Südrand der niederrheinischen Bucht frei endigt.“ Daher hat ein der Wied entgegengesetztes Gewässer „... den Wiedtrog zunächst benutzt“. Dieses Gewässer hält er für eine Urlahn. „Mit der Zerstückelung der Trogregion und dem Einbruch des Neuwieder Beckens müßten dann die späteren Laufverlegungen in Zusammenhang gebracht werden“ (S. 135).

Die Beobachtungen STICKELS hinsichtlich der flächenhaft ausgebildeten Niveaus stimmen gut mit der in den Kapiteln III und IV entworfenen Konzeption überein, nur mit dem Unterschied, daß nach unserer Auffassung zum einen eine besondere Rolle tektonischer Vorgänge für die Einzelgestaltung des heutigen Gewässernetzes im Verhältnis zu den Flächen ausgeschlossen erscheint, zum anderen die Beziehungen des Gewässernetzes zu den Flächen genauer gefaßt werden konnten und schließlich eine Trogregion nicht eo ipso schon einen alten Lauf (Urlahn z. B.) anzuzeigen vermag.

Besonders eingehend hat sich in verschiedenen Aufsätzen W. AHRENS (1937, 1941, 1958, 1960 a u. b) mit dem Vulkanismus, den Tonen und den Quarziten des Westerwaldes, insbesondere denen in der Weitung von Herschbach und Selters und des Kannebäcker Landes, befaßt und versucht, die Ablagerungen stratigraphisch einzuordnen.

Die Reihenfolge sieht im großenganzen von unten nach oben so aus: zersetztes Grundgebirge — darauf auflagernd die Tone — ihnen an der Basis eingeschlossen Sande und Kiese des „Vallendar“ — im strengen Sinne C. MORDZIOLS — darüber die Sande, Kiese und Quarzite der „Arenbergstufe“ MORDZIOLS (vgl. Kapitel II) — dann die stark zersetzten trachytischen und basaltischen Tuffe — schließlich die Basalte selbst. Diese Reihenfolge ist identisch mit derjenigen der „Liegenden Schichten“ am nördlichen Mittelrhein; deswegen wurden diejenigen des Westerwaldes von uns ebenso als „Liegende Schichten“ im Kapitel IV zusammengefaßt.

Was die Datierung angeht, so haben pollenanalytische Untersuchungen ergeben, — vgl. W. AHRENS 1958, 1960 a — daß die oberen Tone unter der „Arenberg-Stufe“ eine mittel- bis oberoligozäne Flora besitzen, so daß die eruptive Fazies an die Wende Oberoligozän-Untermiozän zu setzen ist. Ablagerungen, die jünger sind als Untermiozän („Aquitane“ — entsprechend dem „Burdigal“ W. KLÜPFELS), sind nicht bekannt. Es herrscht dann eine Schichtlücke bis ins Pliozän. Die Schichten unter den pollenanalytisch datierten Tonen einschließlich der „Vallendarstufe“ können dann unter- bis mitteloligozän sein. Mit dieser Datierung ergibt sich — wie bei den jüngeren Untersuchungen am nördlichen Mittelrhein, am Südrand der Kölner Bucht sowie in dieser selbst — eine zeitliche Verschiebung nach „unten“ gegenüber der früher gültigen Auffassung, wie sie z. B. der Datierung des Materials am Minderberg durch O. BURRE zugrunde liegt.

Die gesamte oligozäne Schichtenserie erreicht nach W. AHRENS eine Mächtigkeit von rd. 100 m. Das deckt sich mit den bei der Montabaurer Senke angegebenen unteren und oberen Höhenlagen. Diese Mächtigkeit erklärt sich der in unserer Arbeit entwickelten Konzeption zufolge nur zum geringen Teil mit einer mäßigen lokalen Absenkung der Senke selbst und ist eher ein Ausdruck der zunehmenden Verschüttung. In dieses Gesamtbild passen auch die von W. AHRENS beschriebenen, bis zu 100 m mächtigen basaltischen Tuffite, die zeitlich nach oben bis ins Untermiozän reichen (1958, 1960 a). Ferner paßt zur Konzeption der Verschüttung auch die Auffassung von W. AHRENS, daß die Tone in Einzelbecken sedimentiert und nicht in einem einzigen großen See abgelagert wurden. Das geht aus dem lokal wechselnden, unterschiedlichen Chemismus der Tone hervor: teils sind sie sehr sauer, teils gar nicht, teils brackisch. Auch das größte, geschlossen aussehende Tongebiet ist aus Teilbecken in der Montabaurer Senke bzw. im Kannebäcker Land entstanden; nach oben hin ziehen die Tone und die überlagernde „Arenbergstufe“ als Anzeichen der zunehmenden Verschüttung nach unseren eigenen Beobachtungen in der Montabaurer Senke gleichmäßig über die ganze untere Serie hinweg.

Eine Bestätigung der Ansicht eines im Oligozän bestehenden längeren Flußsystems, eben des Wied-Holzbach-Systems, darf in der von W. AHRENS vertretenen Auffassung erblickt werden, daß die Art der ins Mitteloligozän gestellten „Vallendarstufe“ auf einen ziemlich langen Flußlauf schließen lasse (1960 a, S. 242). (Vgl. dazu auch noch einmal die Angaben bei E. KURTZ 1926, S. 123, 130, 146; 1930, S. 51—53.)

Gegenüber W. AHRENS besteht allerdings dann eine etwas andere Auffassung hinsichtlich des Beginns des Vulkanismus, wenn die 360 m-Verebnung entsprechend der von uns entwickelten Konzeption älter als Oberoligozän ist. Sie bezieht ja bereits Basalte (die dann älter als die verebnenden Vorgänge selbst sein müssen) in die Einebnung des gleichmäßig ausgebildeten Niveaus mit ein.

Eine völlig konträre Auffassung besteht hinsichtlich des Ausmaßes der pliozänen Tektonik im Bereich des Wied-Holzbach-Systems. W. AHRENS (1958, S. 111—112, 113; 1960 a, S. 248) nimmt in den Becken von Hersbach, Ransbach,

Mogendorf-Siershahn-Wirges eine Einsenkung von rd. 60—80 m an, analog der Entwicklung im Neuwieder Becken (vgl. W. AHRENS 1952), die im jüngsten Pliozän begonnen und bis weit ins Pleistozän angedauert haben soll. Sowohl den Einsenkungen als solchen wie auch ihrem Ausmaß widersprechen die eingehend geschilderten geomorphologischen Verhältnisse. Sie müßten sich bei Ausmaß von 60—80 m unweigerlich am Höhenverlauf der Stufen des 300 m-Stockwerks wie auch der Ober- und Hauptterrassen, zumindest der OT noch, ablesen lassen. Das ist aber keineswegs der Fall.

H. D. PFLUG (1959, S. 51—95) behandelt den Westerwald im Rahmen des von ihm sog. „Bitburg-Kasseler Senkungsfeldes“.

Innerhalb dieses Senkungsfeldes ist der Westerwald zwischen Obereozän und Mittelmiozän ein großes einheitliches Sedimentationsbecken gewesen, dessen Sedimentationsraum sich im Laufe der Senkungsbewegung nach N hin ausgedehnt hat und den ganzen heutigen „Hohen Westerwald“ mit erfaßt hat; das wird an den gerade hier befindlichen basaltischen Tuffiten abgelesen, die über dem Westerwaldquarzit lagern. Der Westerwaldquarzit wird offenbar mit der „Arenbergstufe“ gleichgesetzt und ins Oberoligozän eingeordnet. Die Arenberg-Stufe überlagert diskordant die älteren Tone (was sich auch mit einer Diskordanz aufgrund zweier verschiedener Verschüttungsphasen erklären ließe). Die Quarzite und die mit ihnen identisch gesetzten grobklastischen Sedimente der „Arenbergstufe“ umgeben das „Tuffitbecken“ des Hohen Westerwaldes fast ganz. Diese Stufe wird daher als Randfazies des Beckens angesehen. Dadurch wird nahegelegt, daß offenbar seit dem Oberoligozän die Sedimentation von allen Seiten in das im Bereich des Hohen Westerwaldes bestehende Becken hineinging. Diese von H. D. PFLUG entwickelte Auffassung steht in gewissem Widerspruch zum geomorphologischen Befund, denn es ist ja dargelegt worden, daß das ältere Niveau von 340—360 m NN am Ostrand der Weitung von Selters und Herschbach und am Nordrand der Montabaurer Senke über Basalte hinweggreift, die ihrerseits in den Quarziten und ihren Äquivalenten sitzen. Dabei sind einerseits die Basalte gleichalt mit den Tuffiten (H. D. PFLUG 1959, S. 55—56) und erstrecken sich andererseits die Quarzite (bzw. ihre Äquivalente) wie auch die unterlagernden Tone am bezeichneten Rand ja auch nach bergaufwärts hin. Man hat von dort aus den Eindruck, daß es sich nicht um die Randfazies eines Beckens, sondern im Gegenteil bei dieser gröber klastischen Fazies eher um eine zum höheren Gelände hin ansteigende Fazies handelt — d. h. um die Randfazies von allmählich verschütteten Höhen, in die auch die Tuffite, wie am Siebengebirge, einbezogen wurden. In ähnlicher Weise wird ja, auch H. D. PFLUG zufolge, die Montabaurer Höhe auf allen Seiten von grobklastischen Tertiärrelikten umgeben, die von ihm ebenfalls der „Arenberg-Stufe“ zugerechnet werden. Diese Datierung, die hier an der Montabaurer Höhe durchaus mit den im ganzen Kapitel IV entwickelten Überlegungen übereinstimmt, ergibt sich bei H. D. PFLUG indirekt daraus, daß er die grobklastische Fazies als einen Beweis dafür betrachtet, daß die Montabaurer Höhe im Oligozän als trennender Riegel bestanden hat (S. 58). In dieser Formulierung wird aber zugleich diese gröber klastische Fazies als Randfazies zur Höhe gedeutet bzw. gewertet, also im Sinne einer geomorphologischen Argumentation. Es ist daher schwer verständlich, wie ein und dieselbe Anordnung ein und derselben Fazies einmal ein Sedimentationsbecken, ein andermal ein Höhengebiet andeuten kann.

Der Widerspruch läßt sich lösen, indem sowohl eine gegen die Höhen hin vordringende Ver- bzw. Aufschüttung als auch gleichzeitige beckenartige Absenkungen innerhalb der verschütteten Gebiete unter Beibehaltung der alten Abdachungs- und damit Abflußrichtungen (vgl. den Leukoxengehalt in der „Arenberg-Stufe“ am Nordrand der Montabaurer Senke) angenommen werden. In diesem Sinne sind ja bereits die besonders tiefen Lagen der „liegenden Schichten“ in der Weitung von Herschbach und Selters wie auch im Montabaurer Becken erklärt worden, deren Absenkungszeit ebenfalls wie bei H. D. PFLUG also prä- bzw.

synvulkanisch eingeordnet wurde. Keinesfalls bedeutet aber die Konstruktion eines tertiären Senkungsfeldes zwischen Bitburg und Kassel quer durch das Rheinische Massiv hindurch, daß die Entwässerung in der Streichrichtung des Senkungsfeldes gegangen ist. Dem steht z. B. die Montabaure Höhe entgegen, die auch nach H. D. PFLUG ein „Riegelzug“ quer zum Senkungsfeld zwischen ihren beiden Teilbecken — dem Neuwieder Becken und dem postulierten des Hohen Westerwaldes — gewesen ist. Auch hat es sich ja nicht um ein einheitliches, großes Sedimentationsbecken in dem von H. D. PFLUG bezeichneten weiten Umfang gehandelt, sondern entsprechend den Beobachtungen von W. AHRENS um viele kleine isolierte Becken.

Wichtig sind schließlich noch die Untersuchungsergebnisse hinsichtlich des Pliozäns der Montabaure Senke. Die Sande und Kiese an der Oberkante der Grube nordöstlich Siershahn in etwa 300 m NN wurden in den früher vorgetragenen Beobachtungen (Abschnitt 4 d) ins Pliozän gestellt. Nun hat nach H. D. PFLUG (1959, S. 51 u. 54) die Pollenanalyse der obersten Lagen des Abraums in der Grube Siershahn wie auch in der Grube „Weiler“ bei Ruppach eine Flora ergeben, die das sog. „Reuverbild“ besitzt, d. h. ins Oberpliozän gehört, und jünger ist als die Flora der „Dernbacher Eisensteinformation“, die teilweise sogar noch unterpliozäne Züge hat (F. THIERGART 1940, H. D. PFLUG 1959, S. 54—55). Damit werden die früher angestellten stratigraphischen Überlegungen zum Alter der pliozänen Niveaus in 300 m wiederum bestätigt.

H. HAUBRICH (1965) übernimmt in seiner sehr detaillierten Arbeit über die geomorphologische Entwicklung des Niederwesterwaldes im wesentlichen die Vorstellungen über die Entstehung der Weitung von Herschbach und Selters, der Montabaure Senke und anderer auffälliger Züge von W. KLÜPFEL, R. STICKEL und W. AHRENS.

Auch er hat das über weite Strecken hin so gut ausgebildete Niveau in 300 m gesehen, interpretiert es aber (S. 127, S. 131) als abgesunkenes Stück einer älteren Rumpffläche, obwohl keine Verwerfungen nachzuweisen sind und obwohl das Niveau sich — wenigstens teilweise — zum Rhein hin (S. 129—130) wegen der Pliozänkiese „auf den Höhen um 300 m ü. NN ... als eine junge pliozäne Landschaft erweist“ (S. 47).

Gegenüber diesem eintönig im Niederwesterwald vorherrschenden 300 m-Niveau stellt auch er eine 400 m-Fläche im Hochwesterwald fest, die oligozäne und jüngere Basalte kappt, auf jeden Fall also postbasaltisch ist (S. 125). Diese Fläche setzt er identisch mit dem Arenberg-Hochboden C. MORDZIOL (S. 124 — vgl. aber auch Kapitel II dieser Arbeit); sie ist ein Stück einer oligozänen Rumpffläche (S. 126).

H. HAUBRICH (S. 130) meint weiter, daß auch das 300 m-Niveau ähnliches Alter besitze; jedenfalls hält er ein pliozänes Alter für ausgeschlossen, obwohl die pliozänen Kieseloolithschotter sich auf dem Niveau befinden, da sonst der Rhein seinen Weg durch die bequeme Wiedpforte hin nach N hätte nehmen müssen. Das allerdings stimmt nun nachweislich nicht und ist in gewissem Sinne eigentlich recht ungeomorphologisch von flußauf- nach flußabwärts gedacht. Da H. HAUBRICH nun ferner nirgendwo ein stufenförmiges Abfallen vom 400 m- zum 300 m-Niveau feststellen kann, hält er es für bewiesen, daß man nicht von zwei genetisch verschiedenen Flächen sprechen dürfte, sondern von einer weitgespannten Aufwölbung von 300—400 m (S. 45—46), also im Sinne von H. CLOOS (1939). Dem liegt implicite die Auffassung zugrunde, daß Rumpfflächen konzentrisch ein sich hebendes, zentrales Gebirgsland, hier den Hohen Westerwald, umgeben und dann eben einfache Stufen ausgebildet sein können. Das Bild ist aber in der Tat ein anderes.

Die von ihm in dieser Weise dargestellten allgemeinen Reliefverhältnisse spielen nun für H. HAUBRICH auch eine Rolle bei der Erklärung des Gewässernetzes: es „spiegelt die Großmorphologie ... in auffallend adäquater Weise wider“ (S. 67); denn die Bäche

streben strahlenförmig vom Hochwesterwald nach außen, werden aber in ihrem Lauf mehrmals mit unerwartet abrupten und scharfen Knicken gebrochen, was sich eben an das tektonisch entstandene Relief knüpft (vgl. auch S. 72); es bleibt allerdings auch für H. HAUBRICH erstaunlich, daß die relativ wasserreiche Wied sich keinen direkten Durchbruch nach NW zum Rhein hin schaffen konnte, während doch der Gelbach sich einen direkten Weg aus dem Montabaurer Becken durch seinen höheren Rand nach S erodieren konnte (S. 69—70).

Schließlich besteht nach H. HAUBRICH „zumindest der Verdacht einer genetisch zusammenhängenden Holzbach-Aubachlinie“ (S. 71). Damit ist die fluviatile Verknüpfung der Montabaurer Senke durch die Pforte im NW über die Weitung von Herschbach-Selters mit dem Holzbach gemeint, also das, was im Kapitel IV als „Wied-Holzbach-System“ erarbeitet worden ist. Bei dieser so auffälligen Beziehung spielt es für H. HAUBRICH keine Rolle, wenn vorher konstatiert wurde (S. 21), daß die Montabaurer Senke durch einen herauspräparierten durchgehenden Höhenzug aus Emsquarzit, Basalt- und Andesitkuppen (am Köppel südwestlich Selters) nach N abgeschlossen wird. Wie gezeigt werden konnte, besteht aber tatsächlich ein Durchlaß, eine Lücke in diesem nur scheinbaren Riegel, und zwar nicht nur in einem tektonischen-genetischen, sondern gerade auch in einem geomorphologisch-genetischen Zusammenhang. Auch hat nach der Untersuchung der Montabaurer Senke in Abschnitt 4 nicht nur der Aubach mit dem Holzbachgebiet ursprünglich zusammengehört, sondern die ganze weiter von SO her heranziehende Senke hat ebenso ursprünglich dazugehört; denn, das soll an dieser Stelle noch einmal hervorgehoben werden, es gibt in der ganzen Länge der Montabaurer Senke von SO nach NW keine Schwelle aus Grundgebirge, die quer zum Streichen der Senke zieht und damit Teile des Beckenbodens voneinander abriegelt, so wie etwa die Ransbacher Weitung durch eine Schwelle von der eigentlichen Senke abriegelt wird. Gerade auf das Vorhandensein oder Nichtvorhandensein solcher Schwellen im Beckenboden ist mit besonderer Sorgfalt geachtet worden.

Angesichts der vielen Formen, die von H. HAUBRICH ebenso wie in der vorliegenden Untersuchung völlig gleich beschrieben werden, und der häufiger in gleicher Weise gesehenen Beziehungen zu korrelierten Ablagerungen, deren Konsequenz für die geomorphologische Entwicklung der Formen jedoch von H. HAUBRICH zurückgewiesen wird, bleibt es nur übrig, den fundamentalen Gegensatz der Auffassungen hinsichtlich der genetischen Zusammenhänge innerhalb des Formenschatzes des älteren Reliefs festzustellen. Es ist auf das in der Gesamtheit der Kapitel III und IV erhaltene Ergebnis zu verweisen und auszusprechen, daß die tertiäre Entwicklungsgeschichte zugleich einfacher im ganzen und komplizierter im einzelnen gewesen ist als die Annahme von H. HAUBRICH.

Ähnlich verschieden sind auch die Auffassungen hinsichtlich der plioleozänen Entwicklung des Sayntales, das von W. HAUBRICH als Musterfall eines Tales im Niederwesterwald geschildert wird. So wird z. B. aus der Tatsache, daß HT-Schotter in der Talweitung von Selters und Ellenhausen nur auf der Nordseite angetroffen werden, auf eine Kippung der Weitung nach SO geschlossen; diese Kippung hätte also nach der Entwicklung der HT stattgefunden; doch laufen, wie gezeigt wurde, die zugehörigen Formen als solche, wie ja auch die pliozänen Stufen in 280 und 300 m Höhe gleichermaßen auch auf der Südseite der Talweitung der Sayn durch.

Vom „unteren Mittellauf“ (d. h. wohl aus dem Laufabschnitt unter- und oberhalb von Isenburg) beschreibt H. HAUBRICH „auffallend ebene Verebnungsflächen im Gelände, die aber keine Schotterführung aufweisen“. Diese befinden sich in 280—290 m NN (S. 227). Sie sind in der Tat auch nach unseren Beobachtungen gut ausgebildet, begleiten alle größeren Täler des Niederwesterwaldes und sind ebenso gut in der Weitung von Selters und Hersbach zu finden. Die Parallelität der Erscheinungen als durchgehende pliozäne Verebnung wird jedoch nicht erkannt und statt dessen aus denselben Höhenverhältnissen in der Weitung lieber auf eine entsprechende Absenkung geschlossen.

Der Vergleich der eigenen Untersuchungen mit denen anderer Autoren, der mit den letzten Ausführungen abgeschlossen ist, hat mitgeholfen, die eigenen Ergebnisse noch zu differenzieren und zu vertiefen. Während hinsichtlich der oligomiozänen Entwicklung die Auffassungen am stärksten voneinander abweichen — bei oft recht ähnlichen Beobachtungen, die allerdings auf verschiedene Weise miteinander verknüpft werden —, stimmen die Beobachtungen hinsichtlich der pliozänen Formen und Ablagerungen am besten überein, sofern man die verschieden stark bewertete Rolle tektonischer Vorgänge außer acht läßt. Dieser Übereinstimmung kommt hinsichtlich der Entwicklung des heutigen Talsystems in den Mittelrheingebieten die größte Bedeutung zu.

V. DAS LAHNGBIET ZWISCHEN DIEZ UND KOBLENZ

1. EINLEITUNG

Die geomorphologischen Verhältnisse in der Montabaurer Senke haben es nahegelegt zu vermuten, daß die Lahntalung relativ jungen Ursprungs ist. Dieser Vermutung muß nun nachgegangen werden. Sie zu beweisen, ist insofern schwierig, als korrelierte Sedimente vorpliozänen Alters nur in geringem Umfang erhalten geblieben sind. Auch die Spuren für ein tieferliegendes vorpliozänes Tal-Relief sind nur angedeutet, sei es, daß sie zerstört wurden, sei es, daß sie nie vorhanden waren. Die relativ wenigen Anhaltspunkte müssen daher noch stärker, als es in den Kapiteln III und IV der Fall war, dadurch verknüpft werden, daß mehr oder weniger die bereits gewonnenen Vorstellungen auf das Lahngbiet übertragen werden, sofern es begründete Ansätze dafür gibt.

Zu diesem somit grob umrissenen Arbeitsverfahren tritt ein besonderer Gesichtspunkt hinzu, nämlich die Frage nach einem Äquivalent zu dem im Bereich des Wied-Holzbach-Systems festgestellten Altboden in etwa 260 m NN. Es mag aufgefallen sein, daß dem Bestehen eines solchen Altbodens in der Montabaurer Senke nicht nachgegangen worden ist. Das wird damit begründet, daß 1) in der Senke der feste Devonsockel, in den ein solcher Altboden, um aussagekräftig zu sein, eingearbeitet sein muß, nicht in genügender Verbreitung ansteht, um im Zusammenhang mit auflagernden Sedimenten eine sichere Bezugsbasis für entsprechende Schlüsse zu bilden, 2) die oligozänen Sedimente in der Senke gestört sind. Im Lahngbiet steht dagegen allenthalben der feste Grundgebirgssockel an (oft mit devonischen Quarziten), so daß es möglich wäre, entsprechende Formen noch aufzufinden.

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich nicht nur auf das Lahntal im engeren Sinne, sondern es werden auch die lahnseitigen Abdachungen des Taunus und des Westerwaldes einschließlich der Montabaurer Höhe einbezogen.

Offenbar wegen der oben erwähnten Schwierigkeiten hat das Gebiet der unteren Lahn einschließlich der Abdachungen bisher nur wenige Bearbeiter gefunden. Als erste Arbeit ist die von J. AHLBURG (1916) zu nennen. Sie ist zugleich die einzige bis heute geblieben, die den ganzen Lahnverlauf betrachtet, sie ist im großenganzem in vielem heute noch zutreffend und anregend. R. STICKEL ist weder 1927 noch 1930 auf das Lahntal näher eingegangen. Im großen Abstand zu J. AHLBURG folgt erst 1955 die nächste spezielle Arbeit über die Lahn von H. D. LANG, die zwar „Zur Flußgeschichte der Lahn“ heißt, aber nur spezielle Probleme des Oberlaufs behandelt. Auch die Arbeit von W. ANDRES (1967) ist nur dem Limburger Becken und der Idsteiner Senke gewidmet. Gewisse Ergebnisse beider Arbeiten werden in weiterem Zusammenhang erörtert. Ebenso ist auf die grundlegende und ebenfalls schon ältere Darstellung von O. MAULL über das Rheinische Schiefergebirge in der Lahnggend, im Westerwald und im Taunus (1919) an anderer Stelle einzugehen.

Geologisch wurde das Gebiet um 1890 kartiert. Das Tertiär ist wenig untergliedert. Wozu es gehört, muß daher im einzelnen diskutiert werden. (Die Suche nach Stellen, wo nach den zuvor gesammelten Erfahrungen Tertiär vermutet werden konnte, ohne kartiert worden zu sein, hatte gelegentlich Erfolg.)

2. DAS MIEHLNER BECKEN

Zwischen Diez und Lahnstein werden die im Lahngebiet tiefsten Tertiär-Vorkommen im Mittellauf des Mühlbaches (der bei Nassau in die Lahn mündet) zwischen Nastätten und Geisig (10—20 km südlich Nassau) von den heutigen Tälern angeschnitten. (Grundkarte, Bild 2, Blätter Dachsenhausen, 5712, und Katzenellenbogen, 5713, der Karte 1 : 25 000). Das Tertiär geht am Talhang bis etwa 260 m empor und reicht bis in die Talsohle hinunter. (Die an Fossilien sterilen Schichten sind bisher nicht bearbeitet worden. Auch H. D. PFLUG übergeht sie merkwürdigerweise in seiner umfassenden und detaillierten Arbeit über das nieder- und mittelrheinische und hessische Tertiär völlig.) Dennoch lenkt das tiefliegende Tertiär die Aufmerksamkeit gerade auf dieses Gebiet. Doch bevor genauer darauf eingegangen wird, soll die geomorphologische Situation geschildert werden.

Der Mühlbach besitzt zwischen Nastätten und Geisig eine breite Talsohle, die im Niveau der HT ausgebildet ist. Die OT ist als Geländestufe bzw. als Talkante in 240 m NN mit Verflachung darüber bis gegen 260 m NN in diesem Talabschnitt angedeutet. Auf der östlichen Talseite steigt der Hang unmittelbar steil zum 280- bzw. 300 m-Niveau an. Auf der westlichen Seite ziehen sich sanfte, vielfach mit dickem Lehm bedeckte Schleppen sanft vom 360 m-Niveau mit breiter Verflachung im 300 (320) m-Niveau auf den langen Riedeln zwischen den fast genau W-O-verlaufenden Nebenbächen zur niedrigen Talböschung des Mühlbaches hinunter. (Anders jedoch: K. HÜSER; s. Fußnote.)

Diese rd. 5 km lange (N-S) und 6 km breite (W-O), weite „Schleppenlandschaft“ wird im S, W und NW von einer „Randschwelle“ abgeschlossen, die oft bis zu rd. 400 m NN anschwillt, mindestens aber im 340—360 m-Niveau entwickelt ist. Auf der O-Seite ist es ähnlich. Die östliche Randschwelle, über die die Bundesstraße 260 führt, endigt ungefähr am P. 345,4 1 km nordwestlich Pohl. Auf der N-Seite verläuft die Randschwelle vom Grauen Stein nordwestlich Schweighausen bis zum Hauckberg südlich Dornholzhausen, wobei sie sich auf 320 m NN erniedrigt. Jenseits des Tales des Mühlbaches setzt sich der Rücken nach OSO, ähnlich erniedrigt, auf den schon erwähnten P. 345,4 hin fort, wo er die Verbindung mit der östlichen Randschwelle herstellt. Im Bereich des Mühlbachtals ist die nördliche Randschwelle durch eine rd. 2—3 km breite Lücke unterbrochen, in der das 300 m-Niveau stattdessen ausgebildet ist.

Aufgrund der geschilderten Situation entsteht der Eindruck eines geräumigen Beckens, dessen inneres Relief sich asymmetrisch von W nach O auf den Mühlbach zu abdacht. Dieses in der Literatur bisher nicht beschriebene Becken wird nach dem größten zentral im Becken liegenden Ort „Miehler Becken“ genannt. (Die größere Stadt Nastätten liegt an seinem südlichen Rand.)*

Aus dem Becken heraus durchbricht der Mühlbach im Bereich der Lücke der nördlichen Randschwelle das 300 m-Niveau, das seinerseits das Beckentiefste nach

* Neuerdings beschrieben von K. HÜSER, Tüb. Geogr. Stud. 50, 1972.

N bzw. NO hin abriegelt (vgl. Bild 2), in einem sehr engen und windungsreichen Kerbtal, dessen Hänge mit steilen Felsen zum Bach hin abstürzen. Die Hänge sind jedoch gestuft, und zwar zieht erstens über die Mäanderhalse die OT mit Verebnungen und Hangstufen in 240 m NN vom Eintritt des Tales in den Durchbruch bis zum Austritt durch, zweitens auch das 280 m-Niveau unterhalb der schon erwähnten flächenhaft breiten 300 m-Verebnung.

Demnach hat der Mühlbach seinen Ausfluß aus dem Becken in 300 m NN auf der entsprechenden Verebnung gefunden und dann in einzelnen Phasen, die durch die genannten Niveaus gekennzeichnet werden, sein junges Tal in den festen Devonfels eingeschnitten. Das Tal ist deswegen als jung zu bezeichnen. Irgendwelche Anhaltspunkte für ältere Auslässe aus dem Miehlener Becken, die nur in der Lücke der nördlichen Randschwelle gesucht werden können, wie etwa flachere Talwannen unterhalb des 300 m-Niveaus gibt es nicht.

Mit dem 300 m-Niveau selbst sind nun auf dem breiten Riedel zwischen Mühlbach und Lahn Kiese und Sande verbunden.

Es handelt sich bei ihnen um eins der ausgedehntesten und mächtigsten Lager, das überhaupt in den Mittelrheinlanden auf dem 300 m-Niveau vorhanden sind. Die Kiese erstrecken sich vom Hof Bubenborn in rd. 300 m NN über den Korbacher Kopf (rd. 325 m NN) nach SO auf Singhofen zu bis über die Höhe P. 322,5 auf über 1,5 km Länge und sind beiderseits der Bundesstraße 260 ebenso breit. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt also rd. 25 m. Die geschichteten Sande und Kiese sind gelblich-rot; die Kiese bestehen aus Milchquarzen, aber auch aus vielen beigemengten, schwärzlichen, lyditartigen Kieseln und einigen mürben, sandsteinartigen Quarziten. Hin und wieder sind grauweiße Tonlinsen und -schmitzen enthalten. Die Kiese sind teilweise auch zu Konglomeraten verbacken. Die Quarze sind teils gut gerundet, teils splittrig-kantig (gröbere und feinere Stengelquarze). Die Gerölle sind teils nuß-, teils faustgroß. Der Gesamthabitus der Kiese entspricht dem der „Kieseloolithschotter“ am Rhein. Die Schwermineralanalyse (vgl. Anhang 2, Proben A 7 und A 8) spricht nicht dagegen.

Das Liegende ist in den vielen Gruben nicht aufgeschlossen. Die Straße schneidet jedoch nur 250 m nordwestlich der Grube in rd. 290 m NN unverwittertes Devon an. Das Hangende der Gruben besteht aus denselben Kiesen, nur daß sie bis 2 m tief unter der Grubenoberkante verbraunt und kryoturbat durchgearbeitet sind.

Die Höhenlage der Kiese bis 325 m an dieser Stelle hat uns übrigens veranlaßt, das Niveau in 320 m NN zu den pliozänen Niveaus zu stellen.

Die tiefen Tertiärlagerstätten nun, die anfangs erwähnt wurden, sind noch in einigen Gruben im Miehlener Becken bei Miehlen selbst zugänglich.

Es handelt sich um weißgraue Tone und Milchquarze. Die weißgrauen Tone waren in einem frischen Abbau in der westlichen Talböschung an der Straße von Miehlen nach Marienfels etwa 500 m nordwestlich Miehlen angeschnitten. Die Unterkante der Grube (das Liegende war nicht sichtbar) befindet sich im Straßenniveau am westlichen Rand der Talsohle dort, wo die 220 m Isohypse die Straße quert. Die Tone waren 5—6 m mächtig. Sie werden nach oben von Quarziten überdeckt, die ihrerseits von braunen, bunten OT-Schottern überlagert werden, die sich die Talböschung hinaufziehen (von etwa 225—235 m NN).

Die Milchquarze waren in zwei Gruben gut aufgeschlossen. Die erste befindet sich etwa 500 m südlich Miehlen am Schuppen ostwärts der Straße nach Nastätten. Die Grubensohle liegt etwa im Straßenniveau (230 m NN, d. h. etwas über der Talsohle). Die hier gut geschichteten Kiese waren etwa 10—15 m hoch angeschnitten und bestanden aus splittrigen Stengelquarzen, größeren, kantigen Schottern und einigen nuß- bis taubeneigroßen, schwach gerundeten Kieseln. Nach unten gingen sie in quarzitisches verbackene, blauschwarze Konglomerate über. Nach Aussage des Grubenmeisters gehen diese noch 3 m unter die Grubensohle herab, und zwar als reinweiße Quarzite. In die unver-

festigten Kiese sind weißgraue, sandig-tonige Lagen und weiße Tone eingeschaltet. Die Schichten werden zur Grubenoberkante hin gelblich-rötlich. Talaufwärts steigt die Kiesunterlage offenbar allmählich an und etwa bei der Köhlermühle, dort, wo das Tal sich beim Eintritt in das 300 m-Niveau verengt und versteilt, tritt im Liegenden der Kiese unverwittertes Devon hervor. Dessen Oberkante liegt etwa 10—20 m über dem Straßenniveau, also in etwa 250—260 m NN. Über der Kante, ihr entlang, ziehen sich die Kiese in schmalem Streifen bis zum Sonnenhügel am nördlichen Stadtrand von Nastätten hin. Die Quarze und Quarzite der Kiesgrube entsprechen der Höhe nach den Quarziten über den Tonen bei Miehlen. Unmittelbar östlich Miehlen gehen die Tone bis etwa 245 m NN hinauf; in dieser Höhe stecken splittrige Stengelquarze in ihnen; ab 270 m NN nach oben steht dann unverwittertes Devon unmittelbar an.

Die zweite Kiesgrube war frisch bei Geisig über der Hartherfelmühle am südlichen Hang des dort in den Mühlbach mündenden Hombachtales angeschnitten. Die Grubensohle befindet sich in rd. 200 m NN etwas über dem Straßenniveau unterhalb der Grube, das in verwittertem Devon verläuft. Die rötlich-gelben Sande sind, zusammen mit Kieslagen, 10 m mächtig. Die Kiese erstrecken sich von hier entlang der ganzen westlichen Talseite des Mühlbaches nach S. bis in den Zwickel hinein, der durch die Straßenabzweigung unmittelbar westlich Marienfels gebildet wird. Ihre Unterkante befindet sich auf der ganzen Strecke in rd. 205 m NN; an der nach Niederbachheim abzweigenden Straße gehen sie bis zum P. 248,0 hinauf. Es handelt sich um kantige und gut gerollte Milchquarze. An ihrer Unterkante etwas oberhalb der Talsohle des Mühlbaches waren an der Steegsmühle weiße und rote Tone zu sehen, im selben Niveau unmittelbar nördlich der Mühle unverwittertes Devon. Dem ganzen Habitus nach handelt es sich um oligozäne Tone und Kiese. Aus der Grube Geisig wurden zwei Proben von der Oberkante und aus dem unteren Teil der Schichten schwermineralanalytisch untersucht (B₇ u. B₈ — Anhang 3). Der große Anteil der schwer verwitterbaren Minerale dürfte diese Datierung bestätigen.

Die Beschreibung der Lagerungsverhältnisse läßt deutlich werden — im Zusammenhang mit der morphographischen Situation —, daß es an keiner Stelle des Beckens einen Auslaß in der Höhe der Unterkante der Kiese und Tone gibt. Das Becken wird vielmehr ringsum von einem Sockel von unverwittertem Devon abgeschlossen. Die Lagerungsverhältnisse aber (Einfallen der Schichten sowohl von S nach N, als auch von W nach O, bei raschem Anstieg des Devons auf der O-Seite und einem leicht angedeuteten auf der N-Seite) geben eine alte Tiefenrinne an innerhalb des pultschollenartig von W nach O und von S nach N abgekippten Beckens.

In entsprechender Weise steigt das Unterdevon vom tiefsten Auftreten in 200 m NN am Mühlbach zwischen Geisig und Marienfels sowie auf der ganzen rechten Beckenseite von der Dickmühle bis Miehlen unter dem es breit bedeckenden Lehm bzw. Lößlehm gleichmäßig nach W hin an bis zu einer Linie, die von Kasdorf im S über Pissighofen nach Niederbachheim verläuft. Hier tritt das Devon in einer Höhe von 280—300 m NN wieder hervor, und zwar sowohl auf den Riedelflächen selbst als auch an den Talhängen bis zur Talsohle in 260 m hinunter. Die Riedelflächen* selbst sind im Verlauf der Linie des anstehenden Devons im Bereich des 300 m-Niveaus flächig breit ausgebildet und dicht mit Quarzschortern bestreut, die nach Höhenlage und Habitus (Färbung, Verarmung, Rundung, Größe) ganz denen vom Hof Bubenborn ähneln.

Ein Aufschluß, der es erlaubt hätte, die Kiese genauer zu untersuchen, war jedoch nicht vorhanden. Erst am Sportplatz am westlichen Ausgang von Nastätten (Blatt 5813, 1:25 000), südlich des P. 290,0, war in vergleichbarer Höhe bei ähnlichen geomorphologischen und geologischen Verhältnissen (Talsole des Mühlbaches in 240—260 m; Talhänge von dort nach oben im Unterdevon ausgebildet; weite Verflachung in 300 m) in einer frischen Baugrube folgendes zu beobachten. Das Liegende bestand aus rötlich-tonig

* K. HÜSER verwendet — unabhängig — denselben Ausdruck.

verwittertem Devon, über dem im Niveau der Straße, also in 290 m, eine 2 m mächtige Schicht aus weißem Ton mit feinen eckigen Quarzsplittern darin lag. Darüber folgten bis in 305 m NN rötlichgelbe, z. T. tonige Sande und sehr reine Quarzkiese. Die Kiese waren teils eckig, teils kantengerundet, teils gut gerundet, wobei alle Typen miteinander vermischt waren. Dieser Schicht wurde über den Tonen eine Probe (A₁₀) zur Schwermineralanalyse entnommen. Das Ergebnis läßt es zu, vom Schwermineralgehalt die Schicht mit den ähnlichen Kiesen vom Hof Bubenborn und allen anderen bisher dem Pliozän zugewiesenen Schichten zu parallelisieren. (Anders jedoch: K. HÜSER.)

Über dem 300 m-Niveau zieht am S-Rand des Miehleiner Beckens zwischen Ruppertshofen und Endlichhofen (Blatt Dachsenhausen, 5712, 1 : 25 000, südöstlicher Kartenrand) das 360 m-Niveau (Höhe 365,1) ins Becken und ins 300 m-Niveau nach N hinein vor. Seine Oberfläche besteht aus unverwittertem Unterdevon und ist von 340 m NN ab östlich Ruppertshofen über die ganze Kuppe hinüber dicht mit Milchquarzen bestreut. Diese entsprechen den bisher für dieses Niveau immer wieder als typisch festgestellten Schottern wegen ihrer geringen Kantengerundetheit.

Auf der W-Seite des Beckens erfolgt der Anstieg vom 300 m-Niveau auf der Linie Kasdorf-Niederbachheim sanfter und allmählicher und ist von Lehm bzw. Lößlehm überkleidet, bis sich erst auf der das Becken abschließenden Schwelle westlich von Himmighofen und Winterwerb das Unterdevon einstellt.

Für den zeitlichen Ablauf der Entwicklung des Miehleiner Beckens läßt sich aus der Schilderung der Verhältnisse folgendes entnehmen. Absenkung und Kippung ereigneten sich im wesentlichen vor dem Miozän; zumindest muß das Becken als solches schon vor bzw. gleichzeitig mit der ersten Verschüttungsphase bestanden haben, da das 360 m-Niveau erst auf den Randschwellen des Beckens ausgebildet ist, dort aber völlig unverstellt ist. Im etwa 5—6 km langen Westteil des Beckens, der in dieser tieferen Lage im Pliozän bestanden haben muß, hat sich dann weit die pliozäne Verschüttung mit den zugehörigen Verflachungen eingearbeitet, wodurch der Eindruck der Geräumigkeit des Beckens verstärkt bzw. erst hervorgehoben wird. (Diese Verflachungen sind in dasselbe Unterdevon eingearbeitet, das auch in den Randhöhen ansteht.)

Da nun die Verflachungen gleichermaßen auf der West- als auch auf der steilen Ostseite des Beckens durchziehen und zwischen beiden Seiten im Beckentiefsten keine tiefliegenden pliozänen Sedimente festgestellt werden konnten, ist die Tektonik offenbar nicht im Pliopleistozän weitergegangen. Auch die beiden OT- und HT-Stufen sind ja völlig unverstellt und entsprechen den beschriebenen Höhenlagen. Demnach ist das heutige Entwässerungsnetz des Mühlbachsystems auf der 300 m-Verebnung über dem Becken angelegt worden. Als sich seit dem Pliozän das ganze Gebirge hob und damit die Erosionsbasis tiefergelegt wurde, durchsägte der Mühlbach auf den Hauptfluß zu vom 300 m-Niveau aus den nördlichen Beckenriegel. Entsprechend wurde dann oberhalb des Riegels das schon ältere Becken in seiner heutigen Form ausgeräumt, wobei sich im Schutz des Riegels das Gewässernetz der Seitenbäche entsprechend den Abdachungsverhältnissen im Becken selbst entwickeln konnte.

Somit ist zwar das Miehleiner Becken wie die Weitung von Herschbach und Selters und die Montabaurer Senke tektonisch in der Anlage etwa gleichalt mit Kölner Bucht, Neuwieder und Limburger Becken, hat aber mit den beiden zuerst genannten Weitungen gemeinsam, daß es, wie diese, seit dem Miozän spätestens konsolidiert war und die späteren Bewegungen des Gebirges in starrem Verband

mitgemacht hat, so daß es, wie jene, den heutigen Weitungscharakter sekundären Ausräumungsvorgängen auf primär epigenetischer Grundlage und Verebnung im 300 m-Niveau verdankt.

3. DIE UNTERE LAHN ZWISCHEN NASSAU UND LAHNSTEIN

Im Zusammenhang mit den vormiozänen Sedimenten im Miehleener Becken taucht notwendigerweise die Frage auf, ob sich auch eine vormiozäne Entwässerungsrinne aus dem Miehleener Becken heraus im Anschluß an diese Sedimente feststellen lasse. Wie schon im vorigen Abschnitt dargelegt wurde, wird das Miehleener Becken allseits von höheren Schwellen in der Form eines Parallelogramms eingerahmt — dem das Parallelogramm der vermuteten Störungen im Beckeninneren entspricht —, die nur im N eine Öffnung besitzen. Entsprechend allem, was bisher erarbeitet wurde, kann das nur bedeuten, daß im Vormiozän diese Pforte ebenfalls benutzt worden sein muß, wie heute zwar — aber aus einer anderen geomorphologischen Gesamtkonstellation heraus. Es ist daher zunächst geboten, die allgemeine morphologische Situation nördlich des Miehleener Beckens lahnauflaufend und lahnablaufend zu kennzeichnen.

Während im Miehleener Becken selbst die es begrenzenden Hauptschwellen am O- und W-Rand von SO nach NW, also fast genau senkrecht zum Streichen, verlaufen, setzen sich ostwärts wie westwärts und ebenfalls nordwärts im Landschaftsbild länger hinziehende Rücken durch, die parallel zueinander von SW nach NO gerichtet sind. Diese Rücken ziehen nicht nur genau im varistischen Streichen (dem auch fast alle kleineren Gewässer mit den Tälern angepaßt sind), sondern viele sind über Emsquarzit ausgebildet, was für die beherrschenden Rücken in besonderem Maße zutrifft (Grundkarte). Zwischen Obernhof (Blatt Schaumburg, 5613, 1 : 25 000) und Bad Ems (5612, 1 : 25 000) durchbricht die Lahn in mäanderrichem, fast genau ost-westlich gerichtetem Tal diese Rücken schiefwinklig, wobei sich das Tal ab Nassau zunehmend verengt und versteilt, indem die Rücken unmittelbar vom 340—360-Niveau steil rd. 240 m zum Fluß hin abstürzen. Unmittelbar im Bereich des östlichen Ortsteils von Bad Ems quert die Lahn einen der markantesten Quarzitrücken, um unterhalb ab Fachbach einige Kilometer bis Ahl im Streichen zu fließen, unmittelbar unterhalb der Steilwand des Geierkopf-Mehrsberg-Quarzituges (Blatt Koblenz, 5611, 1 : 25 000), den sie aber schließlich auch durchbricht.

Lahnauflaufend, oberhalb Obernhof dagegen, öffnet sich die Tallandschaft über dem nur noch 100 m tief eingeschnittenen Kastental trompetenförmig weit aufs Limburger Becken zu, treten die im Streichen entwickelten Rücken wie auch die Emsquarzitüge nach N und nach S (Blatt Katzenellenbogen, 5713, 1 : 25 000 und Blatt Schaumburg) weit auseinander.

Nördlich Obernhof indessen sind die Emsquarzitbänder zwar noch relativ dicht hintereinander von S nach N gestaffelt, ziehen aber, von einer oder zwei Ausnahmen abgesehen, nicht mehr durch. In diesem Gelände bricht der Gelbach spitzwinklig zum Streichen aus der Montabaurer Senke zur Lahn hin durch.

Bei den Durchbrüchen der Lahn zwischen Nassau und Lahnstein durch die Quarzitrücken lassen sich nun folgende Beobachtungen machen.

Es seien zunächst die Verhältnisse am „Hömberg-Lohberg-Riegel“ zwischen Nassau und Dausenau geschildert. Der Riegel ist sowohl südlich der Lahn (Eisenhölle — Lohberg) als auch nördlich (Oberstein/Hahnkopf — Hömberg — Kreuzstein — Hömberger Wald) im 380—400 m-Niveau auf nichtquarzitischem Unterdevon entwickelt. Die Lücke zwischen Lohberg und Oberstein/Hahnkopf ist nur 3 km breit. In ihr ist der 270 m hohe, südseitige Abfall zur Lahn, der Kloddersberg, morphologisch nicht mehr untergliedert; der nordseitige Abfall kann als immer noch steiler, 260 m hoher Gleithang charakterisiert werden, der (über dem Scharfenstein) deswegen eine Verflachung in 200—230 m NN besitzt, also im Niveau der HT; sowohl ober- als auch unterhalb der kurzen Engtalstrecke am Kloddersberg erscheinen auf der S-Seite (südlich Dausenau, Misselberg) sowohl die HT als auch das 300 m-Niveau in z. T. recht breiten, schotterbedeckten Terrassen. Oberhalb des Steilabfalls in der Engstrecke ist vorm Lohberg einer- und vorm Oberstein/Hahnkopf andererseits eine schmale Plattform im 340—360 m-Niveau zwischengeschaltet. Beide Plattformen sind stellenweise dicht mit Quarzen vom „Vallendartypus“ bestreut. Auf der Lahnnordseite ziehen sie sich den Hang zum Oberstein südlich Hömberg hinauf (P. 381,9) und über diesen hinüber auf seine Nordseite bis in 370 m NN hinunter. Sie sind begleitet von kaum verwitterten Devonscherben.

Am Mahlberg-Hohe Bahn-Riegel zwischen dem Ost- und dem Westteil von Bad Ems beträgt die Lücke zwischen dem beiderseitigen 380—400 m-Niveau ebenfalls nur rd. 3 km. Der Riegel ist ganz im Emsquarzit ausgebildet. Die Lücke zwischen dem Hohen Malsberg und der Hohen Bahn ist entsprechend der im Lohberg — Hömberg — Riegel gegliedert. Die HT ist auf der Nordseite in 200—230 m NN auch mit Schottern breit ausgebildet. Von dort geht es fast ohne Absatz zur Hohen Bahn in 420 m NN hinauf. Auf der S-Seite fehlt die HT; statt dessen erscheint über dem 220 m hohen, steilen Abfall zuerst ein schmaler Absatz im 300 m-Niveau und über diesem am Malsbergkopf selbst das schmale und kurze 340 m-Niveau. Schotter vom „Vallendartypus“ fehlen auf beiden Seiten, wie ebenfalls auch solche im 300 m-Niveau.

Oberhalb dieser „Emser Lücke“ setzt sich das 300 m-Niveau in einem nach S schwingenden Bogen terrassenartig flußaufwärts fort. Derselbe Bogen wird auch durch die 2 km weit nach S (Wintersberg—Neuborn) ausgreifende HT bzw. OT gekennzeichnet, wobei die HT in 200—220 m als auch die OT in 230—250 m sich durch Schotter und Terrassenfläche unterscheiden lassen. Der P. 265,4 mit dem Aussichtsturm östlich des Ostteils von Bad Ems erweist sich dabei als ein stehengebliebener Rest eines höheren Mäanderhalses (ursprünglich in 280 m NN?), der seit der Zeit der Bildung der HT von der Lahn und ihren Nebenbächen zerschlitzt worden ist.

Die durch die HT- und 300 m-Mäander gekennzeichnete kleine Landschaftskammer oberhalb der „Emser Lücke“ besitzt außer den genannten Zügen trotz genauer Suche wenig Hinweise auf eine ältere geomorphologische Vergangenheit über der pliozänen Terasse, weder in Geländeformen, noch in Sedimenten oder Verwitterungserscheinungen des Devons. Auch die Täler des Ober- und Unterbaches, die die nordöstliche, im varistischen Streichen zwischen den Emsquarzitrückten ausgebildete Fortsetzung der Landschaftskammer entwässern, sind oberhalb ihrer kerbtalformigen Engstrecken in ihren obersten Talabschnitten nur mit Andeutungen einer Weitung im 280—320 m-Stockwerk ausgestattet. Allerdings ziehen auch in diesen nordöstlichen Teil der Kammer Stücke und Absätze des 340—360 m-Niveaus hinein, die, wie bei Kemmenau, ins wenig verwitterte Devon eingekerbt sind, jedoch keine Quarzschotter tragen.

Während nun diese Kammer im Nordostteil allenthalben rechteckig von Höhen zwischen 400 und 450 m NN abgeschlossen wird, ist der kleinere Südwestteil, in den der aufgegeben Lahnmäander der 300 m-Zeit wie der OT hineinschwingt, zwar ebenfalls von Höhen im Rechteck umgeben, die aber nur auf der Eisenhölle bzw. auf dem Wolfsbusch 400—415 m erreichen, sonst aber immer wieder paßartige Einsattlungen in 320 (Mahlberg), 330 (Oberlahnsteiner Forsthaus), 340 (Löhberg) und 350 m NN besitzen, also im bzw. unterhalb des 360 bzw. 340 m-Niveaus.

Die soeben geschilderte Kammer soll nach ihrem zentralen Ort als „Dausenauer Kammer“ bezeichnet werden.

Westlich des Mahlberg-Durchbruchs öffnet sich in der Flußlandschaft wiederum eine ähnliche Kammer, die in Breite und Länge allerdings ausgedehnter ist, aber ebenfalls rechteckig durch Rücken aus Emsquarzit im varistischen Streichen eingefaßt wird. Der zentrale Ort dieser Kammer ist der alte, westliche Ortskern von Bd. Ems. Es soll daher von „Emser Kammer“ gesprochen werden. Den Nordteil der Kammer entwässert der

Ems- bzw. Kennelbach, dessen oberste Talpartien auf der S-Seite der Montabaurer Höhe, die den Querriegel der Kammer bildet, im 280—320 m Stockwerk entwickelt sind. Nach abwärts stellen sich relativ breit zu beiden Seiten des Tales die Niveaus in 280—300 m und 340—360 m NN ein. Das obere Niveau ist stellenweise mit Quarzkiesen vom „Vallendartypus“ (grob, kantig bis schwach gerundet) dicht bestreut bzw. bepakt, so westlich des südlichen Ortsausganges von Eitelborn im Verlauf der 340 m-Isohypse und 250 m nordwestlich des Vorwerkes Denzerheide in 360 m NN.

Aus der Lücke am Mahlberg schwingt ebenfalls ein durch Schotter markierter großer Mäanderbogen der HT nach N in die Emser Kammer hinein auf Eisenbach zu (Fluren Weißenstein und Mergelkraut) und wieder zurück nach S bis bei Frücht und Friedrichsseggen. Über der Prallhangseite des Mäanders ist im N und im S das 280—300 m-Niveau durchlaufend als mehr oder weniger schmales Band entwickelt.

An der „Emser Kammer“ fällt auf, daß sie nach S hin nicht durch einen Querriegel abgeschlossen wird, sondern daß vielmehr eine niedrige wannenförmige Einsattlung zwischen der Wurzel in 260 m NN (NO-Ecke Blatt Boppard) und dem Feldberg in 260 m (SO-Ecke Blatt Koblenz), die bis auf 213 m NN hinunterreicht, einen breiten und leichten Übergang zum Rhein hinüber vermittelt. Die heutige Lahn folgt diesem bequemen Weg nicht; auch die HT zieht sich bereits dem „schwierigeren“ Durchbruch zwischen dem Mehrsberg im N und dem Feldberg im S entlang. Der Feldberg, in dem sich der Emsquarzitzug des Mehrsberg-Geierkopf-Rückens fortsetzt, wird durch die offenbar junge Talanlage mit ihrem Durchbruch durch das höhere Gelände vom Rücken abgetrennt.

Es gibt keine Anzeichen dafür, daß die niedrigere Paßwanne jenseits des Feldbergs von HT-Schotter erfüllt gewesen wäre. Wohl aber findet sich auf ihrer Südseite unmittelbar westlich vom Oberhohl ein rd. 300 m langes Vorkommen von tertiären Kiesen und Sanden. Ihnen entsprechen die mächtigen Kies- und Sandlagen auf dem Mehrsberg-Geiersberg-Quarzitzug, die sich von dort breit auf Arenberg und Denzerheide zu erstrecken und dabei teils bis auf 330 m ansteigen, teils die quer zum Streichen verlaufenden Wannen im Rücken (Arzheim-Nievern, Arenberg-Fachbach, Denzerheide) in 290—300 m NN erfüllen und zusammen mit den Verebnungen in rd. 300 m NN, die ins Unterdevon eingearbeitet sind, eine leicht auf und abschwingende Fläche im pliozänen Niveau schaffen, die im nördlichen Winkel zwischen Rhein und Lahn 2 km breit und zwischen Mehrsberg und Rabenkopf bei Denzerheide rd. 5 km lang ist. Die Sedimente bestehen aus rotgelblichen, geschichteten Sanden und Kiesen, wobei die letzten teils fein-splittrige, teils grobe (bis faustgroße), oft gut gerollte Milchquarze sind. Aus einer gut aufgeschlossenen Grube nahe dem höchsten Punkt der Kiese (P. 333,4, 1,75 km westlich Denzerheide) wurde eine Probe zur Schwermineralanalyse entnommen (A₈), deren Ergebnis der Einordnung der Sedimente ins Pliozän nicht widerspricht.

Die Lagerungsverhältnisse machen es im Vergleich zu den beschriebenen Einzelheiten des geomorphologischen Formenschatzes der „Emser Kammer“ wahrscheinlich, daß sie bereits vor dem Pliozän eine bis mindestens in die heutige Höhe von 260 m NN hinunterreichende Tiefenzone gewesen ist. Daß auch deren höhere Hangteile alte Züge sind, zeigen folgende Beobachtungen; es wurde nämlich einerseits unmittelbar östlich des P. 389,0 (500 m westlich des südlichen Ortsausganges von Eitelborn) in 360—370 m NN der Emsquarzit 10 m mächtig weißverwittert und stark tonig zersetzt angetroffen und andererseits liegt genau östlich davon auf der anderen Talseite an den Basaltköpfen in rd. 300—320 m tonig zersetztes Devon.

Nimmt man nunmehr alle Beobachtungen in den „Dausenauer“ und „Emser Kammern“ zusammen, so ist auffallend, daß einerseits im Gebiet des Lahndurchbruchs selbst kein älteres Tertiär und keine tiefgründig verwitterten Stellen angetroffen werden und daß andererseits das 340—360 m-Niveau die Lahn nicht begleitet, sondern in selbständige Rücken, Riedel und Flächenreste gegliedert ist. Daran ist folgendes abzulesen. Die Lahn besitzt alle Züge eines relativ jungen Tales, das unabhängig von den älteren Strukturen, Flächen und Formen quer über diese hinweg angelegt worden ist und sich in das nach N höher ansteigende Gelände eingeschnitten hat, obwohl ihr teilweise „bequemere“, ältere Durchlässe zur Verfügung gestanden hätten.

Für einen alten Abfluß des Miehleiner Beckens nach W ergeben sich keinerlei Anhaltspunkte, sondern höchstens nur für ein Talsystem, das von W her wenigstens bis in die Emser Kammer hineingereicht hat. In der Zeit, als das 340—360 m-Niveau entstand, ist das ganze Gebiet weit überschottert worden. Dabei mögen von W und auch von O her Lücken in den die Kammern umgebenden Rücken erweitert worden sein. Es ist jedoch noch keine durchgehende Verbindung von O nach W hergestellt worden. Auch J. AHLBURG (1916, S. 293) weist ausdrücklich daraufhin, daß nichts für ein im Oligozän durchlaufendes Flußsystem im Sinne C. MORDZIOLS von W nach O spricht und daß das „Vallendar“ zu beiden Seiten der Montabaurer Höhe aus Lokalschottern besteht. Offenbar sind die Lücken erst später, nach den pliozänen Aufschüttungen bis 320—330 m NN, vom heutigen Lahnverlauf benutzt worden, wie denn dessen erste Spuren und Terrassen im pliozänen 300 m-Niveau entlang den heutigen Verlauf der Lahn und durch die Lücken hindurch feststellbar sind.

4. DIE UNTERE LAHN ZWISCHEN NASSAU UND DIEZ

Das Gelände, das sich von Nassau aus nach NO hin auf die Limburger Bucht zu öffnet, trägt einen andern Charakter; es wirkt übersichtlicher da 1) in dieser Richtung die Kammerstruktur entfällt und 2) die Höhenrücken (die von streichenden Schichten getragen werden) nach NO und O auseinandertreten. Da auch die flächenhaften Niveaus nicht unmittelbar ans Lahntal stoßen, sondern dessen Oberkante von der HT gebildet wird (ausgenommen die kurze Strecke zwischen Flußkilometer 105 und 107), gewinnt die ganze Talschaft talauf einen weiteren Charakter. Dieser wird aufs Limburger Becken zu noch dadurch verstärkt, daß sich auch die jüngeren Pleistozänterrassen mit Verbreiterungen einstellen. Verfolgt man die Höhenlage der HT-Kante und der zugehörigen Schotter, so stellt man aufs Limburger Becken zu fest, daß sie absinken, und zwar gehen die Schotter auf den Gleithängen zwischen Obernhof und Laurenburg bis 200 m (dem entspricht die obere Talkante), vom großen Mäanderbogen von Cramberg an aufwärts reichen sie jedoch bis etwa 170 m NN hinunter. Die von der jüngeren Absenkung des Limburger Beckens ausgehenden Wirkungen reichen also rd. 15 km talab (zwischen Flußkilometer 85 und 100). (Vgl. dazu auch die Untersuchung von W. LAUTERBACH, 1914, die zu denselben Ergebnissen kommt. Hier zitiert noch O. MAULL, 1919, S. 63—64.) Die Absenkungen machen sich auch in einem auffälligen Zug des Gewässernetzes bemerkbar. Bis einschließlich des Baches, der bei Geilnau in die Lahn einmündet, fließen alle Nebenbäche lahnaufwärts gegen die Fließrichtung des Hauptflusses und mit 90° gegen das varistische Schichtstreichen, also von NW nach SO, — und zwar biegen sie, je weiter lahnauf ihre Mündung liegt, umso mehr in östliche Richtung ab. Darin drückt sich der stärkere Einfluß der tektonischen Absenkung des Limburger Beckens gegenüber den gestaltenden Kräften aus, die vom Hauptfluß als Erosionsbasis ausgehen, wobei zudem die tektonische Absenkung bis in die jüngste Zeit fortwirkte.

Dies gilt jedoch nur für die nördlichen Zuflüsse; die südlichen folgen von dem Bach ab, der bei Balduinstein mündet, der südost-nordwestlichen Richtung, die einer sich auf den Hauptfluß zu entwickelnden Abdachung gemäß ist. Daß das Gebiet nördlich und nordöstlich des Baches von Balduinstein dagegen zum

Senkungsgebiet gehört, läßt sich auch an den tertiären Sedimenten ablesen, die sich am O-Rand des Blattes Schaumburg (5613, Geologische Karte 1 : 25 000) den Hang abwärts ziehen und am Geisberg nordöstlich Fachingen in etwa 160 m NN noch unter dem Niveau der HT liegen, im selben Niveau, wie sofort jenseits der Lahn die alttertiäre Landoberfläche. Diese wird über den Massenkalken faßbar, die dort als Folge der starken voroligozänen Verwitterung verkarstet und vererzt sind. (Die Dolinen und Schlotten sind J. AHLBURG — 1916, S. 264 — zufolge mit „Vallendar“ zu einer gleichmäßig über den Karst wegziehenden Oberfläche angefüllt, d. h. also verschüttet worden.) *

Mit den aufgezählten Kriterien läßt sich der tektonische Einfluß des Limburger Beckens und seiner Absenkungsbewegungen nach W hin abgrenzen, und zwar etwa auf der Linie Geilnau — Cramberg — Schaumburg. Die Verhältnisse östlich dieser Linie sollen im folgenden nicht berücksichtigt werden, da sie zum einen einer eingehenden Untersuchung unterzogen wurden (W. ANDRES 1967) und sie zum anderen die vorliegende Fragestellung nicht berühren *. Es war jedoch notwendig, zunächst von der allgemeinen geomorphologischen Situation her eine Abgrenzung des Beckens zur Gebirgsscholle, die nicht mehr von Absenkungen betroffen war, zu finden.

Westlich der angegebenen Linie nämlich sind die Formengruppen zumindest von jüngeren Bewegungen ungestört, da nicht nur HT und OT ihre üblichen Niveaus behalten, sondern ebenfalls auch die älteren Niveaus. Umso bedeutsamer scheint es nun, daß zwischen HT, OT und 300 m-Niveau sich eine Verebnung zwischenschaltet, die sich im 250—260 m-Niveau befindet und die sich von der Nassauer Weitung der Lahntalschaft aus konstant nach NO weiterverfolgen läßt. Auf ihr befinden sich beiderseits des Tälchens, das von nördlich Scheidt nach SW herunterzieht, tertiäre Kiese und Konglomerate, die teils auf der Geologischen Karte (Blatt Schaumburg) verzeichnet sind (südlich Scheidt am P. 255), teils auch nicht, wie z. B. nordwestlich des Tälchens von Scheidt. Hier liegen sie auf einer Verflachung, die mit einem Knick zum 280 bzw. 300-Niveau von Holzappel absetzt. (Auch über das höhere Niveau erstrecken sich Sedimente.) Die Kiese der unteren Verflachung sind, wie die Schotter des „Vallendartyps“ zumeist, gebleicht, hühnerei- bis kopfgroß, teils kantig, teils kantengerundet, teils gut gerollt. Wegen fehlender Aufschlüsse konnte über sie (und über die Schotter des 280—300 m-Niveaus) nichts Genaueres ausgemacht werden. Doch scheinen die oberen Kiese dem pliozänen Typus „Bubenborn“ ähnlich zu sein, wie auch die Kiese auf der gleichen Höhe östlich um Charlottenberg. Südlich der Lahn entsprechen ihnen typus- und höhenmäßig die Kiese und Sande zwischen Schönborn-Wasenbach im S und Schaumburg im N (rechter unterer Kartenrand Blatt Schaumburg).

Insgesamt ergibt sich zwischen Nassau und Schaumburg ein durchziehender Altboden, der sich auch durch entsprechende Kiese ausweist, der sich aufs Limburger Becken zu verbreitert und nach NO hin, um Steinkopf und Löwenberg herum fortlaufend Anschluß hat an ein Niveau in derselben Höhe am SO-Ausgang der Montabaurer Senke. (An dieser Stelle sei betont, daß die durchlaufende 260 m-Stufe an diesem Lahnabschnitt beobachtet wurde, bevor noch dem Vf. die bereits beschriebenen Verhältnisse an der Wied bekannt und klar waren; und jene an der Wied wurden unabhängig von dem damals noch völlig ungeklärten Zusammenhang an der Lahn gefaßt. Um so bedeutsamer dürfte die Analogie beider Gebiete einzuschätzen sein.) Wichtig scheint in diesem Zusammenhang einer sich andeutenden Alttrung zu sein, daß das Tal von Dienethal-Sulzbach (das bei Bergnassau-Scheuern ins Lahntal mündet) sich in der unmittelbaren westlich-südwestlichen Fortsetzung des angenommenen Altbodens befindet. Besteht hier ein

* Vgl. neuerdings: K.-H. MÜLLER, *Marb. Geogr. Schrift.* 58, 1973.

alter Zusammenhang, so würde sich damit nicht nur der auffällige Gewässerknoten von Nassau als alt angelegt erklären, sondern auch, daß das Tal von Dienethal-Sulzbach genau entgegengesetzt zum Lahntal gerichtet ist und aus einer eigenen, unabhängigen kleinen Landschaftskammer, die vom Miehlener Becken und von der Dausenauer Kammer durch Rücken abgetrennt ist, nach O bzw. NO gerichtet ist.

5. RÜCKBLICK AUF DIE LAHNTALUNG

Die geschilderten Verhältnisse legen den Schluß nahe, daß die alte Entwässerung aus dem Miehlener Becken in nordöstlicher Richtung erfolgt ist und sich im Bereich des heutigen Limburger Beckens mit der Entwässerungsbahn vereinigte, die dann nach NW ihren weiteren Abfluß durch die Montabaurer Senke nahm.

Während nun das 260 m-Niveau die heutige Lahn nicht begleitet — und daselbe trifft auf das 360 m-Niveau zu — hingegen das 300 m-Niveau auch an den engsten Stellen des heutigen Talverlaufs hindurchzieht, liegt es nahe, die heutige Form der Talbildung und seines Verlaufs anlagemäßig erst auf die 300 m-Zeit anzusetzen.

Auch für W. PANZER (1923, S. 37 ff.) ist der von ihm beschriebene Terrassenzug zwischen 270—300 m NN von Gießen ab flußabwärts der Beweis für die erstmalige Anlage der Lahn im heutigen Verlauf. Allerdings datiert er die Bildung dieser Terrassenflur ins Unterpliozän. Sichere Kriterien für eine Datierung lassen sich wegen der Fossilleere an der Lahn jedoch nicht gewinnen. Sie können vielmehr nur im Gesamtzusammenhang des Formenschatzes des zentralen Rheinischen Schiefergebirges mit sicheren Belegen von anderen Stellen erbracht werden.

Sowohl von O als auch von W her ergaben sich Anzeichen für ehemalige alte Talungen, die sich im Gebiet von Nassau und Bad Ems am meisten näherten. Es fällt in diesem Zusammenhang auf, daß sich im Gebiet des heutigen Durchbruches unterhalb Nassau kein präpliozänes Tertiär und kein vertontes Gelände unterhalb 340 m hat auffinden lassen, dagegen wohl ober- und unterhalb des Durchbruches, einschließlich der Nebentäler. So erweisen sich z. B. im Talgebiet des Emsbachs die „Vallendarschotter“ in 340 m NN bei Eitelborn und die Tonvorkommen auf der jenseitigen Talseite in 320 m NN als einem älteren Tal eingelagert, da sie den unter ihnen abfallenden, also älteren, Talhang bedecken. Das umlaufende 340—360 m-Niveau ist zudem nach SW hin geöffnet. Dadurch ergibt sich ein alter Tallauf nach SW. Ähnliches ist in der Dausenauer Kammer der Fall, die deswegen wohl ebenfalls ursprünglich nach W bzw. SW entwässert hat.

Den Zusammenschluß des westlichen Gebiets der unteren Lahn mit den beiden Kammern von Ems und Dausenau und dem östlichen Teil zwischen Nassau und Diez durch das weitaus jüngere heutige Lahntal über die Kammern und ihre alten Trennrücken hinweg kann man sich folgendermaßen vorstellen. Zunächst ist durch die frühe Zuschotterung eine Erniedrigung der Pässe im Bereich der Kammern vorbereitet und dann durch einen ähnlichen Vorgang im Pliozön vollendet worden. Dabei haben zunächst die nicht auf bestimmte Stellen gerichteten Zuschotterungs- und Abflußbahnen durch die dauernde Absenkung gerade des östlichen Teils des Neuwieder Beckens und der davon ausgehenden lenkenden

Einflüsse den heutigen Talverlauf herbeigeführt. In ähnlicher Weise erklärt H. LOUIS (1953) die Anlage des heutigen Moseltales über die Schwelle von Cochem hinweg. Die Betrachtung der Gesamtsituation und der noch erhaltenen Anhaltspunkte legt auch für die untere Lahn eine Erklärung in ähnlicher Weise nahe. Auch an der unteren Lahn wurden zwei ursprünglich entgegengesetzt verlaufende Abflußrichtungen außer Kraft gesetzt und über trennende Schwellen hinweg zu einem einzigen Lauf verbunden. Gegenüber H. LOUIS ist aber darauf zu verweisen, daß dieser Vorgang nicht bereits ins Oligomiozän fällt, sondern die neue Talanlage erst in relativ junger Zeit seit dem Oberpliozän sich herausgebildet hat.

So ließe sich das „Lahnproblem“, wie es O. MAULL (1919, S. 96) nennt, wohl am besten lösen. Nach ihm besteht das Lahnproblem (wie auch das des Rheindurchbruchs bei Bingen) nicht so sehr in der Frage, ob überhaupt eine Umkehrung der Abflußverhältnisse stattgefunden hat (denn daß eine alte Wasserscheide bei Weilburg noch im Pliozän bestanden hat, ist eine unbestreitbare Tatsache), sondern allein im „Wie“ und „Warum“ der Umkehrung. Die Verhältnisse liegen aber O. MAULL gegenüber doch noch etwas komplizierter, da er offenbar schon vor dem Oberpliozän bereits einen von Weilburg nach Lahnstein zum Neuwieder Becken hin durchgehenden Lahnlauf annimmt. Wie gezeigt werden konnte, mußte aber auch hier eine alte bestehende Wasserscheide, die durch die südliche Abdachung der Montabaurer Höhe gebildet wurde, noch überwunden werden.

6. DAS GELBACH-TAL

Entlang des Gelbach-Tales sind im Bereich des Blattes Schaumburg (5613) keinerlei Tertiärschotter von einer Stelle abgesehen erhalten. Die Konfiguration der Niveaus bildet das wesentliche Kriterium.

Das 300 m-Niveau erstreckt sich vom Mittellauf des Baches auf Blatt Meudt (5513) in nahezu der gleichen Breite bis auf die Höhe von Horhausen und Charlottenberg (Blatt Schaumburg; vgl. Grundkarte). Von dort flüßab scheint das Niveau plötzlich zu verschwinden. An das Sohlental in rd. 140 m NN (von größerer Breite als das der Lahn) treten fast unmittelbar zwei „Inseln“ höheren Niveaus heran: die „Charlottenberger Insel“ in 360 m und die „Windener Insel“ in 400 m NN. Die von dort abstürzenden Talhänge sind nur durch die wechselweise erhaltenen, schmalen Verflachungsreste im Niveau der HT und der OT unterbrochen. Während der Hauptrücken der „Windener Insel“ genau im Streichen verläuft, ist die „Charlottenberger Insel“ spitzwinklig zum Streichen über einzelne Emsquarzitbänder hinweg ausgebildet. Da das 360 (340) m-Niveau nur an der N- und an der S-Seite des Windener Rückens vorhanden ist, gewinnt man den Eindruck, daß das Gelbachtal auf der O-Seite die hier ursprünglich einmal zum Windener Rücken gehörende „Charlottenberger Insel“, die gerade das dort fehlende Niveau besitzt, abgetrennt hat.

Der Windener Rücken aus Emsquarzit setzt sich genau östlich des Gelbaches in der Fortsetzung seines Streichens im Emsquarzitzug des Höchst-Blickerstein-Löwenstein-Rückens mit der größten Höhe in 400—443 m NN fort. Nördlich bzw. nordwestlich dieses Zuges, öffnet sich, wie schon angedeutet, das 300 m-Niveau breit auf das Montabaurer Becken zu. Südlich des Höchst, zwischen ihm und der „Charlottenberger Insel“, befindet sich eine breite, paßartige Einsattlung im 340 m-Niveau, durch die sich das 300 (bzw. 320) m-Niveau — in der Mitte des Passes 1,5 km breit — von N nach SO zur Lahn hin erstreckt und sich mit dem die Lahn begleitenden entsprechenden Niveau verbindet. Bei Charlottenberg liegen nun bis auf 320 m NN hinauf am Sportplatz Milchquarze und erreichen damit die Höhe der tiefsten Stelle des Passes in 317 m NN. Genau in der Fortsetzung des Passes nach SO liegen südlich Holzappel am Turmplatz bei der

Höhe 302 die schon einmal erwähnten Kiese vom Bubenborn-Typus. Sie befinden sich hier auf einem kleinen Plateau in 300 m, von wo sie sich bis auf 270—280 m NN nach S. hinunterziehen.

Die Lageverhältnisse ermöglichen folgenden Schluß. Ein bereits in der oligozänen Verschüttungsphase erniedrigter Paß ist beim Höchststand der pliozänen Phase wiederum überschottert worden, wodurch die Verbindung mit der ebenfalls erniedrigten, sehr viel breiteren Kammer des 300 m-Niveaus nördlich der Emsquarzitstufe hergestellt wurde, und zwar in der Art, daß zunächst der Abfluß aus der nördlichen Kammer über den Paß nach SO ging.

Nun gibt es aber über dem steilen W-Rand der „Charlottenberger Insel“ das 320 m-Niveau ebenfalls — und zwar nur dieses — als durchziehende oberste Leiste bzw. als Kette von Verebnungsresten. Das weist darauf hin, daß der unmittelbare, steile Durchbruch des Gelbach-Unterlaufs zur Lahn hin von der von südwestwärts her arbeitenden Erosionsbasis der Lahn aus nach dem ersten Anschluß durch den Charlottenberger Paß noch auf dem 320 m-Niveau angelegt wurde, so daß, nachdem dieser Durchbruch festlag, die alte Paßweite zwischen Charlottenberg und Horhausen verlassen wurde und damit seitdem die „Charlottenberger Insel“ entstanden war. Für die Entstehung des Gelbachdurchbruchs wird somit sehr viel stärker auch durch die Sedimente der Vorgang nahegelegt, der für den Durchbruch der Lahn zwischen Nassau und Dausenau hergeleitet wurde, nämlich die Überwältigung einer alten Wasserscheide durch zunehmende Überschotterung von zwei Seiten her entlang älterer tieferer Kammern. Beim Gelbach sind es daher die Kammern von Scheidt im SO bzw. von Weinähr im SW und die von Rupperod im N, die alle einen auffälligen Weitencharakter im tiefern Niveau besitzen. (Demnach hat die weite Kammer nördlich und nordwestlich des Emsquarzitstufes ursprünglich direkt zur Montabaurer Senke und damit zum alten „Diagonaltal“ des Wied-Holzbach-Systems entwässert.)

Die in Kapitel IV, 4 bereits formulierte Ansicht über die junge Entstehung des Gelbaches mit ebenso junger Entwässerung nach S bzw. SW hat auf die beschriebene Weise erst in den unmittelbaren Zusammenhang mit dem heutigen Lahn-system gebracht werden können.

7. DAS DÖRSBACHGEBIET UND DER SW-RAND DES LIMBURGER BECKEN

Nahezu dem Gelbach genau gegenüber mündet der Dörsbach von S her in die Lahn. Sein Lauf ist bemerkenswert wegen einer Reihe scharfer Knicke der Lauf-richtungen. Tertiäre Ablagerungen, die die Geschichte der Laufentstehung lückenlos zu belegen imstande wären, fehlen mit wenigen Ausnahmen; sie liegen alle über 330 m NN und sind somit älter als das 300 m-Niveau. Dieses Niveau ist aber gut ausgeprägt, und zwar im ganzen Talverlauf von der Mündung bis hinauf zum Ort Katzenellenbogen (Blatt 5713), von wo das Tal auf über 7 km Länge breit wannenförmig in der Höhe des 280—320 m-Stockwerks selbst ausgebildet ist. (Vgl. dazu auch Blatt Kettenbach, 5714, 1 : 25 000.)

Von einem Durchbruch zur Lahn hin kann im Unterlauf keine Rede sein, da das Tal von etwa der Untermühle südwestlich Attenhausen in die relativ breite Fläche des 300 m-Niveaus eintritt, das hier gewissermaßen aus dem Miehleiner

Becken nach O herüberzieht und dieses nach O hin erweitert. Die eigentliche Fortsetzung des Dörsbachunterlaufes gebirgseinwärts in der direkten Verlängerung des Unterlaufs selbst ist das Tal des Hasenbaches. An dessen Einmündung in den Dörsbach befindet sich der erste Knick des Dörsbaches (von der Lahn aufwärts gesehen); oberhalb des Knickes verläuft der Dörsbach auf der Strecke Katzenellenbogen — Attenhausen ungefähr west-östlich. In diesem Laufabschnitt macht er, von Katzenellenbogen gesehen, einen Durchbruch quer zum Streichen durch höheres Gelände, das auf der Nordseite aus der größeren „Kördorfer Insel“ im 340—360 m-Niveau, auf der Südseite, im Rother Rücken, aus dem 400 m-Niveau besteht. („Kördorfer Insel“ und Rother Rücken liegen analog zueinander wie „Windener Insel“ und „Charlottenberger Insel“ mit denselben Höhenverhältnissen.) Im Durchbruch ist auf der Seite des Rother Rückens das 360 m-Niveau als Leiste und in Verflachungsresten vorhanden, auf der Seite der „Kördorfer Insel“ vor allem das in 340 und in 300 m (nicht 320 m). Auch hier werden somit die niederen Altflächen durch das jüngere Tal von der höheren Altfläche getrennt. Die Talanlage ist wegen der Ausbildung des 300 m-Niveaus statt des wohl jüngeren 320 m-Niveaus als etwas älter anzusehen als die des Gelbaches. Für die Talanlage bzw. Talüberformung in dieser Zeit spricht auch die lange Strecke des Verlaufs des weiten Talbodens im 280—320 m-Bereich genau oberhalb des Durchbruchs zwischen Katzenellenbogen und Eisighofen, wovon schon die Rede gewesen ist.

Wie schon erwähnt, setzt der Durchbruch unterhalb Katzenellenbogen (genauer: bei Ergeshausen) ein. Nach N, über Ergeshausen und Klingelbach, ist nun ein Paß zu sehen, der, bis auf unter 330 m NN erniedrigt, einen bequemeren Durchlaß nach N geboten hätte. Auf diesen Durchlaß hin ist das Tal oberhalb Katzenellenbogen genau gerichtet. Der Durchlaß befindet sich in der genauen Verlängerung dieses Talabschnitts nach NW. Wo das heutige Tal die Richtung dieser Verlängerung verläßt, knickt talauf, von der Mündung her gesehen, das Tal zum zweiten Mal scharf ab. Im Paß nun bzw. zu seinen beiden Seiten kommen mächtige Lagen von Milchquarzen vor, und zwar einmal östlich Kördorf, unmittelbar auf der östlichen Abdachung des 360 m-Niveaus in 345 m NN und ein andermal am Kahlberg nordwestlich Klingelbach in 330 m NN. Beide Male handelt es sich um teils grobe, teils feinstengelige, immer kantige, bzw. nur schwach kantengerundete, reine Milchquarze in dichter Packung von gelblicher bzw. weiß-gelblicher Färbung. Die Schichten waren in einer ehemaligen Kiesgrube noch zugänglich. Innerhalb der Kiese lagen weiße Tone; es waren auch bröcklig-weiche Devon-scherben aufgeschlossen, die die Lage der alten Landoberfläche hier andeuten. Die Schichten tragen insgesamt einen Charakter, der, wie bisher immer wieder festgestellt wurde, für das 340—360 m-Niveau kennzeichnend ist. Jenseits des Passes, beiderseits des heutigen Rupbaches, erblickt man eine nach N und NO trichterförmig sich breit öffnende Talschaft mit breiter Verebnung im 300-Niveau; sie kann auch hier als ein Indiz dafür gewertet werden, daß ehemals eine entsprechende „Tasche“ im Altrelief vorhanden gewesen ist.

Die Lage der Kiese in bezug auf die beschriebene Konfiguration des Geländes beiderseits des Passes läßt darauf schließen, daß ein Altrelief, das eine im ganzen von S nach N gerichtete Tiefenlinie auf das Limburger Becken hin besaß, im Oligozän aufgeschottert worden ist, eine Tiefenlinie, die sich über den Paß nach S bzw. SO gebirgswärts in den Taunus hinein erstreckt hat. Diese alte Rupbach-Dörsbach-Entwässerung ist durch die Neuanlage der Täler im 300 m-Niveau gekappt worden.

Die Bedeutung der 300 m-Zeit für die Talanlage drückt sich auch in dem langen Talabschnitt oberhalb Katzenellenbogen aus, auf dessen breite Wanne im

280—320 m-Bereich schon hingewiesen wurde. Bedeutsam erscheint dabei, daß dieser Formenzug gerade den Teil prägt, der in der Fortsetzung des eben beschriebenen Passes liegt und in dem auch — unterhalb des 340—360-Niveaus und oberhalb des 280—320 m-Niveaus — eine breite alte Talform erhalten geblieben zu sein scheint (Blatt Kettenbach, 5714, 1 : 25 000).

Ein Stück der alten Landoberfläche mit verwittertem und vererztem Devon befindet sich im Bereich der alten Talwanne bzw. ihres Hanges in 345—355 m Höhe. Dieses ältere Tal ist in der oligozänen Verschüttungsphase zugedeckt worden. Der ganze Hang ist nämlich in 350—370 m NN auf der O-Seite des Tales zwischen Allendorf und Eisighofen weit über die auf der Geologischen Karte verzeichnete Ausdehnung hinaus oft sehr dicht mit Milchquarzen bepackt. Die Quarze sind selten gerollt; zumeist handelt es sich um zum kleineren Teil große, zum überwiegenden Teil um stengelige kleine Stücke. Sie liegen unmittelbar über dem unverwitterten Devon, wie die entsprechenden Scherben andeuten. Am Sandkopf, nahezu östlich Allendorf, reichen sie bis 400 m NN hinauf. In 380 m war in den Sandkopfschichten ein Aufschluß zugänglich. Über unverwittertem Devon lagen gut geschichtete Kiese mit Lagen weißen Tons dazwischen. (Der weißliche Ton tritt übrigens bei den eben beschriebenen Milchquarzen am östlichen Hang des Dörsbachtals auf.) Die Kiese sind zum kleineren Teil groß und gerundet, zum großen Teil klein und splittrig. Die Färbung ist gelblichweiß. (Von oben her sind sie etwa 50 cm tief verbraunt.)

Die beschriebenen Vorkommen gehören somit dem „Vallendartypus“ an. Nach N erstrecken sie sich über Steinkopf, Ergenstein, Hühnerkopf bis zum Tannenkopf (Geologische Karte Blatt Limburg, 5714, 1 : 25 000) rd. 7 km weit und bedecken dabei zwischen 380 und 410 m NN die höchsten Punkte des Rückens, der das Dörsbachgebiet morphographisch vom Limburger Becken trennt. (Vgl. auch K.-H. MÜLLER.)

Die Überschotterung des ganzen Rückens und des Tales mit Sedimenten aus der oligomiozänen Verschüttungsperiode zeigt an, daß dieser Rücken eine alte Wasserscheide gewesen ist, die zwischen dem Gebiet des Lahntaunus und dem heutigen Limburger Becken ebenso wie heute noch schon im Oligozän bestanden hat. Der Rücken bildet auch heute wieder auf der SW-Seite des Beckens seine dortige Begrenzung; er ist offenbar als Ganzes tektonisch nicht verändert worden, wie die gute Übereinstimmung von Sedimenten und Niveaus vom Höchsten des Rückens bis zum Dörsbachtal hinunter zeigt. Die tektonische Bruchlinie ist daher erst östlich des Rückens zu vermuten. Zunächst ist aber wichtig, in dem Rücken eine alte, trotz der Verschüttung wieder aufgedeckte Wasserscheide ansprechen zu können.

Der Rücken dacht sich nämlich nach S vom Sandkopf über den Galgen- und den Schnepfenkopf bis auf 328 m NN östlich Reckenroth ab, um dann wieder rasch zum 360 m-Niveau und von dort bis zur Muhl auf 408 m im S der Einsattlung anzusteigen. Dadurch entsteht zwischen dem 360 m-Niveau im N am Galgenkopf und dem genannten im S ein fast 2 km breiter Paß, der damit einerseits dieselbe Breite besitzt wie das Dörsbachtal zwischen den entsprechenden Niveaus, andererseits den Talzug Eisighofen-Katzenellenbogen mit dem Paß zwischen Katzenellenbogen und Kördorf in nahezu derselben südöstlichen Richtung fortsetzt. Etwa auf der Höhe der tiefsten Stelle des Passes biegt bei Reckenroth das Tal wiederum mit einem Knick von fast 90° nach SW ab. Die Talsohle der Knickstelle liegt nur 5 m unter dem tiefsten Punkt des Passes unmittelbar östlich davon.

Nur 1 km östlich dieses obersten, letzten, auffälligen Knickes des Dörsbaches hat der Aarbach sich aber rd. 130 m tiefer in einem Tal mit steilen Hängen eingekerbt, und zwar derart, daß sich zu beiden Seiten des Tales von etwa der Sandersmühle an aufwärts die Höhen um 360 — 400 m eng zusammenschließen. Nach SO indessen öffnet sich im Bereich des Michelbachtals bis nach Holzhausen über Aar eine breite Mulde im 300—320-Niveau, die nach SO und NO ringsum vom 360 m-Niveau abgeschlossen wird.

Das Aarbachtal nun wird von etwa Schiesheim im N vom 300 m-Niveau nach S breit begleitet; das Niveau ist ebenfalls breit beiderseits der Täler der Nebenbäche und den Tälern nach aufwärts folgend ausgebildet. Das gilt vor allem für die Täler der langen östlichen Zuflüsse; die westlichen Nebenbäche sind dagegen steil und kurz; die durch diese Anordnung entstandene Asymmetrie des Gewässernetzes fällt auf. Ebenfalls von der Sandersmühle ab nach S aufwärts wird beiderseits des Aarbaches das 300 m-Niveau jedoch sehr schmal, ist aber noch bis zum Umlaufberg von Adolfseck über 8 km Tal-länge nach aufwärts zu verfolgen, während es am Dörsbach bereits ab Katzenellenbogen verschwindet.

Von Reckenroth aufwärts wird das Dörsbachtal fortgesetzt durch eine „untere Muschel“ beim Ort Laufenselden mit dem Tiefsten der Muschel in 360 m NN und einer „oberen Muschel“ mit dem Tiefsten in 400 m NN bei Huppert. Die untere Muschel weist auf den Riedeln zwischen den Quellästen noch das 400 m-Niveau auf. Beide Muscheln zusammen werden von Rücken in 450—550 m NN halbkreisförmig abgeschlossen (Blätter Katzenellenbogen, 5713, und Nastätten, 5813, 1 : 25 000).

Die Schilderung der morphographischen Situation rings um die größte Annäherungsstelle zwischen Dörs- und Airbach ist damit abgeschlossen. Die Situation legt es nahe zu folgern, daß eine alte Hauptentwässerungsader durch die junge, auf dem 300 m-Niveau angelegte Erosion des heutigen Aarbaches von seinem ursprünglichen Oberlaufgebiet gekappt wurde, wobei der oberste heutige Dörsbach ein altes Seitental der Hauptentwässerungsader war. Offenbar kam ein anderer Zufluß aus dem Gebiet des Michelbaches, ein weiterer aus dem des heutigen Aarbaches, die sich in der Nähe des Passes von Reckenroth zu einem Gewässerknoten vereinigten und dann der breiten Talwanne des Dörsbaches zwischen Eisighofen und Katzenellenbogen abwärts folgten. Durch diese Annahme werden die Verhältnisse an der Näherungsstelle beider Bäche am besten erklärt.

Als erster und, wie es scheint, bisher einziger hat K. OESTREICH (1927, S. 137—140) auf die merkwürdige Situation an dieser Stelle aufmerksam gemacht. Er faßte die Täler auf als einer alten Peneplain in 400 m zugehörig, wobei er die Decke von Quarzschottern am Sandkopf östlich Allendorf als Schotterreste dieser Peneplain und des damaligen Flußsystems betrachtet. Die heutige Situation sei dadurch entstanden, daß ursprünglich ein Tal (d. h. das oberste Dörsbachtal) zur Aar verlief, dieses aber von der Lahn und deren Nebenbächen (d. h. unterer und mittlerer Dörsbach) angeschnitten worden sei, wobei die Schotter wie auch die alte Landoberfläche zerstört worden seien.

Diese Erklärung ist der oben gegebenen fast genau entgegengesetzt; denn das alte Tal ist das Dörsbachtal zwischen Katzenellenbogen und Reckenroth in einer ursprünglich wellig-kuppigen Landschaft; die „Peneplain“ in 400 m ist jünger als dieses Altal, und die Zerschneidung und Anzapfung erfolgt in der noch jüngeren 300 m-Zeit, und zwar nicht vom unteren Dörsbach aus, sondern vom Aarbach her.

Die vorgetragene Deutung geht allein vom Formenschatz aus. Weitere Indizien, vor allem sedimentärer Art, fehlen; doch darf die Erklärung allein aufgrund des Formenschatzes als gesichert gelten, nachdem die Tragfähigkeit wegen der immer wieder geprüften Zuordnung der Formenstockwerke als erwiesen gelten darf.

Sedimente stellen sich erst aarabwärts ein. Ihnen und der Frage der Anzapfung gilt im folgenden Abschnitt die besondere Aufmerksamkeit.

8. DAS AARBACHTAL OBERHALB HAHNSTÄTTEN

Die tertiären Sande, Kiese und Tone des Limburger Beckens ziehen sich z. T. ohne Unterbrechung über die Hänge auf die Randhöhen des Beckens beiderseits des Aarbaches im SW hinauf; dort haben sie ihre südlichste Verbreitung rings um die Platte (333 m) bis dicht nördlich Kettenbach hin. (Vgl. Blätter Limburg, 5714, und Kettenbach, 5814, der Geologischen Karte 1 : 25 000; ferner Grundkarte.)

Dabei lassen sich zwei verschiedenartige Schotter trennen.

Der erste Typus besteht aus rötlichen Sanden und Kiesen. Die Kiese sind ihrerseits aus reinen Milchquarzen zusammengesetzt, sowohl fein-splittrigen als auch gröber und gerollten Charakters. Der ganze Habitus entspricht den Kiesen vom Hof Bubenborn und damit dem Pliozän. Diese Kiese bedecken größere Teile des westlichen Aartalanges zwischen Hahnstätten und Rückershäusen in Höhen zwischen 200 und 280 m NN. Die HT- und OT-Stufen in 200 und 220—240 m NN sind in sie eingearbeitet. Auf der östlichen Seite sind die Kiese westlich der Platte nordöstlich Kettenbach zwischen 290 und 325 m NN dicht gepackt, und zwar jeweils bis an den Rand der 300-Verebnung, d. h. also nicht so weit, wie die Geologische Karte sie verzeichnet. Der einzige gute und frische Aufschluß war in der Höhe 332 an der Platte zugänglich. Über der Grubensohle in NN waren die rotgelblichen Kiese mit weißen Tonen horizontal geschichtet. Die Kiese bestanden aus wenigen mürben Sandstein- bzw. Quarzitzeröllen, groben gut gerollten Milchquarzen und kleinen splittrigen Stengelquarzen. Über den Schottern folgten 1—2 m gelbbraunen Gehängeschutts mit Quarzen, Sanden, Tonen und Bröckchen von unverwittertem Schiefer. Das Liegende war hier nicht aufgeschlossen, bestand aber an der entsprechenden Verflachung am nördlich gegenüberliegenden Wehrholz aus unverwittertem Devon. Auf der westlichen Talseite wurde dagegen an der Grube nördlich Mudershausen in 230 m NN leuchtend gelbrot verwitterter Devonschiefer von tonigbröcklicher Natur beobachtet, dem, der Geologischen Karte zufolge, hier die Kiese aufliegen. (Diese Verwitterungsrinde scheint hier die Ablagerungsoberfläche der Kiese zu bezeichnen. Da bisher von der oligozänen bzw. präoligozänen Landoberfläche nur weißtonig verwitterte Reste bekanntgeworden sind, könnte es sich hier auch um den Rest einer pliozänen Verwitterungsoberfläche handeln.)

Der zweite Typus der Schotter ist auf der östlichen Talseite oberhalb von 330 m NN aufgefunden worden. Er besteht aus weißgebleichten, kantigen gröberen und feineren Milchquarzen. Sie wurden auf dem Wehrholz (P. 332,7) beobachtet und südlich des Rödder in 340 m NN auf der Hälfte des Weges von der Platte zum Dorf Panrod. (Diese beiden Vorkommen sind auf der Geologischen Karte 1 : 25 000 nicht verzeichnet; dagegen konnten die dort eingetragenen östlich der Platte bis 350 m NN nicht festgestellt werden; es fanden sich dort nur Scherben kaum angewitterten Devons.) Entsprechend den Lageverhältnissen können die Kiese dieses zweiten Typs als „Vallendar“ angesprochen werden.

Während nun auf der O-Seite des Tales die Niveaus und die Schotter in der gewohnten Weise angeordnet sind, ist dies offenkundig auf der W-Seite nicht der Fall.

Die extreme Tiefenlage des Pliozäns zum einen (Sportplatz Hahnstätten bis unter 220 m NN hinunter) und die „normale“ Lage der Kiese desselben Typs am selben Hang 80—100 m darüber zum andern (z. B. nördlich der erwähnten Grube bei Mudershausen oder auch südlich Mudershausen an der Höhe 280) sprechen dafür, daß die Kiese aufgeschottert wurden, während gleichzeitig der Hang aufs Aarbachtal zu tektonisch absank. Es läßt sich dazu ferner anführen, daß auf der westlichen Talseite das 300 m-Niveau zwischen Hahnstätten und Hausen als eigentliche Terrasse fehlt. Erst südlich davon lassen sich die Niveaus in 300, 320 und 280 m als Terrassenformen durchlaufend im gleichen Niveau erkennen. Nördlich davon ist gelegentlich das 320 m-Niveau durch einen Hangknick angedeutet. Statt der anderen unteren Niveaus des Stockwerks stellen

sich vielmehr relativ lang hinabziehende Hangschleppen ein, die im Bereich der beiden Stufen sich auf z. T. über 1 km Länge zur HT hin abböschten. Diese langen Hangschleppen an Stelle sofort oberhalb gut ausgeprägter Stufen scheinen ein Merkmal für tektonische Abbiegung während der Bildungszeit der Niveaus zu sein. (Vgl. zur Frage der tektonischen Bedeutung solcher Hangschleppen auch J. BIRKENHAUER, 1971a.)

Der auffällige Gegensatz zwischen den beiden Talseiten macht es wahrscheinlich, daß das Aartal hier einer vom Limburger Becken ausgehenden Verwerfung zwischen Hahnstätten und Kettenbach folgt, also genau auf die Stelle hin, von der das alte Tal aus angezapft worden ist. Die alte Wasserscheide auf dem westlichen Rücken und die vom Aarbach bezeichnete junge Abbiegung akzentuieren gegenseitig die alte und die neuere SW-Grenze des Limburger Beckens.

Die Verwerfung (bzw. auch Abbiegung) scheint im Aarbachtal auch durch Mineralquellen angedeutet zu werden. Im Pleistozän war sie anscheinend nicht mehr wirksam, wenigstens nicht zwischen Hahnstätten und Kettenbach, da die OT- und HT-Stufen hier im „normalen“ Niveau verlaufen. Nördlich Hahnstätten dagegen sind auch sie auf der W-Seite um 20—30 m abgesenkt (vgl. W. ANDRES 1967 S. 33—35, 39—43: Das von ihm festgestellte Niveau in 180 m kann einwandfrei an die HT der Lahn angeschlossen werden.)

Die SW-Seite des Limburger Beckens kann demnach tektonisch etwas westlich der Linie Diez-Michelbach bestimmt werden; morphologisch wird sie von der westlich dieser Linie liegenden, schon im Oligozän nachzuweisenden Schwelle des Sandkopf-Tannenkopf-Rückens markiert.

Dem südwestlichen, offenbar nur im Pliozän bewegten Zipfel des Limburger Beckens befindet sich östlich der Aar zwischen Zollhaus und Kettenbach ein Gebiet gegenüber, in dem randlich über der Aar zwischen dem gut ausgebildeten Niveau in 300 m und dem der OT in 240 m ein recht breiter Absatz in 260 m NN eingeschaltet ist, den man auch am Aubachtal entlang östlich Kettenbach bis zum Fraurot (hier 500 m breit) verfolgen kann. Die Oberfläche dieser durch deutliche Hänge nach oben und unten abgesetzten Stufe ist von kaum verwitterten Devonscherben bestimmt; doch auch splittrig-stengelige Milchquarze sind hier anzutreffen. Es scheint sich somit hier wiederum ein Altboden anzudeuten, der anzeigt, das etwa aus dem Gebiet von Strinz-Margarethä und Strinz-Trinitatis ein altes Tal abgekommen ist. Da das Talgebiet des Aubaches und seiner Nebenbäche auf die beiden genannten Orte zu von den höheren Niveaus eingerahmt und abgeschlossen wird, wird die Wahrscheinlichkeit dafür noch größer. Wenn dem so ist, dann kommt dem folgende Bedeutung zu.

Das Gebiet östlich der Aar ist im bezeichneten Umfang nicht in die Bewegungen des Limburger Beckens einbezogen worden; dieses keilt vielmehr spitz-trichterförmig bis etwa Kettenbach westlich der Aar aus, wobei die Abbiegungen sich auf einen 1—2 km breiten Streifen beschränken und im Pliozän abgeschlossen sind. Von der tektonischen Linie geleitet, hat sich die untere Aar im Bereich eines alten, im ganzen von SO nach NW ziehenden Tales ausgebildet und sich dort nach der 300 m-Zeit verstärkt eingeschnitten, während die untere Aar zur 300 m-Zeit, vom stärker sich absenkenden Gelände der Erosionsbasis her, nach aufwärts-rückwärts bei Michelbach auf dem Höchststand der Verschüttung in 320 m die paßartige Schwelle im 340—360 m-Niveau zwischen den Altälern des Au- und des Dörbachgebietes endgültig überwältigt und das letztere dabei angezapft hat. Oberhalb des Durchbruchs und Engtals zwischen Kettenbach und Hohenstein

(Blatt Schwalbach, 5814, 1 : 25 000) besitzt der Talzug der Aar wieder eine Richtung von SSO nach NNW. In ihrer nach NNW verlängerten Fortsetzung befindet sich das Dörsbachtal zwischen Reckenroth und Katzenellenbogen. Entsprechend den bisher entwickelten Vorstellungen könnte der Oberlauf des heutigen Aartaes sehr wohl den alten Oberlauf des Dörsbaches bilden. Dazu paßt, daß die Altniveaus in 340/360 und 400 m NN das Aartal nach aufwärts begleiten, wodurch die ganze Talschaft trogartig in die sie völlig umschließenden Rücken ab 440 m NN und höher eingelassen ist. Die Tatsache, daß die beiden Altniveaus in dieser Weise vorhanden sind, deutet darauf hin, daß das Aartal hier tatsächlich eine alte Reliefform darstellt. Durch sich gegenüberliegende, das Tal zangenartig einengende „Sporne“, die von den umgebenden Höhenrücken auf beiden Talseiten aus aufs Tal zu gerichtet sind, gliedert sich die Talschaft in einzelne größere Kammern, wie die von Bleidenstadt und Wehen im Oberlauf und die von Hohenstein-Breithardt und Bad Schwalbach talab. In diesen Kammern sind die beiden Stockwerke der Altniveaus breiter ausgebildet, vor allem auch das in 340/360 m, wodurch die Kammern recht geräumig wirken.

In der Kammer von Hohenstein-Breithardt nun ist das einzige Tertiärvorkommen im oberen Aarbachgebiet erhalten geblieben. Es befindet sich südwestlich Hohenstein zwischen den Punkten 384,6 (Wolfskaut) und 394,2 und bedeckt darunter einen Althang zwischen 370 und 400 m NN. Es handelt sich um Ton und tonigen Sand. Dieses Tertiär ist somit ein weiterer Zeuge sowohl für den Verschüttungsvorgang als solchen bis in 400 m NN tief in den Taunus hinein als auch für die Auffassung, daß die heutige Talschaft in ihren Grundzügen bereits auf ein Altal zurückgeht.

9. ABSCHLIESSENDE BEMERKUNGEN ZUR ENTWICKLUNG DES GEWÄSSERNETZES IN DER WESTLICHEN LAHNMULDE

Versucht man, die an den verschiedenen Talschaften des unteren Lahngebiets gewonnenen Anschauungen zu verknüpfen, so ergibt sich folgendes Bild.

Von einem die Lahn begleitenden „Trog“ aus Altflächen oberhalb 300 bzw. 320 m NN kann nicht gesprochen werden. Ein eigentlicher Trog, der sich deutlich im bildhaften Sinne des Wortes im Relief hervorhebt, existiert nur für das 300 m-Stockwerk. (Einen guten Blick darauf erhält man z. B. von der Straße von Bad Ems nach Montabaur oberhalb von Welschneudorf.) Wenn irgendwo von einem Trog — und von einem Lahntrog im besonderen — gesprochen werden kann —, dann hier. Die darüberliegenden Niveaus können demgegenüber nur inselhaft festgestellt und zusammengesetzt werden. Dagegen folgen sie auffälligerweise den größeren Nebentälern auf der S-Seite der Lahn diesen nach aufwärts, fehlen in dieser Form auf der Nordseite im Gelbachgebiet, sind aber im Emsbachgebiet wieder bis in die Montabaurer Höhe hinein gut ausgebildet. Wo immer sie in dieser schmal in die oberen Talabschnitte hineinziehenden, von noch höheren Rücken umgebenen und durch diese nach aufwärts abgeschlossenen Weise auftreten, ermöglichen sie es, alte Talfurchen festzulegen. Wo immer dies nicht der Fall ist, liegen, wie an der unteren Lahn oder im Gelbacheinzug, — kompliziertere

Verhältnisse vor, die erst aufgrund der entschiedenen Veränderungen seit der pliozänen Verschüttungsphase entstanden sind.

Was nun die alten Talfurchen angeht, so lassen sich auf der Nordabdachung des Taunus zwischen dem Limburger Becken bzw. der Idsteiner Senke im O und dem Miehlener Becken im W vier solcher Furchen feststellen, und zwar sind es neben der ausführlich beschriebenen Aar-Dörsbach-Furche (auf der Linie Bleidenstadt — Hohenstein — Katzenellenbogen — Rupbach) die des Au- und des unteren Aarbaches im O davon (Linie Strinz-Margarethä — Hahnstätten), sowie die des Hasen- und unteren Dörsbaches und die des Mühlbaches (Linie Stüth — Miehlen) im W davon. Bei allen vieren ist auffällig, daß der Abfluß der Täler nach NW, quer zum varistischen Streichen, gerichtet war; erst im Gebiet der heutigen Lahn war jedoch im Streichen eine Sammelader nach NO hin ausgebildet.

Über eine längere Entfernung hinweg macht sich das Streichen in der Talanlage sonst nur bei der oberen Aar zwischen Bleidenstadt und Wehen bemerkbar, wo den hohen und breiten Taunusquarzitrückén ein breiter Ausraum subsequenzartig auf der N-Seite begleitet. (Diese Erscheinung setzt sich nach WSW im Dornbach-Wisper-Gebiet fort, jenseits einer Schwelle in 460—500 m NN. Schon O. MAULL — 1919, S. 64 — weist auf die „merkwürdige subsequente Längstalfurche Wispertal — oberes Aartal“ hin.) Die Höhenverhältnisse um die Ausraumzone herum sowie die zwischen den Talfurchen lassen erkennen, daß es sich nicht nur um alte fortbestehende Züge des Reliefs handelt, die nie von einer Verschüttung überwältigt werden konnten, sondern auch, daß die Wasserscheiden nördlich des Rheintaunus seit mindestens dem Oligozän in ihren wesentlichen Grundzügen festgelegen haben müssen. Dasselbe gilt auch von der hohen Wasserscheide auf dem Rheingautaurus selbst.

Wenn nun die alten Talfurchen von dort nach NW verlaufen, so dürften sie darin in eben solchem Maße die alte, dem varistischen Bau der sog. geologischen Lahnmulde angepaßten Abdachung ausdrücken.

Abschließend sei noch auf die alte Auffassung von J. AHLBURG (1916) eingegangen. Er glaubt, an der Wende Plio-Pleistozän zwei ursprüngliche Flußsysteme feststellen zu können: eines, das das Gebiet östlich des Limburger Beckens nach O entwässerte, und eines, das einschließlich der Zuflüsse des Limburger Beckens nach W ging (a. a. O. S. 271). Indessen: Einer frühen, direkten Entwässerung nach W im Oligozän, etwa im Verlauf der heutigen Lahn, widersprechen die Beobachtungen J. AHLBURGS selbst, daß nämlich die Montabaurer Höhe eine alte Hauptwasserscheide gewesen sein muß, da die „Vallendarschotter“ östlich und westlich in einer typischen Lokalfazies ausgebildet sind. (Ähnlich ja auch H. D. Pflug, 1959, S. 58.) Deswegen lehnt J. AHLBURG auch die Ansicht C. MORDZIOLS ab, der einen „Vallendarstrom“ von Koblenz über Limburg nach Gießen hin angenommen hatte. Eine Entwässerung östlich der Montabaurer Höhe zum Limburger Becken, von dort durch die Idsteiner Senke nach S zum Mainzer Becken scheint ihm (J. AHLBURG, a. a. O. S. 290—293) wahrscheinlicher zu sein. Interessant sind auch seine folgende Beobachtungen. Der Massenkalk des Limburger Beckens und seiner Umrahmung ist im frühen Tertiär stark verkarstet (riesige Trichter und Schlotten) und intensiv verwittert. Die daraus resultierenden Manganeisenerze überziehen sowohl die Senken als auch die Buckel zwischen ihnen. Darüber lagern die Tone, Sande und Schotter des „Vallendars“ und füllen alles zu einer gleichmäßigen Ober-

fläche auf. (a. a. O. S. 284) An dieser Beobachtung zeigt sich wiederum, daß das „Vallendar“ erst nach Abschluß der Periode intensiver Verwitterung abgesetzt wurde und daß es ein Altrelief verschüttet hat.

Was nun die Frage eines Abflusses des „Vallendarstromes“ nach S durch die Idsteiner Senke angeht, so ist auf J. BIRKENHAUER 1971 a zu verweisen.

Für das Pliozän stellt J. AHLBURG ebenfalls wie wir erstmalig einen von O nach W durchlaufenden Hochtalboden mit den zugehörigen Schottern zwischen Schaumburg und Singhofen bei Nassau fest (a. a. O. 318—319).

VI. DIE DURCHBRÜCHE DURCH DIE QUARZITZÜGE DES HUNSRÜCK ZWISCHEN KIRN UND BINGEN, DAS HUNSRÜCK-TAUNUS-VORLAND UND DAS MAINZER BECKEN

1. ANSCHLUSS AN DEN BISHERIGEN UNTERSUCHUNGSGANG

Das südliche Mittelrheintal verläuft nahezu senkrecht zum varistischen Streichen und besitzt darin eine Parallele mit den Talfurchen des westlichen Lahn-Taunus (Mühlbach, Hasenbach, Dörsbach-Aar, Aar-Aubach). Bei der Rekonstruktion der Entwicklung ist man stark auf die Indizien geomorphologischer Art angewiesen. Nach allem, was in den vorangehenden Abschnitten darüber ausgemacht werden konnte, bieten sich die Niveaus in 360 und 400 m als Zeugen für alte Entwässerungsbahnen an. Das gilt insbesondere für das 360 m-Niveau; sofern es gleichmäßig umschließend oder fort- und durchlaufend ausgeprägt ist und dadurch geeignet ist, geschlossene frühere Einzugsbereiche zu bezeichnen (aber auch Lücken oder paßartige Einsattlungen darin sind aufschlußreich gewesen).

Um bei den Quertälern in Hunsrück und Taunus nicht von einem einzigen Durchbruchstal aus urteilen zu müssen, ist es als zweckmäßig angesehen worden, andere Täler, die den Quarzitzug queren, mit einzubeziehen. Das sind vor allem folgende Täler: der Kyr- bzw. Hahnenbach, der bei Kirn in die Nahe mündet, der Simmernbach, der bei Martinstein mündet, der Guldenbach mit der Mündung bei Bretzenheim in die Nahe und schließlich der Bereich der Idsteiner Senke. Es handelt sich in allen diesen Fällen um Täler bzw. Senken, die die höchsten Gebiete des Hunsrücks und des Taunus queren.

Erweitert man die Untersuchung in dieser Form, so müssen notwendigerweise, um die Beziehungen feststellen zu können, das Nahegebiet zwischen Kirn und Bingen wie auch das Mainzer Becken hinzutreten. Das bietet aber auch die Möglichkeit zu dem Versuch, 1) die geomorphologische Entwicklung des zentralen Rheinischen Schiefergebirges mit der geologischen Entwicklung des Mainzer Beckens und seinen Sedimenten zu verknüpfen, zu datieren und 2) damit eine Brücke zu schlagen zwischen dem Mainzer Becken und der Kölner bzw. Niederrheinischen Bucht und schließlich 3) dadurch zu einem noch besseren Verständnis der Vorgänge und ihrer zeitlichen Gliederung zu gelangen.

2. DIE VERHÄLTNISSE IM BEREICH DER BINGEN-TRECHTINGSHÄUSER BUCHT

Es sind zwar die Altböden auf beiden Seiten des südlichen Mittelrheins zwischen Koblenz und Bingen kontinuierlich abgegangen worden. Es ist jedoch nicht beabsichtigt, jede Talseite lückenlos darzustellen. Der Befund ist einerseits den bei-

gegebenen Fotos (Bild 3), andererseits aus der Grundkarte mit dem Verlauf der Altböden zu entnehmen sowie aus J. BIRKENHAUER 1971 a.

Es ist im übrigen überraschend, wie sehr die „älteren“ geomorphologischen Verhältnisse sich in allen Talschaften des Untersuchungsgebiets ähneln.

Die vorhandenen Sedimente liegen dem jeweiligen Altboden im allgemeinen stets in der Form auf, wie es für diesen Altboden aufgrund der Kenntnis der Sedimente in den anderen Untersuchungsabschnitten als typisch anzusehen ist. Der Augenschein wird durch die Schwermineralproben (Vergleich der Proben A₄, A₅, A₉ mit B₁) ergänzt. Die Proben A₄, A₅, A₉ sind den pliozänen Kieseloolithschottern entnommen, die Probe B₁ Schottern vom „Vallendartypus“ in rd. 400 m Höhe. Während das „Vallendar“ auf den zugehörigen Stufen nur selten erhalten ist und daher nur an einer Stelle eine Entnahme möglich war, sind die Pliozänschotter relativ häufig (vgl. dazu auch U. JUX 1958 und die dort beigegebene Karte der Verbreitung).

Insgesamt läßt sich die Altbodentreppe mit allen Stockwerken und allen Stufen von N her bis an den nördlichen Ausgang des Rhein-Durchbruchs durch den Quarzitzug verfolgen.

Im Durchbruch sind nur noch drei Niveaus feststellbar. Sie treten zwar teilweise nur in der Form von Hangknicken auf, sind aber durch den ganzen Talabschnitt fortlaufend zu erkennen. Diese Niveaus sind das in 300 m und das der OT bzw. HT. Die Altfläche in 360 m NN ist verschwunden, während sich die in 400 m in wenigen Verflachungsresten in 410—420 m anzudeuten scheint (vgl. Profil 8).

Im oberen Mitteloligozän haben sich die marinen bzw. küstennahen Ablagerungen des Mainzer Beckens (der sog. Schleichsand, früher „Oberer Meeressand“ genannt) am weitesten gebirgswärts in randliche Teile von Hunsrück und Taunus über den eigentlichen Bereich des Rupeltonmeeres hinaus nach N ausgedehnt. (Vgl. vor allem K. W. GEIB 1950, S. 106—107, Abb. 2; V. SONNE 1957; G. FALKE 1960.) Sie dringen buchtartig von Bingen aus bis nahezu auf die Höhe von Trechtingshausen hin vor, und zwar bis an den S-Rand des durch die Verbindungslinie Franzoskopf (im W) und Teufelskadrich (im O) bezeichneten Gebirgsriegels. Zu keiner Zeit bis zum Pliozän, weder vorher noch später, haben die marinen bzw. küstennahen Sedimente des Festlandes bzw. des Mainzer Beckens auf der ganzen Länge des hier betrachteten Raumes zwischen Kirn im W und Idstein im O Hunsrück- und Taunuswall nach N hin überschritten. Durch das ganze Tertiär bis zum Pliozän haben demnach die Quarzitzüge als wichtige kontinuierliche Wasserscheide bestanden.

Auch die Schwermineralanalysen ergeben, daß in den Proben aus dem „Vallendar“ der nordwärts der Quarzitzüge gelegenen Gebiete die für das Mainzer Becken typische Assoziation von Disthen und Staurolith fehlt (vgl. Proben B₁ und B₉; die Proben der B-Reihe mit denen der A-Reihe). Dagegen ist diese Assoziation sofort in allen Proben enthalten, die ab Trechtingshausen den Kieseloolithschottern zwischen 280—320 m NN entnommen wurden (vgl. Proben A₂, A₅, A₆, A₉, aus dem Rheingebiet mit A₁₃, A₁₄, A₁₆, A₁₈, A₁₉ aus dem Mainzer Becken bzw. seinen Rändern).

Wie nun vor dem Pliozän keine „südlichen“ Bestandteile nördlich der vermuteten Wasserscheide anzutreffen sind, so sind auch in den Sedimenten des Mainzer Beckens keine Gerölle festgestellt worden, die durch eine etwaige Trechtingshäuser Lücke nach S gelangt sind. Gerölle und Schwermineralbestand lassen

nur die Aussage zu, daß die ins Mainzer Becken transportierten Gerölle und Sande von der beckenwärts gelegenen Abdachung von Hunsrück und Taunus stammen (R. WEYL 1938, AUTUN 1954, G. FALKE 1960, K. W. GEIB 1961, K. GEIB 1917).

Die Mittelrheinlande haben somit nördlich des Quarzituzuges eine eigene nach N bzw. NW gerichtete alte Talung (Vgl. im einzelnen: J. BIRKENHAUER 1971 a) besitzen. Diese alte Talung kann an diejenige westlich des nördlichen Mittelrheins angeschlossen werden. (Vgl. Kap. II.) Zur „rheinischen Altalung“ ist auch die subsequenzartige Zone des Wisper-Taleinzugs zu rechnen. Dadurch ergibt sich für die „rheinische Altalung“ ein Verlauf, der eine auffällige Parallele zu der des Aar-Dörsbach-Gebiets besitzt. Beides ist wohl nur aus dem langen Festliegen der Hauptwasserscheide am S-Rand des Zentralteils des heutigen Rheinischen Schiefergebirges zu erklären. (Vgl. dazu auch O. MAULL 1919.)

Wie sieht es nun in der Bingen-Trehtingshäuser Bucht selbst aus? Bei den oligozänen Vorstößen des Meeres aus dem Mainzer Becken sind in den Buchten nicht nur gröbere vormarine fluviatile Schotter von den Meeressedimenten bedeckt worden, sondern auch ein reich gegliedertes prämitteloligozänes Altreief, das eine nicht unerhebliche Reliefenergie besessen hat (JÜNGST 1930, R. WEYL 1938, K. W. GEIB 1950 und 1961, V. SONNE 1957). Dieses Altreief ist bis auf die heutige Höhe von 360 m NN zugeschüttet worden. In der Bingen-Trehtingshäuser Bucht wird nämlich diese Höhe entlang ihrem gebirgswärtigen Rand an fünf Stellen von korrelierten Ablagerungen erreicht oder gering überschritten. Dabei überlagern sie einerseits das 360 m-Niveau auf der beckenwärts gelegenen Seite und umlagern andererseits — von N nach S — den Stöckert (387,1), den Druidenberg (384,7), den Veitsberg (390,4) und den Beilenstein (377,6) (vgl. Blätter Bingen, 6013, und Pesberg, 5913, 1 : 25 000). Die genannten Berge ragen inselartig aus dem 360 m-Niveau der Bucht heraus und aus den sie bis in diese Höhe erfüllenden mitteloligozänen Schleichsandten.

Aufschlußreich sind die Verhältnisse in der Umgebung des Beilensteins südwestlich Trehtingshausen (vgl. Profil 8 und genaue Darstellung in J. BIRKENHAUER 1971 a).

Die Verhältnisse am Beilenstein und am Ziernerkopf sind geeignet, folgende Schlüsse ziehen zu lassen, die es ermöglichen, ein besseres Verständnis über den Vorgang der Verschüttung und ihren zeitlichen Ablauf zu erhalten. Wie erinnern sich, haben die Rupel- bzw. Schleichsandablagerungen ein recht kräftiges Altreief unter sich begraben und ein Gebiet damit erfüllt, dessen untere Höhe sicherlich bei 260 m NN (bzw. noch darunter) und dessen obere Höhe bis etwa 360 m NN nach den heutigen Höhenverhältnissen angetroffen wird. Das bedeutet, daß sich in dieser Zeit das gebirgswärtige Land, da es sich ja um küstennahe Ablagerungen handelt, um mindestens 100 m abgesenkt hat (vgl. dazu auch V. SONNE 1957). Vorrücken des Meeres und Absenken des Landes haben sich in diesem Ausmaß vor allem in der Schleichsandzeit abgespielt, die die zweite, jüngere Phase der marinen Transgression (nach der ersten Phase des Eindringens in der Rupelstufe) im Mitteloligozän darstellt. Die Ausbildung des 360 m-Niveaus, das randlich von den Schleichsandten erreicht bzw. an verschiedenen Stellen noch überspült wird, fällt somit mit dem Höchststand der Transgression zusammen bzw. geht diesem zeitlich eventuell um ein Geringes voraus. Das bedeutet erstens, daß die Verschüttung mit der Ausbildung der zugehörigen Niveaus relativ rasch erfolgt und

wieder beendet sein muß, und zweitens, daß das Ausmaß der Verschüttung in der Höhendifferenz aus der tektonischen Absenkung zu erklären ist. Mit dem Nachweis der Parallelität der Vorgänge entfällt zugleich die Kontroverse um das unerklärlich hohe Ausmaß der Höhendifferenz der Verschüttung. (Vgl. G. SOLLE 1959 in seiner Stellungnahme zu H. LOUIS 1953.)

Nach dem Höchststand zur Zeit der Schleichsandstufe zieht das Meer sich im Oberoligozän wieder etwa auf die Linie des Rupeltones zurück (Cyrenenmergel). Im obersten Oligozän zeigen die Süßwasserschichten, die bis ins unterste Miozän gehen, ein erneutes Vordringen an, und zwar wird weithin die Linie des Vorkommens der Schleichsande wieder erreicht. (Vgl. die Skizzen der jeweiligen Verbreitung bei G. FALKE 1960, S. 34, 44, 49, 53 bzw. bei K. W. GEIB 1950.) Wenn auch am oberen Mittelrhein an keiner Stelle eine Verbindung des 400 m-Niveaus mit der zweiten Phase des Transgredierens als zweiter Phase der Verschüttung nachgewiesen werden kann, so fällt doch die Analogie mit der ersten Verschüttungsphase auf. Ein direkterer Nachweis darüber, daß die 400 m-Verschüttung noch jünger ist — nämlich Oberoligozän bis Untermiozän —, kann von dieser Stelle allerdings nicht geführt werden, ist aber in einem anderen Randgebiet des Mainzer Beckens möglich. (Vgl. J. BIRKENHAUER 1970 b.) Einem solchen Zusammenhang entspricht, daß W. WAGNER (1959, S. 387) die Arenberg-Schotter als jüngerer Stufe des „Vallendars“ bzw. die Vilbeler Schotter der Wetterau mit den Süßwasserschichten des Mainzer Beckens und den in ihnen enthaltenen Milchquarzschottern parallelisiert.

Gegenüber der Datierung von O. BURRE für die beiden Sedimentationsniveaus am Minderberg auf Unter- bzw. auf Obermiozän, die aufgrund der bloßen Höhendifferenzen die zwischen den Ablagerungen vergangene Zeit festlegte (vgl. Kapitel II), ist somit in der Bingen-Trehtingshäuser Bucht erstmalig eine direkte Datierung möglich, die in den Zeitrahmen, der in den verschiedenen Teilen des Untersuchungsgebietes sich immer wieder andeutete, gut hineinpaßt. Damit können die Verschüttungsvorgänge endgültig ins Oligozän bis ins unterste Miozän hinein festgesetzt werden.

Ein weiterer Vergleich mit den Verhältnissen in den anderen Gebieten, speziell denen der Kölner Bucht, soll hier jedoch nicht angestellt werden, um den Gang der Untersuchung, die zunächst den Einzelräumen gewidmet ist, nicht zu unterbrechen. Dem Vergleich wird vielmehr ein eigenes Kapitel gewidmet.

3. DIE PLIOPLEISTOZANE ENTWICKLUNG, EINE ALTPLEISTOZANE VERSCHÜTTUNG UND DIE FRAGE DES GEGENSATZES VON FLÄCHENBILDUNG UND SCHOTTERAKKUMULATION

In einer anderen Arbeit ist die Entwicklung im Gebiet der Bingen-Trehtingshäuser Bucht im Altpleistozän dargestellt worden (J. BIRKENHAUER, 1970 c). Insbesondere wird dort beschrieben, daß sich unter dem jüngsten Pliozänniveau in 280 m NN (zur Datierung vgl. J. BIRKENHAUER 1971 a) ein ältestpleistozänes „Hochtal“ befunden haben muß.

Aus diesem Hochtal heraus kommt es noch vor der Bildung der OT als Terrassenform zu einer erneuten Verschüttung, die noch über das Niveau der ober-

pliozänen Verschüttung hinausgeht. Sie ist ebenfalls an anderer Stelle genauer beschrieben worden (J. BIRKENHAUER 1970 c). (Vgl. Profil 9.)

Die allgemeine Bedeutung dieser Sachverhalte ist in der Analogie zur oligomiozänen Periode zu sehen: z. B. darin, daß in beiden Perioden zwei größere Verschüttungsphasen festzustellen sind. Die Analogie ist auch in folgendem zu sehen.

Analog zu den oligomiozänen Verschüttungen sind auch beim plioleisztözen Wechsel der Phasen tektonische Absenkungen und Hebungen des Gebirges als ganzem anzunehmen, und zwar so, daß jeder Verschüttung eine Absenkung und jedem Einschneiden eine Hebung entspricht. Für das Pliozän wird dies noch näher in einem späteren Abschnitt dieses Kapitels dargestellt werden können.

Die Aufeinanderfolge der plioleisztözen morphologischen Talentwicklung in der hier vorgetragenen Weise macht es auch möglich, einen Widerspruch in den Auffassungen J. P. BAKKERS und J. BÜDELS aufzuheben.

J. BÜDEL (1957, 1962, 1963 b) setzt die Entstehung der sog. Hauptgäufäche Frankens in rd. 300 m NN ins Pliozän. J. P. BAKKER (1964, S. 46—48) dagegen verlegt die Entwicklungszeit ins Altpleistozän, und zwar aufgrund seiner Forschungen über die Terrassen am unteren Main und im Mainzer Becken (1930), wo er auf den Niveaus zwischen 290—300 m NN „bunte“, d. h. also pleistozäne Schotter festgestellt hat. Die Verebnungen sind nach ihm zwar noch im Jungtertiär gebildet worden, ihre Schotter aber sind pleistozän. Ist aber über pliozäne Niveaus noch eine altpleistozäne Verschüttung hinweggegangen, so besteht zwischen pliozäner Entstehung im Zusammenhang mit einer pliozänen Verschüttung und korrelaten Schottern auf der einen Seite und pleistozäner Benutzung auf der anderen Seite kein Widerspruch mehr. Mit dem Aufweis zeitlich verschiedener Schotterkörper übereinander entfällt auch der Zwang, etwa die Hauptmasse der Kieseloolithschotter bzw. deren Transport in das älteste Pleistozän zu verlegen und somit einen großen zeitlichen Hiatus zwischen Flächenbildung und auf der Fläche abgelagerter, und zwar wesentlich später abgelagerter, genetisch mit ihr nicht zusammenhängender Schotter anzunehmen. Nach J. P. BAKKER (1964, S. 47) wäre der von ihm allerdings angenommene Hiatus zwischen Flächenbildung und Schotterakkumulation genetisch so zu erklären, daß die Flächen sich in einem wärmeren und feuchteren Klima mit tiefer Verwitterung und tiefzersetzten Böden gebildet haben sollen, wodurch die Möglichkeit, bedeutende Schottermengen vom Umfang der rheinischen Vorkommen zu liefern, recht gering wird. Bedeutendere Schottermengen könnten dagegen nur mit zunehmender Aridität anfallen, wenn die tiefgründige Verwitterung zurückgeht und das Muttergestein mit zunehmender Bodenerosion ständig frei gehalten wird.

Dieses klimamorphologische Postulat ist nach den mitgeteilten Befunden für die fraglichen Flächen und Schotter innerhalb des fraglichen Zeitraumes nicht notwendig. Inwiefern aber sowohl bei der Flächenbildung als auch bei den Verschüttungsvorgängen zwischen Oligozän und Ältestpleistozän klimatisch und nicht nur tektonisch gesteuerte Bedingungen wirksam gewesen sind, soll erst in späteren Kapiteln erörtert werden.

4. ÜBER EIN LIEFERGEBIET DER MILCHQUARZE

Die Beobachtungen J. P. BAKKERS wie auch die kritischen Überlegungen G. SOLLES (1959) werfen die Frage nach der Herkunft der Verschüttungsmassen, insbesondere der Milchquarze auf. Nach G. SOLLE besteht das besondere Problem darin, daß z. B. hinsichtlich des von H. LOUIS rekonstruierten Höhenbetrages der Verschüttung das Liefergebiet einen zu geringen Umfang hat, um die benötigten Massen bereitzustellen.

Für die pliozänen und pleistozänen Schotter ist das Problem relativ einfach zu lösen, da es sich einerseits vielfach um erneut aufgearbeitetes Material aus früheren Verschüttungen handelt und andererseits seit der pliozänen Talanlage ein großes Einzugsgebiet zur Verfügung steht.

Was die oligozäne Phase betrifft, so kann zunächst auf die damals noch sicher weiter verbreitete Buntsandsteindecke hingewiesen werden (vgl. auch H. D. LANG 1955), aber auch auf eine Zone, in der „primärer“ Milchquarz im Schiefergebirge besonders reichlich vorkommt.

Steigt man am Steilhang des Rheintals hinter dem Bhf. Lorch durch die Weinberge zum 300 m-Niveau 180 m nach oben, so ist der Boden des auch unter heutigen klimatischen Verhältnissen dort tonig-schmierig verwitternden Schiefers mit vielen größeren, eckigen und splittrigen, stengeligen Milchquarzen geradezu gespickt. In frischen Weganschnitten erblickt man die fast saiger stehenden Schiefer, die offenbar durch die intensive transversale Schieferung wie auch durch die vielen, in kurzen Abständen voneinander verlaufenden Querklüfte sehr stark gestört worden sind. Diese ausgesprochene Ruschel- und Zerrüttungszone ist an allen Klüften intensiv verquarzt — in vielen dichten, kleinen, schmalen, kurzen Adern oder in breiteren Platten. Der Quarz der Adern zerfällt leicht zu den eckigen und stengeligen Formen, mit denen der Verwitterungsboden gespickt ist.

Diese selbe verquarzte Zerrüttungszone stellt man ebenso gut fast genau westlich auf der anderen Rheinseite zwischen Niederheimbach und der südwestlich Heimbach liegenden einsamen Farm fest. Die Folge davon ist, daß vom 280 m-Niveau an alle Stufen bis zum steilen Anstieg zum Quarzitücken des Binger Waldes z. T. fast pflasterartig dicht mit solchem Quarzschutt bedeckt sind, und zwar in der Weise, daß er auf dem jeweils höheren Niveau umso angereicherter ist.

Es scheint nun so zu sein, daß diese verquarzte Zone den Taunusquarzitücken im varistischen Streichen auf seiner N-Seite begleitet. Die Zone wurde zwar nicht auf der ganzen Breite des Untersuchungsgebietes durchverfolgt; doch stellten sich immer wieder oberhalb der Durchbrüche der Hunsrücktäler — d. h. auf der N-Seite des Quarzituges — dieselben Erscheinungen in denselben Lagebeziehungen ein. Die Zone mit ihrem Quarzreichtum zieht sich in die Bucht zwischen Soonwald und Idarwald hinein auf Rhaunen und Bundenbach zu und ist nördlich des Idarwaldes, diesen begleitend, wiederum anzutreffen. Aus ihr scheinen sich die reichen Quarzlagen in den Höhen zwischen 400 und 500 m und noch darüber abzuleiten, die nördlich der Zone bei Rhaunen allenthalben zu finden sind, sei es nun, daß sie aufgrund periglazialer Vorgänge, oder sei es, daß sie aufgrund präpleistozäner Vorgänge über das Schiefergebirge gebreitet worden sind.

Wenn auch eine nähere Beschreibung der Zone und der von ihr ausgehenden Quarzschuttbänder im Hunsrück und vor allem im Taunus sowohl im geologischen

Schrifttum bisher nicht bekannt geworden ist, so scheint sie doch eine besondere Rolle als Lieferant der eckigen und stengeligen Quarze gespielt zu haben und zu spielen. Sowohl die SO-NW-gerichteten Alttalungen als auch die nach S gerichteten Durchbrüche des Hunsrücks greifen in die verquarzte Zone hinein und haben hier also das reiche Quarzmaterial anschneiden können.

Daß allerdings dieses Material allein die verschütteten Hohlformen hat ausfüllen können, soll nicht behauptet werden. Es standen auch andere Materialien, wie die verwitterten Schiefertone, zur Verfügung. Darauf ist in späteren Kapiteln noch zurückzukommen. Zunächst ging es darum, ein wichtiges Liefergebiet von Milchquarzen zu umgrenzen und darauf hinzuweisen, daß alle bisher dargestellten Hauptentwässerungsrinnen des zentralen Rheinischen Schiefergebirges bis in diese Zone zurückreichen.

5. DIE DURCHBRÜCHE DES GULDENBACHES*

Der Guldenbach der unterhalb von Kreuznach in die Nahe mündet, fließt oberhalb des Eintritts in den Durchbruch durch den Quarzitrücken auf der Höhe des Bhf. Rheinböllen in 370 m NN (Blatt Stromberg, 6012, 1 : 25 000). Das Tal ist hier als flache Wanne gestaltet. Etwa auf diese Stelle hin sammeln sich die Gewässer der recht großen „Muschel“ des Quellgebiets des Guldenbaches. Die Riedel der „Muschel“ sind recht flach und breit in 400 m bzw. etwas darüber (vgl. Blatt Kaub 5912, 1 : 25 000). Sie senken sich sacht nach S hin und spielen auf eine Art Fußfläche in 400 m NN ein, die beiderseits des Tals auf den Durchbruch hin dem Relief eingebettet sind, das dem Soonwald und dem Binger Wald nördlich vorgelagert ist. Südwestlich des Bhf. Rheinböllen wurde auf dieser Fläche ein Lager dicht gepackter Quarze festgestellt (im Jagen 3 und 4). Mit zunehmender Hangversteilung setzt sich der Soonwald-Rücken südwärts von der Fläche ab.

Von der Höhe des Bhf. Rheinböllen senkt sich der Talboden im Durchbruch bis zum südlichen Austritt am Bhf. Stromberger Neuhütte auf 5 km Tallänge um 100 m auf 270 m NN ab. Hier verläuft der Bach in einem Talboden, der nach aufwärts bis zur Ölmühle rd. 100 m Breite besitzt. Oberhalb der Ölmühle (310 m NN) verengt sich das Tal an der Stelle, wo der im 300 m-Niveau befindliche Talboden endigt. Nur an wenigen Stellen sind an den Steilhängen darüber Niveaus in der Form von Hangknicken oder Eckfluren angedeutet, so am Lindenkopf und am Rabenacker (nördlich bzw. östlich der Ölmühle) in 400 m NN, wie auch nordwestlich der Ruine Karlsburg (unmittelbar westlich des P. 330,3, auf der Talbrücke). Für das 360 m-Niveau ergaben sich hingegen nirgendwo Anhaltspunkte. Der Anstieg der Talflanken bis auf 520 m NN und höher ist erst in rd. 470 m Höhe durch eine weitere Verflachung gegliedert, die auf beiden Talseiten durchläuft.

Am südlichen Austritt des Durchbruches stellen sich sofort am Kallenberg und in der Flur Rotheck (zwischen Stromberger Neuhütte und Seibersbach) breite Verebnungen in 400 m NN ein. Sie überziehen westlich des Guldenbaches im Gebiet von Seibers- und Dörrebach die höheren Rücken flächenhaft und greifen buchtförmig in das höhere Gebirge ein. In geringerem Maße, aber doch ähnlich, ist dies östlich des Guldenbaches (Daxweiler — Warmroth) ebenfalls zu beobachten. Am Weg, der von Dörrebach zum Kohlenberg nach O führt, wurden dort, wo die 380 m-Isohypse den Weg quert, über der tonig verwitterten Unterlage auch kantige Quarze festgestellt.

Das 360 m-Niveau ist wenig deutlich ausgeprägt. Am besten können die Verhältnisse bei Seibersbach überschaut werden. Östlich des Dorfes zieht sich die Verebnung unterhalb der Flur Rotheck vom Devon im N über eine Einsattlung in 345/350 m NN zum Erzhell nach S hinüber. Die Einsattlung aber befindet sich über Schleichsanden. Diese

* (Vgl. zu den folgenden Abschnitten die Grundkarte).

mitteloligozänen Küstenablagerungen greifen am Erzhell bei der Ziegelhütte bis auf über 360 m hinauf. Sie gehen bis auf mindestens 330 m NN hinunter und haben offenbar eine alte Talung zwischen Seibersbach und Autishof erfüllt. (Vgl. Bild 4.)

(Die Geologische Karte Blatt Stromberg, 1 : 25 000, ist nicht veröffentlicht worden. Das Original der Aufnahme konnte im Geologischen Landesamt von Rheinland-Pfalz eingesehen werden. Vgl. ferner auch die Darstellung bei V. SONNE 1957, S. 61—67.)

Den geschilderten Lagebeziehungen ist folgendes zu entnehmen. Zunächst bestätigen sie die Auffassung über die Entstehung und Datierung des 360 m-Niveaus im Zusammenhang mit der mitteloligozänen Transgression. Die 360 m-Verebnung macht hier den Eindruck, sich auch über die marinen bzw. küstennahen Sedimente selbst zu erstrecken. Deren spätere Ausräumung hat den Zusammenhang der Fläche gestört, was erklärt, warum sie wenig deutlich ausgeprägt ist und nur noch in Resten auf festem Anstehenden zu erkennen ist. Die durch die Transgression verschütteten Täler sind offenbar später nicht mehr benutzt worden. Während der Bach oberhalb von Seibersbach in der Richtung des alten Tales nach W ins Gebirge zurückgreift, macht er, mit charakteristischen Knicken, nach S einen Durchbruch durch höheres Gelände und durch den festen Fels, obwohl er bei Seibersbach unmittelbar westlich der verschütteten Talwanne und der über ihr erniedrigten Einsattlung im Niveau der Einsattlung selbst fließt.

Auch der Guldenbach fließt quer zu der alten Talung in gestrecktem Lauf auf Stromberg zu. Unterhalb Stromberg macht er einen erneuten Durchbruch aus niedrigerem Gelände in 300—310 m NN bei Stromberg durch den Sporn des Eckenrotherfels (380 m NN), dessen Fortsetzung auf der östlichen Talseite der Hardtwald-Rücken ist (326 m NN), den der Guldenbach abschneidet. Der Hardtwald setzt sich seinerseits nach O im Galgenberg-Rücken (330 m NN) fort (mit Fortsetzung auf Blatt Bingen über die Höhen des Horet, Butterkopf und Münstererkopf). Der Gebirgsriegel, der durch den von den genannten Bergen bezeichneten Rücken gebildet wird, trennt eine mit Ablagerungen des Mitteloligozäns erfüllte, also verschüttete Wanne, die sich auf Waldalgesheim — Weiler — Bingen zu absenkt, vom niedrigeren Gelände im S ab, das ebenfalls mit Schleichsand zusedimentiert wurde. Die durch diesen „Stromberger Riegel“ nach S abgeschlossene Wanne, die mit dem Mitteloligozän erfüllt ist, ist in der unmittelbaren Fortsetzung der Seibersbacher Altalung gelegen.

Wanne und Talung, darauf läßt die beschriebene Konfiguration schließen, sind Teilstücke eines prämitteloligozänen Tals in west-östlicher Richtung, das heute nur noch abschnittsweise von kleineren Bächen benutzt wird.

Südlich des Stromberger Riegels ist wiederum eine westöstlich von Schöneberg über Eckenroth, Schweppenhausen, Waldlaubersheim, Rummelheim nach Münster-Sarmsheim, Büdesheim und Gaulsheim am Rhein hinüberführende Wanne vorhanden, die im S ebenfalls wiederum von einem Rücken begleitet wird (Windesheimer und Langenlosheimer Wald). Das Wannenninnere ist bis auf die Höhen der Rücken hinauf von den mitteloligozänen Sanden und Kiesen erfüllt, die vom Hahnenbach in einer weiten flachen Mulde bei Waldlaubersheim breit ausgeräumt worden sind. Der Guldenbach dagegen durchquert mit steileren und höheren Hängen im gestreckten Lauf Wanne und Rücken wiederum ganz (vgl. Blätter Stromberg und Bingen).

Insgesamt läßt sich feststellen, daß das heutige Gewässernetz völlig unabhängig von einem alten Wannens- und Schwellenrelief quer zu ihm verläuft. Dieses Altrelief ist, wie schon gesagt, im Mitteloligozän zugefüllt worden und zwar in der Schleichsandzeit bis in eine heutige Höhe von 360 m. Seitdem scheint das Altrelief keine leitende Funktion mehr für die Entwässerung gewonnen zu haben. Die Verfüllung hat am Hang zum Soonwald-Bingerwald-Rücken an-

scheinend auf der Linie Seibersbach-Daxweiler ihren nördlichsten Stand erreicht. Nichts deutet darauf hin, daß zu dieser Zeit oder vorher ein größeres Tal in den Soonwald eingegriffen hat. Erst im Verlauf der noch weitergehenden zweiten Verschüttungsphase, in der in der Höhe von 400 m eine geschlossene Bucht, die Stromberger Bucht — als große Erosionsplattform entstanden war, hat sich das Guldenbachtal auf diesem Niveau entwickeln können, und zwar an einer Stelle, in der im höheren Altrelief eine Furche in 470 m NN vorgezeichnet war. Da dieses Tal nach SO gerichtet ist, ist zu schließen, daß sich in der Folgezeit über die marinen und terrestrischen Auffüllungssedimente hinweg eine Landoberfläche gebildet hat, deren Abdachung nach SO ging. Diese Abdachung und die damit verbundenen Entwässerungsbahnen müssen jedoch bereits vor dem Pliozän bestanden haben. Die Begründung dafür liefert folgende Überlegung.

Der Stromberger Riegel wie auch das Obere Niveau des Durchbruches des Seibersbaches ragt noch über das höchste pliozäne Niveau hinaus. Sie können nicht von der pliozänen Verschüttung überwältigt worden sein. Auch eine gleichzeitige Erniedrigung auf dem pliozänen Verschüttungsniveau von zwei Seiten her wird ausgeschlossen, da einerseits die übrigen Höhenverhältnisse dem entgegenstehen und andererseits miopliozäne Spuren einer andersartigen Entwässerung, auf der die pliozäne Verschüttung die Höhen hätten umgreifen können, auf den mitteloligozänen Ablagerungen fehlen. Zumindest müßten sich dann auf diesen recht umfangreichen Vorkommen Rinnen finden lassen, die durch die nachpliozäne Entwässerung gekappt worden sind. Das ist nicht der Fall.

Die pliozänen Niveaus in 280 und 300 m NN ziehen vielmehr am Guldenbach aufwärts und sind terrassenartig abhängig unter den vom Talverlauf unabhängigen oberen und älteren Niveaus angeordnet. Flußaufwärts greift der den pliozänen Terrassen korrespondierende Talboden bis zur Ölmühle, wie bereits gesagt, in dem bereits vorher bestehenden Tal in den Soonwald - Binger-Wald-Rücken ein.

Der Durchbruch des Guldenbaches ist somit im Unterschied zu dem des Rheines bereits seit der 400 m-Zeit vorhanden und der Tallauf seitdem nicht mehr wesentlich verändert worden. Inmmerhin zeigen die Verhältnisse am Guldenbach (erstmalig im Verlauf der ganzen Untersuchungen), daß auch durch die 360 m- bzw. 400 m-Verschüttung bleibende Laufveränderungen und damit bis heute wirkende Talepigenesen entstanden sind.

6. DER DURCHBRUCH DES SIMMERBACHES

An der Anzenfeldermühle südlich Gehlweiler (Blatt Gemünden, 6110, 1 : 25 000) tritt der Simmerbach in den engen und steilen Durchbruch durch den Quarzitrücken des Soonwaldes ein. Das Durchbruchstal trennt auf 1,5 km Länge den Soonwald vom Lützelsoon im W ab. Im südlich folgenden Abschnitt zwischen Königsau und Heinzenberg wird das Tal wieder geräumig. Erst bei Dhaun (Blatt Pferdsfeld, 6111, 1 : 25 000) verengt und versteilt es sich wieder beim Durchbruch durch den 400 m-Riegel von Oberhausen-Dhaun-Seesbach. Der Bachlauf senkt sich auf der 13 km langen Talstrecke von 262 auf 175 m NN, während alle älteren Niveaus auf der ganzen Strecke in gleichmäßiger Höhe verlaufen. Die OT ist vom Roteberg unterhalb Dhaun talauf bis Königsau mit Hilfe der groben bunten Schotter auf entsprechenden Verflachungen in etwa 240 m NN durchzuverfolgen; sie setzt in der unteren Engtalstrecke zwischen Dhaun und Heinzenberg aus; oberhalb Königfeld befindet sich der heutige Talboden bereits im Niveau der OT und ist daher charakteristischerweise wieder breit ausgebildet.

Der nächsthöhere Altboden in 300 m NN zieht sich ohne jede Unterbrechung, auch nicht in den engsten und steilsten Strecken, auf beiden Seiten von S bis N noch bis über Gemünden hinaus. Entsprechendes gilt von den Niveaus in 340/360 und 400 m, wobei das untere in der oberen Engstrecke vom Roten Stein bis oberhalb des Steinbruchs beim P. 373,4 nur als schmale Hangleiste erscheint. Einen guten Überblick über die Flächenverhältnisse oberhalb des heutigen Tals und des oberen Engtals erhält man vom Schuppen am nordöstlichen Ausgang von Horbach (370 m NN). (Vgl. auch Bilder 5 u. 6 und Grundkarte.)

Auf den Niveaus von 300 und 360 m sind von Gehlweiler im N bis Horbach im S immer wieder sehr verarmte Quarzschotter festgestellt worden. Eine Unterscheidung nach Niveaustufen hat sich aus dem Habitus der meist dicht gepackten Schotter nicht ergeben; es handelt sich jeweils um Einbettung in rötlich-gelbe Sande und sandige Tone; grobe und feine, gut gerollte und kantige Komponenten; splittrige Stengelquarze. Nur von den Sedimenten am nördlichen Ortsausgang von Brauweiler konnten zwei Proben zur Schwermineralanalyse entnommen werden, wobei die höhere Probe Es aus rd. 335—340 m den für die älteren oligozänen Sedimente typischen hohen Gehalt an Schwermineralien besitzt.

Die Beschreibung des Formenverlaufs und die den Formen zugeordneten Schotter rechtfertigen die Folgerung, daß der Durchbruch des Simmerbaches alt angelegt ist und das Tal in diesem Verlauf bereits im Oligozän bestanden hat. Darauf deuten auch die gesamten Abdachungsverhältnisse des nördlich anschließenden Hunsrücks, der vom Tal des Simmerbaches und seinen Nebenbächen entwässert wird. Sie sind allesamt auf dieses Tal hin eingestellt.

7. DER DURCHBRUCH DES HAHNENBACHES

Was für den Simmerbach dargestellt wurde, gilt in noch deutlicherem Maße für den Durchbruch des Hahnenbaches durch den Quarzitzug von etwa der Linie Sonnschied-Bruschied ab nach S (Blatt Gemünden, 6110, 1 : 25 000, Grundkarte und Bilder 6 und 7).

Die OT begleitet nach Form und Schottern den Bach in 240 m NN bis zur Straße, die vom Tal nach Sonnschied hinaufführt. Die obere Kante des Steilhangs wird vom 300 m-Niveau gebildet, nicht von der OT, deren Terrassenkörper im Tal etwas erhöht unten vor dem Anstieg des Steilhangs liegt. Das 300 m-Niveau bildet die obere Talkante bis zum Ort Hahnenbach. Von hier, wo es nur noch als schmale Leiste auftritt, verbreitert es sich terrassenartig nach S. Nach N dagegen wird es immer mehr zu einer Art Hangterrasse, um dann bei Hausen nur noch wenig über der Talsohle zu liegen, in der Art wie weiter talab die OT. An die Stelle des 300 m-Niveaus mit Talkante als Abschluß des steilen Talkastens tritt ab Sonnschied das 340/360 m-Niveau und an dessen Stelle wiederum ab Hausen das in 400 m.

So rückt talauf ein Niveau nach dem anderen an die Steilhangkante, während das jeweils niedrigere nur noch als Hangleiste oder als eine Art Sohlenterrasse vorhanden ist und weiter nach aufwärts hin jeweils in den breiteren, flacheren Talboden auskeilt. Indem sich talab kontinuierlich die einzelnen Verebnungen übereinanderschachteln und breiter auseinanderfächern — eine andere Art von „Schachtelrelief“ — und nach talaufwärts verschwinden, veranschaulichen sie die Talgeschichte: d. h. der Hahnenbach fließt in einer alten Talung, die mindestens schon zur Zeit der ersten Verschüttungsphase am Lützelsoon vorbei und zwischen ihm und Idarwald nach N in den Hunsrück zurückgegriffen hat. Das bedeutet,

daß mindestens schon seit dem mittleren Tertiär hier die Wasserscheide relativ weit nach N hin ausgebuchtet gewesen ist.

Schotter kommen an einigen Stellen in dichten und relativ mächtigen Lagen vor. Sie sind von W. BERTHER kartiert und ins Pliozän eingestuft worden (1941). (Abgesehen von diesem Teil des Hahnbachgebiets ist das Blatt Gemünden geologisch nicht kartiert worden.) Die Schotter liegen indessen alle in Höhen über 340 m NN (Bubenberg östlich Hahnbach) bis in 380 m NN (Rodenberg östlich gegenüber Sonnshied). Ein Schotterband zieht sich östlich um den Quarzitzug des Oberhäuser Felsens südlich von Oberhausen zwischen 340 und 375 m NN bis an die Höhe 373,6 östlich Schloß Wartenstein. Die Schotter sind geschichtet aus Sanden und Kiesen mit Einlagen weißen Tons. Die Kiese bestehen aus Stengelquarzen, größeren kantigen und kantengerundeten Quarzen wie aber auch aus gut gerundeten kleinen bis faustgroßen Geröllen. Gelegentlich sind sie auch zu schwarzkrustigen Konglomeraten verbacken. Die Kiese sind gebleicht, die Sande besitzen eine z. T. kräftig rote (Rodenberg), z. T. leicht rötlich-gelbe Färbung (Oberhausen). Sowohl am Rodenberg als auch am Oberhäuser Fels ist die Auflagerungsfläche nicht horizontal, sondern, wie die am Hang nach oben und unten herauskommenden Schiefer zeigen, etwa in der heutigen Hangneigung ausgebildet. Die Schotter transgredieren demnach über einen Althang. Der Fels (wie auch die herauskommenden Scherben) besitzt keinerlei Spuren einer kräftigen Verwitterung. Die Schotter vom Rodenberg, die dem Quarzit auflagern, enthalten nach unten hin vermehrt Quarzitblöcke, die z. T. koffergrößer sind.

Wenn auch auf den 300 m-Verebnungen keine Schotter aufgefunden wurden, so dürften aufgrund der geschilderten morphologischen Situation die Kiese oberhalb 340 m NN älter als Pliozän sein und der oligomiozänen Verschüttungsphase angehören. Ihre Verbreitung — vor allem auch das Vorkommen am Rodenberg, d. h. am Steilabfall des Lützelsoonquarzituzes, zeigt ebenfalls, daß die Verschüttung in eine bereits bestehende tiefere Talung hineingegangen ist. Die Feinanalysen der Sande und Tone (Proben E₃ — Rodenberg — E₄, E₅ — Oberhausen) ergeben eine gewisse Möglichkeit, die Schichten auch von dort her als älter als Pliozän zu bestimmen; der besondere regionale Mineralbestand läßt indessen kein gesichertes Urteil über die bestehenden Zusammenhänge zu.

8. DIE NAHETALUNG UNTERHALB VON KIRN ALS ENTWÄSSERUNGSBAHN

Der geomorphologische Stockwerkbau der Täler des Simmer- und Hahnbaches läßt erschließen, daß es sich hier um alt bestehende Täler handelt. Dieser Tatbestand ließe sich erhärten, wenn auch für die Hauptader der Entwässerung — eben die heutige Nahe unterhalb von Kirn — ein ebenso hohes Alter nachgewiesen werden könnte. Dies ist mit geologischen Mitteln nicht möglich, da tertiäre Ablagerungen bisher nur aus der Umgebung südlich von Hochstädten im 300—320 mNiveau — also im Pliozänniveau — und dann erst wieder talab nördlich und südlich von Sobernheim bekannt geworden sind. Bei Sobernheim handelt es sich um Mitteloligozän im S und N und um die oberstoligozänen Süßwasserschichten im N (vgl. Grundkarte).

Die Suche nach weiteren Ablagerungen auf den Höhen zwischen 300 und 400 m südlich der Nahe zwischen Hochstädten und Sobernheim blieb erfolglos. (Zum Stand der geologischen Kartierung ist folgendes zu vermerken. Das Blatt Pferdsfeld ist zwar aufgenommen, aber nicht veröffentlicht worden; das Original ist vermißt. Das Blatt

Sobernheim ist ebenfalls nicht veröffentlicht; das Original konnte aber im Geologischen Landesamt von Rheinland-Pfalz eingesehen werden; es weist außer den schon genannten Stellen kein Tertiär aus.)

Geht man von der geomorphologischen Situation aus, so stellt man folgendes fest.

Ab Martinstein öffnet sich naheabwärts im ausgeräumten Rotliegenden eine weite Tallandschaft. Im O scheint sie ihr Ende jenseits der Glanmündung an den Melaphyr- und Porphyryklötzen des Galgen-, Gangels- und Heimberges abrupt zu finden. Die Weite der Tallandschaft oberhalb dieser Stelle erklärt sich nicht nur aus dem im Ausraum breit entwickelten Talboden selbst, sondern vielmehr auch von daher, daß über ihm alle Flächen und Terrassen, von der HT bis zum 400 m-Niveau, sich breit auf die Talschaft hin abdachen. Hinzutritt, daß die Niveaus oberhalb der HT nach N und S in der Form eines riesigen Trichters, der sich nach O öffnet, allmählich immer weiter auseinandertreten, wie die folgende Tabelle zeigt.

Entfernung in km zwischen den talwärtigen Kanten der Niveaus auf der Höhe von	300	360	400
Martinstein	1	3,5	4,5
Monzingen	2,5	4,5	7,5
Sobernheim	4	6	9
Waldböckelheim	8	11	13

In diese „Trichterbucht von Kreuznach“ ist das Oligozänmeer eingedrungen, und zwar können die Spuren davon bis auf die Höhe von Sobernheim sicher nachgewiesen werden. Bei Sobernheim sind die mitteloligozänen Schichten an beiden Flanken der Trichterbucht zu finden. Südöstlich Sobernheim erstrecken sie sich vom Erholungsheim in 200 m NN 1 km nach S bis auf die Höhe 251,9 im Auel. (Es handelt sich dabei um den zur Rupelstufe gehörenden „Unteren Meeressand“.) Nordöstlich Sobernheim, genauer: nördlich von Steinhardterhof (SW-Ecke Blatt Waldböckelheim, 6112, 1 : 25 000) reicht der „Untere Meeressand“ bzw. der Schleichsand als obere Stufe des Mitteloligozäns von 265 bis über 325 m NN. Er wird hier überlagert von Süßwasserschichten zwischen 255 (Steinhardterhof) und 310 m NN (Marienpforterhof). Der Höhenlage nach zu urteilen, ist es möglich, daß diese Sedimente ursprünglich auch bis in den Martinsteiner Buchtausläufer hineingegangen sind. Immerhin ist auf der Höhe von Sobernheim die Bucht mindestens 120 m hoch mit Sedimenten erfüllt worden. Diese lagern sich an präexistierende Hänge aus Rotliegendem an und lassen damit auch den breiten, geräumigen Querschnitt der Bucht im Oligozän rekonstruieren, der demnach mit dem heutigen an dieser Stelle weitgehend identisch ist.

Am Boden der Bucht — allerdings nicht bei Sobernheim — sind im Liegenden des marinen Rupel an einer Reihe von Stellen fluviatile Quarzschotter aufgefunden worden, die aus dem Hunsrück geliefert worden sind. (Vgl. u. a. K. GEIB 1917; JÜNGST 1930; E. PLEWE 1938; W. WAGNER 1938; K. W. GEIB 1950 und 1961.)

Die Schotter liegen in wannenförmigen Tälern, die von den heutigen Tälern quer durchschnitten werden. Wenn damit auch im einzelnen, vor allem im heutigen Tiefengebiet der „Trichterbucht“, im Dreieck von Bad Kreuznach — Waldböckelheim — Windesheim nämlich, die Täler völlig neu und andersartig ver-

laufen (es möge an das Beispiel des Guldenbaches erinnert werden), so ist dennoch die Gesamtkonfiguration der Entwässerung auf der Hunsrückside bis in die Nebentäler hinein ein alter, allen späteren Ereignissen vorangehender („antecedenter“) Zug.

Es zeigt sich auch, daß die im O der Bucht noch breiten Verebnungen im 300—, 360- und 400 m-Niveau nach W, entsprechend der Verengerung der Bucht selbst, schmaler werden, immer näher ans Tal herantreten, sich in dieser Form in die Hunsrücktäler hinein fortsetzen, wo sie dann „auszuweichen“ beginnen. Diese durchlaufende Beständigkeit des Formenschatzes — horizontal wie vertikal — konnte im Gang der Untersuchung bisher kaum so gut erfaßt werden wie an der Nahe. Sie hat sich trotz der mannigfachen Verfüllungen immer wieder behaupten können. Daran hat hier die sonst als so entscheidend wirksam angesehene pliozäne Verschüttung grundsätzlich nicht geändert. Das dürfte daran liegen, daß das Tiefland als Vorfluter, auf den die Entwässerung als Anziehungspunkt stets bezogen gewesen ist, das Mainzer Becken, im ganzen Zeitraum seit dem Oligozän unverändert bestehen geblieben ist.

Es hat demnach entgegen der Annahme P. AUTUNS (1954, S. 213—214) immer ein recht weit ausgreifendes Flußsystem aus dem Hunsrück (wie auch aus dem Nahebergland) gegeben, das auf die Nahemulde gerichtet war. Damit ist der Ansicht von u. a. R. WEYL (1938) und K. W. GEIB (1961) zuzustimmen.

Im einzelnen soll der Entwicklung des Nahedurchbruchs zwischen Sobernheim und Bad Kreuznach zwischen dem Oligozän und dem Pleistozän nicht an dieser Stelle nachgegangen werden, da grundsätzlich nichts Neues zu erwarten ist. (Vgl. dazu J. BIRKENHAUER 1970 b.) Wichtiger ist vielmehr für die Entstehung der Gesamtkonfiguration des Reliefs seit dem Oligozän und für sein Verständnis im allgemeinen sowie für die Gestaltung des südlichen Hunsrückvorlandes im besonderen noch ein anderes Gebiet, an dessen Beispiel ein bedeutsamer Befund gewonnen werden kann.

9. DIE „BECKEN“ VON ARGENSCHWAND UND ALLENFELD UND IHRE BEDEUTUNG FÜR DAS 400 m-NIVEAU

Von K. W. GEIB wurde in den Jahren 1955 und 1956 das Blatt Waldböckelheim (6112) der Geologischen Karte 1 : 25 000 kartiert. (Das Original der noch unveröffentlichten Karte konnte im Geologischen Landesamt von Rheinland-Pfalz eingesehen werden.) Auf dieser Karte sind im Raum nördlich von Sobernheim die Süßwasserschichten in erstaunlich hohen Lagen eingetragen, und zwar befinden sie sich im Oberlaufgebiet des Ellerbaches südlich Allenfeld östlich von Winterburg und im Oberlaufgebiet des Gräfenbaches westlich und nordwestlich Argenschwand (vgl. dazu Abb. 2 in J. BIRKENHAUER, 1970 b).

Südlich Allenfeld begleiten sie den Nordhang des Gauchsbergzuges in 340—360 m NN, westlich Argenschwand ziehen sie sich von 370—385 m NN auf den Bestrich hinauf (400 m Höhe) und am nördlichen Ortsausgang von Münchwald sind sie in 380—385 m NN anzutreffen.

Die Süßwasserschichten sind damit nicht nur die höchstgelegenen nichtfluviatilen Tertiärschichten am S-Rand des Rheinischen Schiefergebirges überhaupt, sondern

sie erlauben es an dieser Stelle auch, den auch in der Bingen- Trechtingshäuser Bucht erschlossenen Zusammenhang der Verschüttungsphasen mit Transgressionsphasen nun auch für das 400 m-Niveau direkt herzustellen; denn hier reichen die mit der 400 m-Verschüttung parallelisierten Ablagerungen bis an die Verebnung heran bzw. bis auf ihre seitlichen Abflachungen hinauf.

Betrachtet man weiter die Anordnung der Schichten im einzelnen im Gelände, so fällt auf, daß sie sich den Geländeformen anpassen. Bei Allenfeld liegen sie in einem Becken zwischen einem nördlichen Riedel des 400 m-Niveaus und einem südlichen, wobei sie die Verflachung in 360 m noch überdecken (500 m nordwestlich des P. 387,7 auf der Hälfte der Strecke zwischen Bockenau und Allenfeld). Bei Bockenau selbst ziehen sie sich von der Einsattlung östlich des Stromberges quer zur Talmulde des Ellerbaches östlich des Ortes von 277 m NN bis auf 305 m NN an der Spitzkehre der Straße von Bockenau nach Sponheim. Am südöstlichen Hang des Gauchsbergzuges treten sie nordwestlich Braunweiler und Sommerloch ebenfalls in über 320 m Höhe auf. Im Gebiet von Argenschwand, Spall und Münchberg am Gräfenbach liegen sie jeweils auf den 360 m-Verebnungen und am Hang über ihnen, wobei sie sich dem buchtförmigen Verlauf des 400 m-Niveaus anschmiegen.

Die Beschreibung ergibt eine offensichtliche Anpassung der Ablagerung an die Geländeformen. Das bedeutet, daß die Geländeformen mindestens gleichalt, wenn nicht älter als die Süßwasserschichten sind. Die Anpassung läßt erkennen, daß die Transgression um den Quarzitzug des Gauchsberges herum entlang den Talzonen, die auch heute noch von Gräfen- und Ellerbach benutzt werden, bis in die kleinen Hochbecken hinein vorgedrungen sind. Insofern als die heutigen Talrinnen den alten Talzonen im großen folgen, wird die Ansicht, daß die Konfiguration der Entwässerung der Hunsrücksüdseite und der Nahemulde in Grundzügen mindestens seit dem Mitteloligozän unverändert bis heute beibehalten worden ist bzw. sich immer wieder neu durchgepaust hat, erneut bestätigt.

Verbindet man nun die beiden Befunde, die im Vorstehenden gewonnen wurden, so läßt sich sagen: Das weite Eindringen der transgredierenden Süßwasserschichten entlang den Talzonen steht in enger genetischer Beziehung zu der gerade hier recht breiten Ausdehnung des 400 m-Niveaus auf den Riedeln zwischen den alten Talfurchen. Die Ausbildung des 400 m-Niveaus wie eine Art Platte nördlich über der Nahe ist hier immer wieder aufgefallen; die Möglichkeit aber, hier seine Entstehung in unmittelbarem Zusammenhang mit einer Verschüttung und Transgression klären zu können, ist aber bisher noch nicht wahrgenommen worden. Im Laufe der vorliegenden Untersuchung hat sich indessen für dieses Ziel am Beispiel dieses Gebiets die beste Möglichkeit geboten. (Einen guten Überblick über das Gelände gewinnt man vom Gangelsberg nördlich Duchroth an der Nahe. Man blickt dort über das Tal des Ellerbaches oberhalb Bockenau bis zum Soonwaldrücken hin.) Eine gewisse Bestätigung der oberen Verschüttungsphase als oberstoligozän bis untermiozän darf auch darin erblickt werden, daß G. BAECKEROOT im Bitburger Gutland bei Idenheim silifizierte Hydrobien in 383 m NN aufgefunden hat. (Hier zitiert nach J. P. BAKKER und TH. W. M. LEVELT 1964, S. 57.) Demgegenüber gehören die Hydrobien des Neuwieder Beckens (C. MORDZIOL 1930, H. QUIRING 1932, M. RICHTER 1936, W. KLÜFFEL 1942) dem Cyrenenmergel an, der mit den Braunkohlen von Rott parallelisiert wird. Sie sind also hier in die Regressionsphase des Oberoligozäns zu stellen, auf die erst die Über-

flutungsphase der Süßwasserschichten folgte. Auch von diesem Befund her wird deutlich, daß zur Zeit des Cyrenenmergels keine Verbindung vom Mainzer Becken zum Neuwieder Becken über die zur Zeit der Regression erst recht vorhandene Hunsrück-Taunus-Schwelle hinüber bestanden haben kann.

10. TAL- UND FLÄCHENENTWICKLUNG IM HUNSRÜCK UND IN DER NAHEMULDE

a) Die unterschiedliche Bedeutung der Verschüttungsphasen

Aus den voranstehenden Abschnitten ist insgesamt zu ersehen, daß das Talnetz im Verlauf des Tertiärs an keiner Stelle umgekehrt oder entschieden verändert worden ist. Die in den anderen Gebieten gerade dafür so bedeutsame pliozäne Verschüttung ist ohne besonderen Einfluß geblieben. Das dürfte vor allem in der in ihren Grundzügen unveränderten orographischen Situation begründet sein, d. h. ein identischer Abtragungs- und Sedimentationsraum hat sich über lange Zeit erhalten.

b) Die Ablagerungen in der Kreuznacher Bucht *

Zur pliozänen Verschüttung ist anzumerken, daß K. W. GEIB auf Blatt Waldböckelheim eine Reihe recht ausgedehnter terrestrischer Schotterkörper über dem marinen Oligozän kartiert hat, die er ins Pliozän stellt. Sie gehen ihm zufolge nördlich Bockenau bis auf 370 m NN hinauf bzw. bis 394 m NN südöstlichen Ortsausganges von Münchwald. Wie die Begehung bei Bockenau zeigte, liegen die Schotter hier besonders dicht auf der 360 m-Verebnung und stellen eine Anreicherung von gebleichten Splitterquarzen über dem festen Gebirgssockel dar, dessen unverwitterte Scherben sich mit den Splittern mischen. Sie ähneln insgesamt sehr den Kiesen vom „Vallendartypus“, die ja allenthalben in denselben Höhenlagen angetroffen worden sind. Deswegen nehmen wir an, daß sie hier nicht pliozän, sondern die terrestrischen Äquivalente der entsprechenden oligozänen Transgressionsschichten sind.

In den tieferen Lagen finden sich an von K. W. GEIB kartierten Stellen Ablagerungen aus roten bis gelblichen tonigen Sanden und vielen kleinen und größeren gut gerollten Quarzen, aber auch Splitterquarzen, was sehr an die mitteloligozänen Schichten von ähnlichem Habitus erinnert. In dieser Grundmasse fallen viele bunte, grobe bis sehr grobe, z. T. plattige Brocken aus Quarziten, Sandsteinen, Porphyren und Melaphyren auf, die selten gut gerundet, meistens nur höchstens kantengerundet und gar nicht angewittert sind. Sie liegen bei Weinsheim in 160—170 m, auf dem Riedel nördlich Weinsheim in 180—255 m, auf dem Riedel nördlich Mandel in 235—250 m NN — also an der zuerst genannten Stelle im Talboden bzw. auf einer kleinen Verflachung über ihm im Bereich der Mittelterrasse, an den anderen Stellen im Bereich der HT und OT. Sie sind mit K. W. GEIB ins Pleistozän, und zwar als Terrassenschotter einzustufen. Sie enthalten offensichtlich in starkem Maße mitverfrachtetes, abgetragenes Oligozän der Buchterfüllung und der Buchränder. Insofern sind sie „Mischschotter“.

Die von K. W. GEIB ebenfalls ins Pleistozän gestellten Schichten in 260—275 m NN unmittelbar südlich von Steinhardterhof bestehen außer aus der oben geschilderten (oligozänen) „Grundmasse“ auch aus bunten Geröllen, die einen relativ großen Anteil erreichen; diese bunten Komponenten sind aber stark angewittert und erinnern in ihrer Mürbheit an die ältestpleistozänen Gerölle in ähnlicher Höhenlage südwestlich Trechtingshausen (J. BIRKENHAUER 1970c).

Nur die Schotter bei Bockenau und Steinhardterhof in 300—330 m NN besitzen den für das übrige Pliozän immer wieder festgestellten typischen Habitus.

* Vgl. Profil 10.

Die fluviatilen Schotter lassen sich demnach auch in der Kreuznacher (bzw. Waldböckelheimer) Bucht gut differenzieren, sowohl nach der Höhenlage als auch nach dem Habitus und dem jeweiligen Anteil der „oligozänen Grundmasse“. Offensichtlich haben demnach die pliozänen wie auch die pleistozänen Erosionen erheblich in den oligozänen Sedimentationsraum der westlichen Kreuznacher Bucht eingegriffen und die wenig verfestigten Sande und Schotter aufgearbeitet. (Man wird zur Vermutung geführt, daß die vielen kleinen gutgerundeten Kiesel im mittelhessischen Pliozän aus einer „Grundmasse“ stammen, d. h. aus dem aufgearbeiteten Oligozän.) In Anbetracht der mit den übrigen Befunden gut übereinstimmenden Höhenlagen der Schotter zeigt sich, daß die westliche Kreuznacher Bucht seit mindestens dem Pliozän als konsolidierter Teil dem Gebirge angeschweift worden war und nur noch geringe Verstellungen stattgefunden haben können. Dem soll jedoch hier nicht weiter nachgegangen werden. Die „Vallendar-schotter“ von Bockenau dagegen liegen bereits nördlich eines vermuteten alten „Scharniers“ (vgl. unten), das für das oligozäne Auf- und Abtauchen des Gebirges wichtig gewesen zu sein scheint.

*c) Ausmaß der pliozänen Verebnung in der Bucht **

Die den pliozänen Sedimenten entsprechende Verebnung ist allenthalben gut ausgebildet und geht terrassenartig in die Talfurchen hinein, sobald diese in das Gebirge über 300 m Höhe eingelassen sind. Sie überzieht gleichmäßig auch die Porphyrstöcke an der Nahe zwischen Sobernheim und Bad Kreuznach im Bereich der Kreuznacher Bucht.

Bedeutsam ist diese Periode hinsichtlich der Ausgestaltung des Gewässernetzes nur in der Kreuznacher Bucht gewesen. Das kann am Beispiel der morphologischen Verhältnisse am buchtseitigen Rand des alten Gauchsberggrückens gezeigt werden. Vom Rücken aus ziehen sich die Riedel von W nach O hinunter. Sie beginnen am Gauchsberg mit einem deutlichen Knick zum darüber hinausgehenden höheren Gelände, und zwar genau im 300 m-Niveau, das sich am Gauchsberggrücken von Bockenau im SW bis Wallhausen im NO erstreckt, und flachen dann mit jeweils geringer Böschung über das 280 m-Niveau und die Stufen der OT und HT langsam ab.

d) Verschüttung eines kräftigen Altreliefs

Das Ergebnis, das H. LOUIS (1953) für das Moselgebiet erzielt hat, daß nämlich die Verschüttung keine Rumpffläche bzw. kein ausdrucksloses Relief, sondern ein altes Relief mit einer Reliefenergie betroffen hat, die der heutigen kaum nachstand, findet sich auch im Nahegebiet wiederum bestätigt.

e) Tektonische Bewegungen und der Ablauf der Verschüttungsperioden

Verbiegungen von größerem Ausmaß sind im Gebirge selbst nicht nachzuweisen, weder im Oligomiozän, noch im Pliopleistozän. Dagegen muß ein Auf- und Abtauchen des Gebirges stattgefunden haben, um die Transgressionen und

* Vgl. Profil 10.

die Verschüttungen und die entsprechenden Verebnungen zu ermöglichen. Ein solches Auf- und Abtauchen ohne Verbiegung und Verstellung im einzelnen setzt eine Art Scharnier zwischen dem Mainzer Becken als ganzem auf der einen Seite und dem Gebirge als ganzem auf der anderen Seite voraus, an dem diese Bewegungen stattfinden können. Dieses Scharnier wäre im Bereich des Büchtrandes, also etwa parallel zum Gauchsberggrücken, ein klein wenig östlich davon, zu suchen, da hier die 360 m-Verebnungen aufhören und im Buchtbereich nicht mehr vorhanden sind. Dem entsprechen übrigens ganz die Untersuchungen von V. Sonne (1957, vgl. besonders die dort beigegebenen Kartenskizzen), deren Ergebnis entlang dieses vermuteten Scharniers zwischen Becken und Gebirge auf dieses selbst zu die größten Absenkbeträge verzeichnet.

Wenn trotz dieser tektonischen Bewegungen an den Verebnungsflächen keine Verbiegungen vorhanden sind — die Süßwasserschichten im Argenschwander und Allenfelder Hochbecken ziehen ja zudem an den Hängen des Vorreliefs entlang und hinauf —, bedeutet dies erstens, daß Verstellung, Verschüttung und Verebnung mehr oder weniger gleichzeitig ablaufende Vorgänge gewesen sein müssen, und zweitens, daß das Auf- und Abtauchen des Gebirges mit weitgespannten Bewegungen epirogenetischer Art zusammenhängt.

Anderes als die oligozänen Niveaus ist das pliozäne Niveau auch in der Bucht selbst, z. B. über den Porphyrfelsen von Bad Kreuznach und Bad Münster am Stein, ausgebildet, und zwar in der ganzen Bucht wiederum ohne jede Verbiegung. Das bedeutet zum ersten, daß das alte Scharnier am Gauchsberggrücken im Pliozän keine Funktion mehr besessen hat, zum zweiten, daß das Scharnier für den alten Gegensatz zwischen Becken und Gebirge überhaupt steht, und zum dritten schließlich, daß die Kreuznacher Bucht (evtl. das ganze Mainzer Becken), wie schon oben vermerkt, im Pliozän an das Gebirge angeschweißt gewesen ist und dessen starre ab- und auftauchende Bewegungen mitgemacht hat. Diese Bewegungen sind im Pliozän wegen desselben Sachverhalts wie bei der oligomiozänen Periode zugleich mit Verschüttung und Verebnung verbunden gewesen.

Die geologisch-tektonische Entwicklung des Mainzer Beckens widerspricht den gezogenen Folgerungen nicht, sondern stimmt mit ihnen zusammen. Alle Darstellungen, sowohl solche, die Einzelproblemen des Mainzer Beckens, als auch solche, die zusammenfassenden Darstellungen gewidmet sind, zeigen, wie nach und nach seit der Ablagerung der Süßwasserschichten der Sedimentationsraum des Beckens schrumpft, der W Festlandsgebiet wird, die ständig zunehmende Absenkung auf den Rheingraben im O beschränkt wird und nach dorthin das Becken abgetrept ist. (Vgl. dazu vor allem: W. WENZ 1921, W. WAGNER 1930, 1959, J. BARTZ 1950, K. W. GEIB 1950, G. FALKE 1960; ferner die den genannten Arbeiten beigegebenen Kartenskizzen.)

f) Kontroverse Auffassungen I *(Verschiebungen der Wasserscheide — Entstehungsgeschichte)*

Die Verhältnisse im Hunsrück-Nahegebiet haben einerseits wichtige Einsichten für das Gesamtverständnis der morphogenetischen Vorgänge in den Mittelrheingebieten erbracht, andererseits können sie, was die Verebnungen betrifft und gerade wegen ihrer nun geklärten Stellung, an den Gesamtzusammenhang der Vorgänge im zentralen Rheinischen Schiefergebirge angeschlossen werden.

Dies bedeutet, daß es sich im N des Hunsrückes und bei der auffälligen Ausbuchtung der Wasserscheide über den Hunsrückwall nach N eben nicht „um eine sehr jugendliche Landschaft und im S um ein altangelegtes, seit langer Zeit vorgezeichnetes Relief handelt“ (H. MOSLER 1966, S. 5). Es besteht kein solcher Gegensatz und eine Verschiebung der Wasserscheide hat es nicht gegeben; sie ist mindestens seit dem Mitteloligozän vorhanden. Das Gebiet weiter Verbreitung der 400 m-Verebnung im südlichen Vorland des Soonwaldes ist dort nicht eine zufällig sich in derselben Höhenlage befindliche, genetisch völlig andersartige „Fußfläche“, die aufgrund von spülfächenartigen Vorgängen entstanden ist (H. MOSLER, S. 36—37), sondern ist, genau so gut wie alle anderen Verebnungen in diesem Niveau, eine „Trogfläche“, wenn auch nicht im Sinne von R. STICHEL. Auch die „Fußfläche“ ist wie die „Trogflächen“ entstanden, aufgrund ein und desselben Vorgangs, der die „Tröge“, als auch die Ablagerung der Sedimente auf den Flächen bewirkte (vgl. H. MOSLER S. 62); diese „Fuß- und Trogflächen“ sind aber nicht die erste erkennbare Anlage eines Talsystems, wie H. MOSLER in Anlehnung an R. STICHEL meint; sie sind ferner auch jünger als das Rupeltonmeer im unteren Mitteloligozän, und der Rupelton besteht somit nicht aus dem Flächenspülicht, das von diesen Trogflächen bei ihrer Bildung diesem Meer zugeführt worden ist (H. MOSLER 1966, S. 63). Es wird deutlich, daß die genetische Entstehung bei H. MOSLER in enger Anlehnung an die doppelte Einebnungsfläche J. BÜDELS erklärt wird: S. 64. Abgesehen von einer Zurückweisung dieser Theorie aus klimatischen Gründen wird zunächst einmal dargelegt, daß allein aus stratigraphischen Gründen die Erklärung H. MOSLERS nicht stimmig ist. Erst nach der Ausbildung der „Trogflächen“ steht H. MOSLER zufolge einer Talverschüttung im Sinne von H. LOUIS nichts mehr im Wege. Indessen: „Sollte eine Talverschüttung stattgefunden haben, so scheint sie das hier untersuchte Gebiet nicht betroffen zu haben“ (a. a. O. S. 63). Daß aber genau dies im Nahe-Hunsrück-Gebiet ebenso der Fall ist wie im ganzen übrigen zentralen Rheinischen Schiefergebirge und daß eine Talverschüttung nicht schon eine vorangehende Einebnung zur Voraussetzung hat, sondern daß es hinsichtlich der sog. „Trogflächen“ eher umgekehrt ist, dürfte indessen hinreichend klargelegt worden sein.

g) *Kontroverse Auffassungen II*
(*Verbiegungen — Walmungen — Höhenkonstanz der Terrassen*)

Entgegen der Darstellung bei H. MOSLER (1966, S. 66—67) haben sich bei den eigenen Untersuchungen keinerlei Anhaltspunkte für eine Verbiegung der Niveaus und Terrassen — im Pleistozän etwa — finden lassen; auch sind die pliozänen Terrassen (von H. MOSLER als Flurterrassen bezeichnet) von Gulden-, Simmer- und Hahnenbach nicht wellenförmig verbogen (a. a. O. S. 67). Diese wellenförmigen Verbiegungen werden durch H. MOSLER erschlossen, indem die höheren Terrassenreste nach ihrem jeweiligen Abstand vertikal über dem heutigen Flußbett im Sinne eines flußab gerichteten Gefälles miteinander verbunden werden (a. a. O. S. 8—31). Auf diese Weise sind dann Verbiegungen recht bald zu ermitteln. Die folgende Aussage ist dann verständlich: „... die Gleichsetzung mit der 300 m-Verebnung des Taunussüdrandes erscheint nicht möglich, da für die Flurterrassen ein zumindest schwaches Gefälle in Flußrichtung angenommen wer-

den muß“ (S. 9). Einem solchen Vorgehen widersprechen jedoch alle bisher zusammengetragenen Beobachtungen; vielmehr sprechen diese für die horizontale Beständigkeit aller Niveaus von der HT ab nach oben — und dies gilt, wie gezeigt werden konnte, gerade besonders gut für das Hunsrück-Nahe-Gebiet. Es sei hier auch noch einmal an das „Auskeilen“ der jeweils niedrigeren Niveaus nach talauf erinnert, bei dem die Niveaus ihren horizontal beständigen Lauf beibehalten, der vertikale Abstand des Talbodens nach aufwärts sich so verringert, daß er nach aufwärts jeweils in die einzelnen Niveaus selber eintritt. Die von H. MOSLER mitgeteilten Terrassenreste lassen sich denn auch alle ohne Ausnahme und jeden Zwang in die Niveaus von 280, 300, 320, 340, 360, und 380 bzw. 400 m einordnen, wobei sie jeweils, den Beschreibungen bei H. MOSLER zufolge, durch die für diese Niveaus typischen Schotter ausgewiesen werden. Im einzelnen darauf weiter einzugehen, erübrigt sich, da es nur darum ging, die in vielen entscheidenden Punkten fast entgegengesetzten Auffassungen darzustellen.

b) Das Verhältnis von marinen und terrestrischen Sedimenten

Es ist abschließend noch ein Gesichtspunkt nachzutragen, der für die Vorstellung des Vorganges nicht unbedeutend ist. Im Vergleich mit den in den früheren Kapiteln behandelten Flußgebieten scheint sich im Hinblick auf die Art der Verschüttungsmassen ein gewisser Widerspruch zu ergeben, insofern als in jenen die Verschüttungsmassen in terrestrischen, im Mainzer Becken und seiner Umgebung vorwiegend in marinem Milieu abgelagert worden sind. Eine Transgression bei allgemeiner starrer gleichförmiger Absenkung muß gleichlaufend zu einer Plombierung der Altäler im Binnenland — vor allem, wenn es sich um eines mit hügelig-gebirgigem Relief handelt — mit terrestrischen Sedimenten führen, bevor das Meer bzw. große Seen eindringen können. Die fluviale Auffüllung kann sogar das Meer am Eindringen hindern. Die höheren Lagen der Schleichsande und der Süßwasserschichten sind dann folgerichtig wegen ihrer fluviatil-limnisch-lakustrischen Beschaffenheit immer wieder als Ufer- und Randfazies der Transgressionssedimente beschrieben worden. (Vgl. z. B. die Kartenskizzen bei K. W. GEIB 1950 und V. SONNE 1957.) Dem entspricht z. B. für den S-Rand der Kölner Bucht die mitgeteilte Auffassung von H. BREDDIN, daß die gebirgswärtsigen oligozänen Tone lakustrischer Natur sind.

11. DIE TAUNUSQUERFURCHE VON IDSTEIN-NIEDERNHAUSEN UND DIE KONSTRUKTION EINER ALTEN HAUPTENTWÄSSERUNGSBAHN („RHEINISCHE DIAGONALTALUNG“)

Die geomorphologischen Verhältnisse in der Taunusquerfurche und ihre geomorphologische Entwicklung sind eingehend an anderer Stelle beschrieben worden (J. BIRKENHAUER, 1971 a). Die Schlußfolgerungen daraus werden im Rahmen dieser Arbeit wie folgt verwendet.

Die Entwässerung in der Furche ging im Bereich der gesamten Idsteiner und Heftricher Senke — die Heftricher Senke bildet die Fortsetzung des vom Lim-

burger Becken nach SO ausgehenden „Goldenen Grundes“ — stets nach N. Vermutlich ging der Einzugsbereich nach S noch weiter über die heutige Wasserscheide hinaus. Diese Entwässerung ist ohne Zwang an das sog. „Westerwälder Diagonaltal“ anzuschließen. Der Abfluß aus den Senken von Idstein und Heftrich ist demnach ebenfalls nach NW gegangen.

Erstens stellen sie damit, von W nach O gesehen, die letzten zu beobachtenden Täler dar, die von SO nach NW entwässert haben und vervollständigen das Bild einer alten einheitlichen Abdachung in den südlichen Mittel-Rheinlanden, die zwischen dem heutigen Rhein im W und der Heftricher Talung im O bestanden hat und die im heutigen Talverlauf noch teilweise überliefert wird.

Zweitens ist damit ausgedrückt, daß in den beiden Senken die südöstlichsten feststellbaren Taläste entgegnetreten, die bis an die somit hier uralte Wasserscheide am Hochtaunus zurückgreifen.

Drittens sind sie daher die südöstlichsten Taläste einer ehemaligen großen diagonalen Abflußfurche im Rheinischen Schiefergebirge, die durch die Verschüttungen, spätestens und entscheidend durch den pliozänen Umbruch, außer Funktion gesetzt wurde und die vom heutigen Talnetz nur teilweise benutzt wird.

Insgesamt läßt sich eine vom Siebengebirge durch den Westerwald bis zum Taunuskamm zu verfolgende Talung rekonstruieren. Diese ist damit offenbar eine der alten Hauptentwässerungsbahnen des zentralen Rheinischen Schiefergebirges. Da sie diagonal vom Taunus im SO nach NW zur Kölner Bucht durch das Gebirge hindurchverlaufen ist, soll sie als „rheinische Diagonaltalung“ bezeichnet werden.

Nach allen Beobachtungen und Darlegungen der früheren Kapitel sind es im wesentlichen die pliozänen Vorgänge gewesen, die das alte Entwässerungssystem außer Funktion gesetzt haben. Das auf der pliozänen Verschüttungsfläche sich neu bildende Talnetz benutzt die alten Formen heute nur noch streckenweise. Dadurch können manche unvermittelten, charakteristischen Laufveränderungen erklärt werden.

12. TAUNUSSÜDRAND UND MAINZER BECKEN

a) Formgestaltung des Taunusrandes

Zwischen der Einbuchtung von Stephanshausen im W, mit der die Bingen-Trechtingshäuser Bucht im W ansetzt, und der vorspringenden Zunge des Steinkopfes (zwischen Wiesbaden-Rambach und Naurod am Südaustritt der Idsteiner Taunusquerfurche) verläuft der Rand des Taunusabfalls zum Mainzer Becken über eine Strecke von rd. 25 km recht geradlinig (Grundkarte, die Blätter Eltville, 5914, und Wiesbaden, 5915, 1 : 25 000). Außer der Geradlinigkeit fällt zunächst auf, daß der Abfall des Gebirges wenig durch Verflachungen in den höheren Niveaus gegliedert ist. Stattdessen beobachtet man zwischen 330 und 400 m NN eine Böschung, die sich deutlich vom steileren Anstieg zum Taunuskamm absetzt, wie auch von dem recht breiten, flachen nach S vorgesetzten Niveau in 280 bzw. 300 m. Diese Böschung bildet über dem 300 m-Niveau eine Art Sockel für den Taunusquarzitzug. Dieser Sockel verläuft auf den genannten 25 km ebenfalls durch, nur von den Tälern

unterbrochen. Von einer ausgezeichneten Erhaltung des 365 m-Niveaus M. GALLADE's kann am Taunussüdhang demnach nicht gesprochen werden. Für das 400 m-Niveau ist indessen seiner Beobachtung zuzustimmen, daß es hier höchstens in Resten vorhanden ist. Demgegenüber läuft das 300 m-Stockwerk jedoch durch und prägt die zungenförmig in die Rhein- und Main-Ebene vorspringenden Vorberge recht eigentlich. Die Vorberge selbst dachen sich vom 300 m-Niveau aus in der Form langer, schleppenförmiger Riedel zum Rhein hin ab. Die Schleppen sind breit gestuft, vorzugsweise im Bereich der pleistozänen Rheinterrassen. Diese sind vor allem zwischen Hallgarten im W und Wiesbaden-Frauenstein im O mit einer oberen Terrasse in 240 m NN und einer unteren in 160—180 m NN klarer erkennbar. (Vgl. Profil 11.)

Die Höhenlagen der genannten pleistozänen Terrassen (vgl. im einzelnen auch O. KANDLER, 1970) lassen erkennen, daß im östlichen Vorland des Rheintaunus seit der Bildung der OT gegenüber dem westlichen Teil eine Absenkung stattgefunden hat. Die dadurch angedeutete absinkende Scholle hat eine Kippung besonders nach SO hin erfahren, nach der Richtung der Täler und der Riedelschleppen zwischen ihnen zu urteilen, die entgegengesetzt zur Hauptabflußrichtung stehen. Demgegenüber wird nach W die SO-Kippung zunehmend abgelöst durch Bewegungen mit aufsteigender Tendenz, d. h. im W ordnet sich das geomorphologische Bild immer mehr dem für das Gebirge typischen ein. Die langen Riedelschleppen verschwinden. (Noch genauere Nachweise für diese Beobachtung erbringt O. KANDLER, 1970.)

Die sockelartig-einheitliche Hanggestaltung im Bereich der beiden OT- und HT-Stufen im W-Teil der Vorbergzone des Rheintaunus dagegen, die keine Stufung besitzt, deutet demnach eine mehr oder weniger gleichmäßig-kontinuierliche und eine relativ rasche Hebung des gebirgswärtigen Gebiets bzw. eine entsprechende Senkung des beckenwärtigen Gebiets an. Dieser Befund scheint geeignet zu sein, auch den „oberen Sockel“ im Höhenbereich zwischen 330 und 400 m in seiner Entstehung ähnlichen Vorgängen zuzuschreiben und damit die geringen Reste von Verebnungen in diesem Höhenbereich zu erklären. Denn eigentlich wären nach allen Gegebenheiten, die sonst im zentralen Rheinischen Schiefergebirge vorliegen, noch zwei obere Stockwerke zu erwarten. Ihr Fehlen an dieser Stelle kann nur dann erklärt werden, wenn es hier an einem „Scharnier“ in einer sehr schmalen Zone sehr rasch zu Auf- und Abtauchen der Gebirgs- bzw. der Beckenscholle gekommen ist (vgl. hierzu die Beobachtungen O. KANDLERS über viele, kleine übereinandergestaffelte Verwerfungen). Die kaum unterbrochene Gleichartigkeit dieser Erscheinung über 25 km hinweg wäre dann zugleich ein Hinweis auf die relative tektonische stabile Starrheit des nordwärts davon liegenden Gebirgsstückes über längere Zeiten hinweg. Das ist nicht nur deswegen bedeutsam, weil damit die Annahme eines starr ab- und auftauchenden Gebirgskörpers eine weitere Stütze erhält, sondern auch deswegen, weil damit auch der stabile Schutzwall, als der der Taunusrücken fungiert hat, bestehen blieb, hinter dem sich auf der Nordseite dann die langen subsequenzartigen Ausraumfurchen dauerhaft haben entwickeln können: Die in früheren Abschnitten verschiedentlich geäußerte Ansicht, daß sowohl die Ausraumzonen als auch ihre nördliche bzw. nordwestliche Entwässerung seit mindestens dem Oligozän vorhandene alte und bewahrte Reliefzüge hinter dem ebenso alten Schutzwall als Wasserscheide sind, paßt gut zu diesem Bild und findet in ihm eine Ergänzung.

b) Die pliozänen Verebnungen und die korrelaten Ablagerungen am Taunussockel und im Mainzer Becken

Gegenüber dem Fehlen der höheren, älteren Niveaus sind die um 300 m NN am ganzen Taunussüdrand z. T. auffällig breit und ziehen beständig hindurch. Ihrer guten Ausbildung entspricht, daß an vielen Stellen die korrelaten Ablagerungen ebenso gut erhalten blieben. Sie wurden besonders in dem Abschnitt beiderseits Wiesbadens zwischen Martinthal im W und Rambach im NO in die Untersuchung einbezogen, da die Geologische Karte 1 : 25 000 (Blätter Wehen, 5815, Eltville, 5914, Wiesbaden, 5915) auf besondere Lageverhältnisse aufmerksam machte. (Vgl. zum folgenden Profil 11.)

Erstens treten die Schichten extrem tief auf (110 m NN nördlich Schierstein), zweitens ziehen sie sich von dort über die Schleppen hinauf bis in 300—320 m Höhe, wo sie das Niveau flächenhaft überlagern (Birnenkopf nördlich Martinthal; Chausseehaus; Goldstein-Hasselt-Rücken nordwestlich Rambach); drittens überlagern sie dabei auch das Oligomiozän des Mainzer Beckens, das unter ihnen bis etwa 240/250 m NN hinaufgeht.

Es handelt sich nun, wie die Begehungen erkennen ließen, tatsächlich um tonige Sande und Kiese, die in allen Höhen denselben Habitus besitzen (gelblich-rötlich gefärbte, gut abgerollte Milchquarze mit wenigen Quarziten, vermenget mit eckig-splittigem Material). A. LEPLA u. a. (1931) betonen, daß typische Kieseloolithe nicht enthalten sind und das Alter daher nicht genau festgestellt werden kann. Dem Habitus nach können sie jedoch durchaus mit dem übrigen Pliozän zusammengebracht werden. Der Verdacht, daß es sich bei dem niedrigen „Pliozän“ um oligomiozäne Sedimente des Mainzer Beckens handeln könnte, wurde durch die Sedimentanalyse nicht bestätigt. Allerdings ergeben sich beim Pliozän zwischen „unten“ und „oben“ bestimmte Unterschiede, die daraufhin deuten, daß bei den unteren Partien oligomiozäne Sedimente verarbeitet wurden. (Vgl. ähnlich für das Pleistozän: O. KANDLER 1970.) Die Probe A₁₆ aus 190 m und die Probe A₁₇ aus 280 m NN, also 90 m darüber, besitzen entsprechende Unterschiede (A₁₆ mit Kalkbröckchen und dem typischen Granat-, Staurolith- und Disthengehalt). Ähnliche Unterschiede zwischen „unten“ und „oben“ wurden aus dem übrigen Mainzer Becken ebenfalls bei den demselben Schichtkomplex in verschiedener Höhenlage paarweise entnommen Proben beobachtet (A₁₈ und A₁₉ vom sog. „Ostplateau“ östlich des Selztales südöstlich Ingelheim in 200 und 230 m NN und A₁₃ und A₂₀ aus dem Kreuznacher Stadtwald in 250 und 285 m NN). Das von A. LEPLA u. a. (1925) auf Blatt Wehen auskartierte „Oligozän“ nordwestlich Rambach in 250—305 m NN muß nach Höhenlage und völlig identischem Habitus ebenfalls ins Pliozän gestellt werden. Schließlich wurden im Wiesbadener Stadtwald auf dem ganzen Halbkreis zwischen dem Birnenkopf nördlich Martinthal und dem Chausseehaus in 300—320 m NN rötlich-gelbe Sande und Milchquarze aufgefunden, die auf der Geologischen Karte nicht eingetragen sind. Während nun das Oligomiozän relativ kompakt-mächtig ist und die Taunusvorberge aus ihm bestehen, überzieht das Pliozän diese Vorberge (wie auch die aus varistisch gefalteten, z. T. metamorphen Material) als relativ flache Schotterdecke (vgl. auch A. LEPLA u. a. 1931). Vor allem im Bereich zwischen 280 und 320 m liegen die Ablagerungen als dünne Bestreuung dem felsigen Boden auf. Größere Mächtigkeiten von 5—10 m erhalten sie über dem Oligomiozän des Mainzer Beckens, an dessen oberem gebirgsartigem Rand, der durch einen relativ steil ansteigenden, sockelartigen Hang gebildet wird (z. B. am Waldhäuschen 1,5 km nördlich Oberwalluf) oder dort, wo Einsattlungen in höherem Gelände auftreten, die sie erfüllen (z. B. zwischen dem Burgberg und dem Goldstein nordwestlich Rambach in 242—252 m NN).

Die mitgeteilten Beobachtungen lassen die Rekonstruktion der Vorgänge, die zur Bildung des 300 m-Niveaus und zu den unterschiedlichen Ablagerungsverhältnissen führten, in folgender Weise zu. Im Laufe des Pliozäns setzt eine Verschüttung ein, die in einer ersten Phase das Gelände bis in die heutige Höhe von

240—250 m NN betroffen hat und direkt über das Oligomiozän des Mainzer Beckens hinweggreift bis unmittelbar an die gebirgswärtige Umrahmung des Beckens heran.

Folgt man den Gegebenheiten auf dem Ostplateau des Mainzer Beckens, wo erstens bereits in nur 30 m Höhe über den calcitführenden Sedimenten der ersten Pliozänphase Ablagerungen auftreten, die mit denen auf den 280—320 m-Niveaus der gebirgswärtigen Umrahmung des Beckens gut vergleichbar sind, wo die gleichen Ablagerungen zweitens am Haxthäuserhof (3 km östlich Ingelheim-Süd) bis nahe an 240 m am trigonometrischen Punkt 248 in der Flur „Im Hochwald“ (2,5 km südwestlich Ingelheim-Süd) bis nahe 250 m NN reichen und wo sie drittens als jüngstpliozäne Avernensis-Schotter beschrieben worden sind (J. BARTZ 1950), so ergibt sich daraus, daß hier der gesamte Verschüttungsbetrag nicht wesentlich über 50 m hinausgegangen sein kann. Das bedeutet im Vergleich mit den identischen Sedimenten auf 300—320 m Höhe, daß in der zweiten Phase der pliozänen Verschüttung das Gebirge selbst gleichzeitig mit der Aufschüttung um den Differenzbetrag zwischen der Höhe von 250 m NN auf dem Ostplateau und dem Gebirgsniveau noch zusätzlich abgetaucht ist (also um 50—70 m), und zwar bis in die Höhenlage der ersten Phase der pliozänen Verschütterung im Becken bzw. etwas darüber. D. h. daß über einem aufgefüllten miopliozänen Relief (vgl. z. B. die Einsattlung zwischen Burgberg und Goldstein) von der gleich hohen Schotterebene des Beckens aus der beckennahe Rand des Gebirges relativ breit verebnet worden ist. Die Mächtigkeitsbeträge der Ablagerungen im Becken selbst und am Gebirgsrand zeigen im Vergleich auch, daß das Becken selbst gegenüber dem Gebirge kaum weiter eingesunken ist. (Vgl. dazu Profil 12.)

Die weitere pleistozäne Entwicklung hat dann wieder zu einem Auftauchen des Gebirges geführt.

Die geschilderten Verhältnisse bedeuten nun für den Taunusrand weiter, daß der sockelartige Abfall des 300 m-Niveaus analog zu den früheren Überlegungen hier zugleich eine Art Scharnier bezeichnet, an dem sich während des Pliopleistozäns das Ab- und Auftauchen des Gebirgskörpers vollzogen hat.

Die besondere Bedeutung der Beschäftigung mit den Verhältnissen am Taunus-südrand und im gegenüberliegenden Mainzer Becken ist, abgesehen von der Erhellung der lokalen Vorgänge, darin zu sehen, daß für das Gesamtbild der Entstehung des 300 m-Niveaus ebenfalls großräumige Absenkungsvorgänge im Pliopleistozän eine ebenso wichtige Rolle gespielt haben müssen, wie sie sich für die beiden älteren Phasen schon ergeben haben. Eine Analogie zur Kreuznacher Bucht besteht insofern, als offenbar das Scharnier für die Bewegungen im Pliopleistozän auf das Becken zu gewandert ist.

Das Abtauchen des Gebirges einerseits — und zwar so weit, daß das 300 m-Niveau mit den gleichzeitig aufgeschütteten Schottern über die Becken hinweg eine einheitliche Oberfläche bildete — und eben diese Aufschotterung andererseits haben damit den Mechanismus dafür abgegeben, daß in der Binger Pforte endgültig die alte trennende Wasserscheide überwältigt werden konnte und der Rhein den heutigen Lauf zu entwickeln vermochte. Dieser wurde durch das Einschneiden nach erneutem Auftauchen des Gebirges endgültig festgelegt.

Die im Vorstehenden geschilderte Auffassung weicht insofern von der in der älteren Literatur vertretenen ab, als vom Vf. alle pliozänen Ablagerungen im nördlichen Mainzer Becken ins Ober-Pliozän eingestuft wurden, in Überein-

stimmung mit der Diskussion der Altersstellung des Pliozäns in der Montabaurer Senke.

Ursprünglich sind die Pliozänsedimente des nördlichen Mainzer Beckens mit den Dinotheriensanden von Eppelsheim bei Worms parallelisiert worden, und zwar zuerst von C. MORDZIOL (1910 b S. 130). Alle späteren Autoren haben sich dem angeschlossen (vgl. J. BARTZ 1936 und 1950, G. FALKE 1960, S. 75). Nach der Lagebeschreibung des Pliozäns auf dem Ost- und dem Westplateau des Mainzer Beckens durch J. BARTZ (1950, S. 201) befinden sich die „unterpliozänen“ Schichten wie die eindeutig oberpliozänen Avernesschotter immer über den Bohnerzbildungen an der Basis aller pliozänen Schotter. Diese Bohnerzbildungen sind aber ins Mittelpliozän zu stellen (ebenfalls nach J. BARTZ 1957). Die pliozänen Sedimente können daher besser als verschiedene Fazies ein- und desselben Sedimentationszyklus aufgefaßt werden. Tut man dies, so lösen sich einige widersprüchliche Aussagen (vgl. J. BARTZ 1936, S. 201—212), deren Befunde eher in das hier entwickelte Bild hineinpassen. Daß in den tieferen Lagen die Schichten eines „Urrheins“ und eines „Urmain“ noch gut voneinander zu trennen sind, dürfte ein Ausdruck der zunehmenden Auffüllung des Beckens sein. Geht man nämlich von der Vorstellung aus, daß von W (Nahe, Hunsrück), S. (Urrhein) und O (Taunus, Urmain) das Becken schwemmfächerartig überdeckt zu werden begann, so sind verschiedene Fazies und Sedimentationsräume leicht erklärlich.

Obwohl nun ferner C. MORDZIOL die Dinotheriensande auch von östlich des Oberrheingrabens beschrieben und sie dort ebenfalls ins Unterpliozän gestellt hat (unterer Main, Wetterau: 1910 b, S. 130), sind merkwürdigerweise aus dem mindestens 500 m mächtigen Pliozän der Grabenfüllung selbst in der Mitte der fraglichen Ablagerungen keine eindeutigen fluviatilen „Urrhein“-Ablagerungen aus dem Unterpliozän mit Dinotherien bekannt geworden (J. BARTZ nach H. FALKE 1960, S. 75). Vielmehr gehen im Graben die miozänen Hydrobienschichten konkordant in Mergel über, die bis ins Unterpliozän reichen. Dann folgt über diesem sog. „Jungtertiär I“ jetzt erst das fluviatilimnische „Jungtertiär II“, das nahtlos ins Pleistozän übergeht (A. SCHAD 1956 und 1962 a. u. b; STRAUB 1962).

Es ist daraus zu schließen, daß das Jungtertiär II nach einer Unterbrechung bzw. einem Bruch in der Sedimentation bereits ins Oberpliozän gehört, wobei die fluviatilimnische Ausbildung für schwemmfächerartige Ablagerung spricht.

Auch J. BARTZ (1950) kommt entsprechend zu der Auffassung, daß sich das heutige Flußsystem erst seit dem Oberpliozän im Mainzer Becken entwickelt hat, was sich mit den in der vorliegenden Untersuchung aus der geomorphologischen Situation hergeleiteten Ergebnissen deckt. Schließlich kommt J. BARTZ (1961, S. 131) sogar dazu, die von allem früheren Autoren stets ins Unterpliozän als Dinotheriensande gestellten Ablagerungen vom Rheingrafenstein bei Bad Kreuznach als Oberpliozän bezeichnen; das deckt sich völlig mit der Auffassung, die in dieser Arbeit bisher vertreten worden ist.

13. DIE QUERFURCHEN DURCH HUNSRÜCK UND TAUNUS (VERGLEICH UND ZUSAMMENFASSUNG)

1) Eine Verbiegung ist an den Niveaus, die entlang den Furchen das Gebirge queren, nicht festzustellen. Deswegen kann von einer Wellung des Gebirges im jüngeren Tertiär und Pleistozän entlang des varistischen Streichens keine Rede sein. Sollte eine Ondulation stattgefunden haben, ist sie älter als Mitteloligozän. (Tektonische Verstaltungen sind zwar lokal zu erschließen, aber ohne Bedeutung für das Ganze.) Eine besondere Erscheinung stellen die Scharniere dar, an denen das bestehende Gebirgsrelief als Ganzes — allerdings jeweils in wechselndem Flächen- und Höhenausmaß — vor allem im Oligomiozän und im Pliopleistozän mehrfach ab- und aufgetaucht ist. Die Absenkungen haben jeweils bedeutende Reliefverfaltungen mit sich gebracht, die mit Transgressionen identisch gesetzt

werden können. Bei den oligomiozänen Verschüttungen, die vom Höhenniveau des marinen Vorfluters ausgegangen sind, ist es an keiner Stelle zu einer entscheidenden Überwältigung der Wasserscheiden durch marine Sedimente gekommen.

2) Am oberen Mittelrhein hat es eine alte, nach N bzw. NNW gerichtete Talung gegeben. Diese Talung läßt sich zwanglos einer ebenso alten Abdachung einordnen, die vom Hochtaunus nach N bzw. nach NW ging. Derselben Abdachung gehörten die Talungen an, die heute durch den Mühlbach, den Hasenbach, das Aar-Dörsbach-System und das Emsbachsystem der Idsteiner Senke (bzw. Hefrichter Senke) bezeichnet werden. Talungen, Abdachungen, Sedimentationsverhältnisse bezeugen eine alte, lange trennende Wasserscheide zwischen N und S, die vom Binger Wald im W bis zum Feldberg im Hochtaunus verlaufen ist und die auch die Idsteiner Senke seit alters nach S abgeschlossen hat. Der Binger Wald stellt einen erst durch den jungen Rheindurchbruch vom Taunusrücken losgelösten Teil dar.

3) Wie die Idsteiner Senke (und Hefrichter Senke) im O alte Züge bewahrt hat, so sind auch die Einzüge von Simmer- und Hahnen/Kyrbach im W alt und kaum verändert worden. Im Hunsrück ist westlich des Soonwaldes die Wasserscheide seit je weit nach N ausgebuchtet gewesen und stellt daher keine jugendliche Landschaftsform dar. Die Hauptzüge der Entwässerung haben hier trotz der verschiedenen Verschüttungsphasen bis heute fortgedauert. Schon vor dem Mitteloligozän hat im Nahe- und Hunsrückgebiet ein weit zurückgreifendes Flußsystem bestanden. Wenn dessen Grundzüge bis heute nicht wesentlich verändert worden sind, so liegt das an der Beständigkeit des durch das Mainzer Becken gekennzeichneten Vorfluterbezirks.

4) Aufgrund der oligomiozänen terrestrischen Verschüttung sind nur einige untergeordnete Züge verändert worden wie z. B. die Ausdehnung des Guldenbaches nach N.

5) Die einschneidendste Veränderung ist in der Mitte des Gebiets geschehen, wo in der altbestehenden Bingen-Trehtingshäuser Bucht die alte Wasserscheide entsprechend verändert wurde unter völliger Umkehrung der bis ins Pliozän bestehenden Altabflußrichtungen.

6) Jede Querspur in Hunsrück und Taunus hat im Vergleich ihre eigene morphogenetische Geschichte. Jede hat aber auch für das Gesamtbild und sein Verständnis einzelne wichtige Züge beigetragen, die ohne die Untersuchung und Betrachtung aller Gebiete nicht zutage getreten wären.

VII. DIE ABLÄUFE IM MAINZER BECKEN UND IN DER KÖLNER BUCHT AUF DEM HINTERGRUND DER BISHERIGEN ERGEBNISSE IM GEBIRGE

1. PROBLEMSTELLUNG

Für das Verständnis der Abläufe, die zu den Verschüttungen, zur Ausbildung verschiedener Niveaus von Altflächen und schließlich zum heutigen Verlauf des Gewässernetzes geführt haben, war das vorangehende Kapitel besonders wichtig, insofern es die Vorgänge an die geologisch recht genau erfaßbare Entwicklung des Mainzer Beckens anzuschließen half. Damit wurde zweierlei vor allem erreicht: 1) die genauere stratigraphische Einordnung und 2) die eindeutige Verbindung mit tektonischen Vorgängen, die die Gebirgsscholle als Ganzes betrafen.

Solche Zuordnungen zu erschließen war am nördlichen Mittelrhein nur annähernd möglich, obwohl dort als Ausgangsgebiet der Untersuchungen die grundlegenden Vorstellungen gewonnen werden konnten, die teilweise neu sind und die des weiteren bei der Anwendung in allen anderen zusätzlich untersuchten Gebieten sich immer wieder bestätigen ließen. Daraus ergibt sich ein recht einheitliches Bild des geomorphologischen (und geologischen) Entwicklungsganges über das ganze mittelhessische Schiefergebirge hinweg seit dem mittleren Tertiär. Die besondere Einheitlichkeit des gewonnenen Bildes besteht darin, daß im ganzen Gebiet nicht nur die Altflächen überall verbreitet sind, sondern stets und ständig in der gleichen Höhenkonstanz und im gleichen Vertikalabstand voneinander über große Entfernungen hinweg auftreten.

Das bedeutet, daß der am Mainzer Becken gewonnene Bezug zum geologischen Werdegang im ganzen Untersuchungsgebiet Gültigkeit besitzen muß, wenn anders die Gleichheit der Vertikalobservanz (d. h. des stets gleichen Abstands der Stockwerkkniveaus voneinander) und der Horizontalkonstanz (d. h. der stets gleichen Höhenlage der Niveaus) nicht einen mehr oder weniger absurden Beobachtungsbefund darstellen soll. Gilt der Befund aber im ganzen Beobachtungsgebiet, dann müssen die geologischen Grundlagen nicht nur eine lokal begrenzte Verbreitung haben, sondern auch zeitlich mit solchen in anderen Gebieten zusammenfallen, d. h. dann müssen sich auch in der Kölner Bucht genau entsprechende zeitliche Analogien nachweisen lassen — und zwar einmal analog zum Bewegungsablauf im Bereich des Mainzer Beckens und ein andermal, in unlösbarem Zusammenhang damit, zum Ablauf der Altflächenentwicklung. Dadurch ergeben sich folgende Möglichkeiten: 1) Das einheitliche geomorphologische Bild des Gebirges könnte auch im N an korrelierten Ablagerungen und die durch sie angedeuteten Abläufe angebunden werden. 2) Es könnte vom Mainzer Becken über das Gebirge hinweg mit Hilfe seiner einheitlichen geomorphologischen Entwicklung eine Brücke zur Kölner Bucht und zum Niederrheinischen Tiefland geschlagen werden. 3) Die Befunde aus dem Untersuchungsgebiet könnten schließlich dadurch eine noch allgemeinere Bedeutung gewinnen.

2. DIE ABLÄUFE IN DER KÖLNER BUCHT UND IN IHREM HINTERLAND

Die Forschungen haben im Zusammenhang mit der Braunkohlengeologie in der Kölner Bucht zu recht genauen Vorstellungen geführt, die, soweit sie für die Problemstellung infrage kommen, kurz referiert werden sollen.

Nach K. H. SINDOWSKI (1939, S. 455—456) und H. D. PFLUG (1959, S. 31 ff.) hat sich die Bucht als weiträumige, zunächst flache und bruchlose Absenkung im Mitteloligozän herauszubilden begonnen, da in dieser Zeit die durch den Septarienton gekennzeichnete erste marine Transgression erfolgt. Die Senke wird zu dieser Zeit ausgekleidet durch Material, das vom tief verwitterten Gebirge abgespült wurde. Im Septarienton bilden sich erste Braunkohlen, die z. B. in der Paffrather Mulde bei Bergisch-Gladbach in den Dolinen des tief verkarsteten Mitteldevonkalkes liegen (vgl. dazu auch A. H. HELAL 1958, S. 423—429). Nach A. H. HELAL sind die Dolinen aber nicht nur mit Tonen und Braunkohlen gefüllt, sondern auch mit Kiesen, die — unregelmäßig von Doline zu Doline wechselnd — sich teils unter, teils über den Kohlen befinden. Diese Beobachtung deutet — analog der AHLBURGS im Limburger Becken — auf die allmähliche Verschüttung des unregelmäßigen Reliefs bei gleichzeitiger Absenkung hin; denn auch der Höhenrand des heutigen Bergischen Landes wurde von den Senkungsbewegungen noch betroffen.

Zum Septarienton gehören zeitlich auch die untersten Lagen der Tone auf den südlichen Randhöhen der Kölner Bucht, die bereits im Kapitel II erwähnt wurden (z. B. Lyngsberg, Ringen). Die Überkleidung der Bucht und ihrer heutigen Randhöhen mit dem Ton weist darauf hin, daß die Versenkung des Gebirges — bei gleichzeitig weitergehender Verschüttung und Einebnung ins Gebirge hinein — einen ersten Höhepunkt erreicht (H. D. PFLUG 1959).

Mit dem Abtauchen des Gebirges ist gleichzeitig also auch hier eine erste mächtige Transgression verbunden (H. FAHRION 1958)), bei der erstmalig von N her die sog. Erkelenzer Schwelle überwunden wird, die bis dahin das Festland der Rheinischen Masse nach N begrenzte, und die Bucht ihre keilförmige Gestalt annimmt (H. D. PFLUG a. a. O.). Dabei erreicht das Meer etwa die Linie Aachen — Bergisch-Gladbach (vgl. das Kärtchen bei H. D. PFLUG 1958), transgrediert also noch über die HELALSchen Schichten bzw. verzahnt sich mit diesen.

Nach einer ersten Regression zu Beginn des Oberoligozäns kommt es im höheren Oberoligozän zu einer erneuten Transgression von ebenfalls großer Mächtigkeit (K. H. SINDOWSKI 1939, S. 455—456; H. FAHRION 1958), die noch weiter ins Buchtinnere und gegen das Gebirge vorstößt.

Dabei werden in der Bucht wie auch in den Tiefebieten im Gebirge die mitteloligozänen Schichten z. T. schwach diskordant überlagert (Berg-Gladbach; Wintermühlhof bei Königswinter: Sohlton Mitteloligozän, Quarzit darüber mit sog. „Unteren Rheinischen Bild“, also Oberoligozän bis Wende Miozän). Dasselbe „Bild“ führen die Dysodillager von Rott über dem Trachyttuff und der Dysodil vom Kunkskopf nördlich des Laacher Sees in den Arenbergsschichten (H. D. PFLUG 1959, S. 34—36, auch die folgenden Angaben).

Es besteht ein ausgedehntes Flußnetz, mit dem die im S abgetragenen Gerölle nach N verfrachtet und dort abgelagert werden. „Weite Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges geraten unter eine Decke von Sand und Kies“ (S. 39). Das Flußnetz setzt sich aus mehreren Leitlinien zusammen, die insgesamt von S nach NNW gerichtet sind (S. 39). Eine dieser Leitlinien ist der Rest eines Stromes, der seinen Weg von etwa Idstein über Limburg in die Gegend von Siegburg genommen hat (S. 41; nach TH. SCHMIERER und H. QUIRING 1933).

Abgesehen von der großen Ähnlichkeit der Auffassungen hinsichtlich des nun auch geomorphologisch nachgewiesenen Diagonaltals und der geomorphologisch

begründeten Ansichten der Verschüttung des Gebirges („Decke von Sand und Kies“) können die Anzeichen für eine Absenkung des Gebirges noch um zwei vermehrt werden.

Erstens liegen bei Spitze östlich Berg.-Gladbach die oberoligozänen Sande in rd. 200 m NN. Sie werden dort überlagert von stark gebleichten Schottern, mit eigroßen, gut gerundeten Schottern terrestrischer Herkunft darin (A. H. HELAL 1958). Es dürfte sich hier um „Arenbergschotter“ handeln, die also noch etwas jünger sind als die Meeressande, wenigstens an dieser Stelle (ähnlich ja auch die Lagerung am Kunkskopf). Zweitens ist der Südrand der Transgression des oberoligozänen Meeres gekennzeichnet durch die gut gerundeten Brandungsgerölle aus Feuerstein. Die südlichste Stelle des Vorkommens dieser Feuersteingerölle befindet sich im Aachener Wald südlich Aachen, und zwar trifft man die Gerölle bis in eine Höhenlage von 360 m NN an; ihre Untergrenze liegt bei 260 m NN (K. HOREMANN 1956). Die oligozäne Meeresgrenze verläuft also hier ähnlich wie im Mainzer Becken bzw. in seinem Umland über heute höheres Gebirgsland.

Die Höhendifferenz erlaubt den Schluß, daß das Gebirge um 100 m abgetaucht ist — und das auf relativ kurzer Entfernung; auch hier muß eine Art Scharnier angenommen werden. Sind die Feuersteingerölle ins Oberoligozän zu stellen, so gehört dies alles der 400 m-Verebnung und Verschüttung an. D. h. die Verschüttung ist noch rd. 40 m über die nachweislichen Absenkungsbeträge hinausgegangen.

Was nun die Vorstellung von Scharnieren angeht, so lassen sich dafür auch Anhaltspunkte aus der Schwellengliederung des Untergrundes der Bucht gewinnen.

Jede Schwelle bzw. jeder sog. Horst stellt ein Scharnier dar, an dem, je weiter nördlich die Schwelle liegt und damit das Scharnier sich befindet, der Untergrund umso stärker abgesunken ist, und zwar jeweils syndementär. Die Absenkung beträgt nördlich der Erkelenzer Schwelle bzw. westlich und nordwestlich des Jackerather Horstes zwischen Unteroligozän und Pliozän bis zu 1000 m, im Erftbecken südlich der Schwelle weniger als die Hälfte und beim Anstieg zum Gebirgsrand südlich Meckenheim zwischen Bonn und Euskirchen nur noch 100 m (vgl. R. TEICHMÜLLER 1958; H. D. PFLUG 1959). Weiter südlich folgt dann als erste, heute terrestrische, Schwelle der Werthhovener Schild. Im O hat sich von südlich des Siebengebirges mit Verlauf auf etwa Eitorf an der Sieg zu ein deutliches Scharnier am Gebirgsrand selbst als Grenze zur Siegburger Teilbucht mit dem abgesunkenen Pleiser Hügelland feststellen lassen. Am Rand von Eifel und Venn zum Vorland sind die mesozoischen Schichten einschließlich der Kreide von tertiären Verwerfungen durchzogen, wodurch einzelne Bruchstaffeln entwickelt sind, die den Übergang ins Vorland vermitteln (vgl. R. STICKEL 1923).

Was schließlich die pliozänen Vorgänge angeht, so haben sie sich am Taunussüdrand als Absenkung des Gebirges nachweisen lassen; das ist im Niederrheinischen Tiefland und in der Kölner Bucht nicht der Fall. Immerhin hat es aber doch im oberen Pliozän eine Transgression gegeben, die, mit mehreren hundert Meter mächtigen Ablagerungen (westlich der Maas rd. 700 m), auf eine entsprechend starke weitere allgemeine Absenkung nördlich der Erkelenzer Schwelle verweist. (Vgl. auch G. FLIEGEL 1911, S. 527—528; H. BREDDIN 1932, 1951 Abb. 2 u. 6; K. KAISER 1961, S. 249 u. Abb. 5 u. 6a.) Dazu paßt die Schüttung von Kieseloolithschichten in die Kölner Bucht südlich der Erkelenzer Schwelle, die bis 300 m mächtig werden (G. FLIEGEL 1911 und 1922: hier mit vielen Einzelangaben zu vielen Bohrprofilen). Bei Kleve beginnen sich die terrestrisch fluviatilen Kieseloolithe mit dem marinen Pliozän zu verzahnen (G. FLIEGEL a. a. O.).

Insgesamt gesehen lassen sich demnach auch im Oberpliozän Abtauchen des Gebirges, Absenkung des Vorlandes nach Schwellen (Scharnieren) gegliedert und marine Transgression zu einem allgemein gültigen Vorgang zusammenfassen.

3. FOLGERUNGN UND WEITERUNGEN FÜR DAS GESAMTBILD

Während an den Schwellen der Kölner Bucht im Untergrund der heutigen Oberfläche die Absenkung bis ins Pliozän (und in den Niederlanden bis heute) weitergegangen ist und zu keiner Zeit in eine kürzere oder längere Aufwärtsbewegung umgekehrt worden zu sein scheint, hat an den das Gebirge begleitenden Scharnieren beides stattgefunden, und zwar so, daß jeder großen Transgression ein Abtauchen des Gebirges (bei gleichzeitig weitergehender Senkung auch der Vorlandsbecken) entspricht. Das Abtauchen ging jeweils so weit, daß entlang den das Gebirge durchquerenden Talzügen weite Teile des Gebirges in eine niedrige Lage gerieten, und zwar in eine Lage, die dem Vorfluterniveau der Becken und Buchten in etwa entsprochen hat bzw. nur geringfügig darüber gelegen haben kann. Die Abtauchphasen waren gleichzeitig die Phasen, in denen sich notwendigerweise — aufs Vorfluterniveau bezogen — Talverschüttung und begleitende Niveaubildung vollziehen mußten.

Dem Abtauchen zur Zeit der großen Transgressionen folgte jeweils ein Auf-tauchen des Gebirgskörpers als Ganzem in den Regressionsphasen der Becken und Buchten.

Das entwickelte Bild gewinnt umso größere Gültigkeit, als sich dieselben Vorgänge zur selben Zeit sowohl im Mainzer Becken als auch in der Kölner Bucht bzw. an deren gebirgswärtigen Rändern abgespielt haben und sich überraschend gut miteinander parallelisieren lassen.

Daß das Gebirge als Ganzes dabei stabil geblieben ist, beweist die Horizontal-konstanz und Vertikalobservanz der Niveaus über weite Gebiete hinweg. Da sich — außer an den Scharnieren selbst und in den intramontanen Becken — keine Verstellungen nachweisen lassen, muß das Gebirgsrelief oberhalb des jeweiligen Verschüttungsniveaus in den sog. Schwellengebieten des Rheinischen Schiefergebirges älter sein als Mitteloligozän. Die Tatsache bedeutet im Vergleich mit den heutigen Höhenverhältnissen in den Schwellen, daß dort auch zur Zeit der Verschüttung die Reliefunterschiede noch ganz beträchtlich gewesen sein müssen. (Vgl. die Taunus- und Hunsrückschwelle — Grundkarte.)

Dieser Schluß bedeutet, daß die Abfolge der gröber- oder feinerklastischen Sedimente ungeeignet ist, Phasen erhöhter oder verringerter Reliefenergie, die dadurch auf Hebung oder Senkung hindeuten könnten, abzuleiten. Ein mehr oder weniger ausdrucksloser Charakter hat zumindest im Gebirgsrelief über den Verschüttungsniveaus seit dem Mitteloligozän nicht bestanden. Man kann daher auch aus den feiner oder gröber klastischen Sedimenten nicht auf ein mehr oder weniger ausdrucksloses Relief schließen. (Vgl. z. B. u. a. H. D. PFLUG 1959, S. 86: „Sowohl in den Meeresbecken wie in den kontinentalen Senken überwiegt die tonige Fazies. Sie deutet auf ein Minimum an Reliefenergie.“) Vielmehr rührt das Überwiegen der Tonsedimente, das im ganzen Mitteloligozän sowohl im N (Kölner Bucht und nördliches Mittelrheingebiet) als auch im S (Mainzer Becken) beobachtet werden kann, nur davon her, daß eben die tiefgründige prämitteloligozäne Verwitterungsrinde des Gebirges entfernt wurde und entsprechend viel feinklastisches Material zur Verfügung stand. Ferner kommen ja auch immer wieder grobklastische Kiese von „Vallendar“ unter den Tonen, in und über ihnen vor; im Oberoligozän überwiegen Kiese im Gebirge bzw. Sande in der Bucht und im

Becken die Tonablagerungen bei weitem, obwohl doch die Relieffenergie wegen des noch tieferen Abtauchens eher noch geringer gewesen sein muß als im Mitteloligozän.

Es scheint demnach gegenüber der oft geübten Praxis, aus der Folge von feiner zum gröber klastischen Material (bzw. umgekehrt) auf entsprechende Entwicklungsstadien einer Reliefbelebung (bzw. umgekehrt) zu schließen, Vorsicht geboten zu sein und statt dessen ebenso sehr die Abtragungsbedingungen, die etwa von den Verwitterungs-, d. h. von den Klimabedingungen abhängen, zu berücksichtigen. Dem soll in späteren Kapiteln noch besonders nachgegangen werden.

Das sich anbietende Bild von Auf- und Abtauchen des Gebirgskörpers in relativ starrer en-bloc-Bewegung kann schließlich noch in folgende drei Zusammenhänge gestellt werden.

E r s t e n s ist es geeignet, die Stufentreppe am Eifelnordrand noch besser zu verstehen als es die in Kapitel II entwickelte Vorstellung des verschieden weiten gebirgswärtsigen Ausgreifens eines großen Schwemmfächers in die Bucht hinein allein vermag; beide Vorgänge haben zusammengewirkt, um diese Randtreppe entstehen zu lassen.

Z w e i t e n s vermag das entworfene Bild die Zweifel an den enormen Verschüttungsbeträgen zu beheben, die immer wieder als grundsätzlicher Einwand gegen die von H. LOUIS (1953) entworfene Vorstellung erhoben worden sind, wie etwa z. B. G. SOLLE (1959). Bei einem Abtauchen des Gebirges als Ganzem an Scharnieren bis in die Nähe des Vorfluters geht die tatsächliche Verschüttungshöhe nicht über den von G. SOLLE als möglich konzidierten Betrag von etwa 30—50 m hinaus. Ein solcher Betrag ist aber immer noch hoch genug, um Verwunderung auszulösen; wie er zustande kommt, muß noch weiter geklärt werden. (Immerhin bleibt der Betrag in der Größenordnung der aus dem Pleistozän bekannten Aufschotterungen auch im Rheingebiet: vgl. etwa den Schotterbetrag der HT zwischen der Unter- und der Oberkante der Schotter auf der Nordseite des Werthovener Schildes in J. BIRKENHAUER, 1970c.)

Ist somit die tatsächliche Verschüttungshöhe reduziert, so werden auch die Einwände anderer Art, die gegen die Vorstellung der Verschüttung erhoben werden, weniger schwerwiegend, nämlich die Fragen, woher das doch umfangreich benötigte Material geliefert wurde und wieso es hinterher so spurlos verschwunden sei. Vielmehr stimmt der Erhaltungsgrad bis weit ins Gebirge hinein (oberes Aarbachgebiet z. B.) durchaus zu dem entwickelten Konzept des Auf- und Abtauchens. Dies konnte Gebiet für Gebiet je neu gezeigt werden.

Die Frage der Herkunft des Materials ist einerseits mit den Vorgängen zu verbinden, die zur Entstehung der Verebnungsniveaus führten (da hierbei selbst viel Material angefallen sein muß), andererseits in Zusammenhang zu sehen mit den Sedimentationsräumen selbst, wie z. B. dem Niederrheinischen Tiefland, in denen die korrelierten Schichten sehr große Mächtigkeiten annehmen (vgl. etwa die Angaben bei G. FLIEGEL 1911, 1922, 1935; H. BREDDIN 1932, 1951, Abb. 2 u. 6; FABIAN 1958; R. TEICHMÜLLER 1958, Abb. 7).

Das ganze Sedimentationsmaterial der extramontanen Senken stammt im wesentlichen allein aus dem Rheinischen Schiefergebirge. Diese Überlegung hätte eigentlich mehr verwundern müssen, als das demgegenüber an Umfang doch erheblich geringere Verschüttungsmaterial im Gebirge selbst, verwundern auch deswegen, weil das Gebirge schon im Mitteloligozän ein Endrumpf gewesen sein soll.

Verständlich aber wird die Angelegenheit, wenn im Gebirge doch Gebiete größerer Reliefenergie vorhanden gewesen sind, in die hinein sich Verebnungsflächen größeren Ausmaßes ausgedehnt haben, wobei gerade der Verebnungsvorgang selbst auch die Sedimente geliefert hat.

Drittens stellt sich die Frage nach dem Entwicklungsablauf in den intramontanen Becken. (Neuwied, Limburg, Idstein, Herschbach-Selters, Montabaur, Miehlen und — eventuell — St. Goar.) Diese Becken zeigen, daß im Gebirge einige kleinere Schollen das Auf- und Abtauchen nicht in derselben Weise wie das Gebirge mitgemacht haben. In ihrer Anlage gehen sie, nach unseren Untersuchungen, auf die Zeit vor der ersten Verschüttungsphase zurück, d. h. sie sind oligozän oder älter, sind aber dann im Gebirge konsolidiert worden und haben von da an, wie die Verbreitung der Flächen in ihnen zeigt, die Geschichte des Gebirges mitgemacht. Limburger Becken und Neuwieder Becken haben demgegenüber die sinkende Tendenz bis heute beibehalten. Die relativ geringen Ablagerungsmächtigkeiten gegenüber dem Mainzer Becken und der Kölner Bucht lassen dabei aber auf eine zuerst nur relativ geringe Absenkung schließen. Daher konnte das Flußnetz auf der von der Taunuswasserscheide nach N gerichteten Abdachung erhalten bleiben. Erst im Pliopleistozän sind in beiden Becken die größten Absenkbeträge erreicht worden; haben dann wesentlich dazu beigetragen, daß das Flußnetz entscheidend verändert wurde. Sowohl bei den konsolidierten Becken als auch bei den weiter abtauchenden hat sich jedoch auch gezeigt, wie engräumig die Verwerfungen und Bruchlinien oder Abbiegungen die Becken umgrenzen, da die Niveaus ja erst unmittelbar an den Beckenrändern abbrechen und gebirgseinwärts nicht mehr verstellt sind.

Die Vorstellung des Ab- und Auftauchens des Gebirges in zwei getrennten Perioden ist schließlich auch genau mit den entsprechenden Phasen der vulkanischen Tätigkeit in Zusammenhang zu bringen. Die Beobachtungen stimmen darin überein, daß der Vulkanismus in der Hauptsache erst nach dem jeweils größten Abtauchen bzw. gleichzeitig damit und beim Übergang zum Auftauchen beginnt, also dann, wenn es zu größeren Spannungen zwischen den verschieden rasch bewegten Schollenteilen kommt. Dabei dehnen sich die Verebnungen sowohl im Oligozän als auch im Oberpliozän teilweise zunächst noch über zeitlich zugehörige Vulkanite aus. Mit weiter fortschreitendem Auftauchen im Miozän als auch im Pleistozän setzt die Hauptförderung der vulkanischen Schmelzen ein.

Die Befunde betreffen auch die von H. CLOOS (1939) entwickelte Auffassung eines „Rheinischen Schildes“, der sich seit dem Mesozoikum kontinuierlich herausgewölbt haben soll. Das Indiz dafür ist die Anordnung des Marins. Dessen Ablagerungsverhältnisse beweisen indessen nicht die Aufwölbung, sondern gerade das wechselnde, starre en-bloc-Ab- und Auftauchen eines bereits im Oligozän mit kräftigen Schwellen ausgestatteten Gebirgskörpers. Hinsichtlich eines Punktes scheinen die Vorgänge südlich und nördlich der Hauptwasserscheide allerdings voneinander abzuweichen. Die marinen Transgressionen (bzw. deren Äquivalente) gehen am Gebirgsrand des Mainzer Beckens jeweils fast bis ins Verebnungsniveau hinein, nördlich von der Kölner Bucht aus dagegen nicht. Ein stärkeres Eintauchen des Südrandes des Gebirges ist als Erklärung für das unterschiedliche Verhalten ausgeschlossen, da die Verebnungsniveaus selbst sich ja in gleichmäßiger Horizontalkonstanz von S nach N erstrecken. Einen gewissen Schlüssel für das Verständnis scheinen die Verhältnisse in der Kölner Bucht bzw. im Niederrheinischen

Tiefeland während des Oberpliozäns bieten zu können. Südlich der Erkelenzer Schwelle liegen die Kieseloolithschotter erklecklich unter dem heutigen Meeresspiegel (und sicherlich dann auch während des Oberpliozäns); das Meer selber aber wird, wie erinnerlich, erst auf der Höhe von Kleve faßbar. Dieser Gegensatz bedeutet, daß die Schuttanlieferung aus dem S so erheblich gewesen ist, daß die gleichzeitige Absenkung des Gebirgskörpers, die dem Meer einen tiefen Einlaß hätte eröffnen müssen, immer wieder wettgemacht worden ist — so wie es im Rheindelta heute noch der Fall ist. Eine derart starke Schwemmfächerbildung vor dem Gebirge nach N in die Bucht hinein legen die Verhältnisse auch für das Oligozän nahe, weswegen das Meer an einem tiefen Vordringen von N her gehindert wurde. Dazu paßt, daß die alte Abdachung des zentralen rheinischen Gebirges stets weit nach S. durchgegriffen hat. In dem kurzen Einzugsgebiet des Mainzer Beckens dagegen konnte es offenkundig nur an der Nahe als der längsten und bereits vor dem Mitteloligozän existierenden Talung mit Anschluß des ganzen mittleren Hunsrücks zur Aufschüttung eines ähnlichen, wenn auch viel kleineren Hindernisses kommen. Es ist denkbar, daß dieser Naheschwemmkegel in den Sobernheimer Ausräum hineingegangen ist; dies wäre dann die Ursache dafür, daß im Sobernheimer Ausräum und von seinen Randhöhen trotz erheblicher Tiefenlage des Ausräumes von oberhalb Staudenheim kein marines Tertiär mehr bekannt geworden ist.

4. ZUSAMMENFASSUNG

Wenn es auch nicht das Ziel einer geomorphologischen Untersuchung ist (und noch nicht einmal ihre Absicht), geologische Vorgänge zu klären, sondern eher nur geologische Vorgänge zur Klärung der geomorphologischen Verhältnisse heranzuziehen, so hat sich gezeigt, daß sich bei der vorliegenden Fragestellung beide Wissenschaftsbereiche doch so sehr durchdringen, daß auch die geologischen Vorgänge durch die geomorphologischen hindurch schärfer erfaßt werden konnten. Es möge daher erlaubt sein, der besseren Übersicht wegen die geomorphologischen als auch die geologischen Ergebnisse in der Form einer stratigraphischen Tabelle darzustellen.

Stratigraphische Übersichtstabelle über die Vorgänge im zentralen Rheinischen Schiefergebirge (vgl. dazu das „Verlaufdiagramm“ Abb. 2)

1 Zeit	2 Oberer Mittelrhein, Mainzer Becken, Rheingraben	3 Limburger B. Montaubarer S. Westerwald, Lahn	4 Niederrh. Tiefl. Kölner Bucht, nördl. Mittelrh., Neuwied.-Becken	5 Vorgänge, Relief
Mittelpleistozän	OT und TH	Höhepunkt des Vulkanismus	Icentransgression	schrittweises Auftauchen II. Verschüttungsperiode 2. Verschüttungsphase bis 340 m (kurz)
Altpleistozän	Hochschotter von Reitzenhain, Trechtingshausen Steinhardtterhof			

Oberpliozän (Asti = Reuver)	Kieseloolithschotter		Amsteltransgress.	1. Verschüttungsphase bis 330 mit Hauptniveau in 300 m = Basisfläche für heutiges Gewässernetz und Rhein- u. Lahndurchbr.
	Arvernensis	Bubenborn Vulkanismus bauxitische Verwitterung Flora von Dernbach		
Mittelplozän (Piacentin = Brunssum)	Flora v. Frankfurter Klärb. Bohnerze M.-B. ¹⁾	Graben		
Unterplozän (Pont = Susterien)	Ao Bh Tn	H Y D		Fischbachsch.
Obermiozän (Sarmat)	Re AA Gb	R O B	Höhepunkt des Vulkanismus	Fischbachsch.
Mittelmiozän (Torton)	Ul Na	I E	keine Ablagerungen	Hauptflöze mit Sanden und Tonen
Untermiozän (Girund = Burdigal, Aquitan)	Gg.	N		
Oberstoligozän	Verkarstung Hydrobien Inflataschichten (= Corbicula- u. Cerithiensch.) Süßwasserschichten Milchquarzsotter (Arenberg) Cyrenenmergel			Siebengebirgsvulk.
Oberoligozän (Chatt = Oberstamp)			zersetzte trachytische u. basalt. Tuffe Tone	Arenbergschichten Dysodil von Rott Trachyttuffe Kiese Kölner Tone Unterflöze
Mitteloligozän (Rupel = Unterstamp)	Oberer Meeres- sand (Schleichsand) Rupelton Unterer Meeres- sand (Alzeyer)		Beginnender Vulkanismus	Vallendarschichten Septarienton und lakustrische Tone
	Basisschotter			Basisschotter (B.-Gladbach)
			tiefe Verkarstungen und Verwitterung	kräftiges Relief mit Schwellen, Alttalungen, Taunus als Hauptwasserscheide

¹⁾ M. B. = Mainzer Becken

Literaturangaben zur Stratigraphischen Übersichtstabelle

zu Spalte 2: nach WENZ, GEIB, BARTZ, FALKE, MORDZIOL

zu Spalte 3: nach AHRENS, PFLUG, AHLBURG, QUIRING

zu Spalte 4: nach PFLUG, JUX, BREDDIN, BURRE, FLIEGEL, K. KAISER, MORDZIOL, HOPMANN-FRECHEN-KNETSCH, QUIRING, KLÜPFEL, Fortschritte der Geologie des Rheinlandes und Westfalens 1 und 2

zu Spalte 5: —

5. ABSCHLUSS

Es wird hierbei an einige Gedanken von W. AHRENS (1559, S. 1—2) angeknüpft. Der Rhein durchquert eine Vielfalt von Schollen und Zonen verschiedener Geschichte, „darunter auch Zonen, in denen sich junge Bewegungen auswirkten, — Zonen, die mit seinem Lauf gleichzeitig entstanden sind oder weiter gebildet wurden.“ Trotz der einhundertjährigen geologischen und geomorphologischen Erforschung ist eine durchgehende zeitliche Gliederung der Ablagerungen und Formen bisher nicht möglich gewesen. „Dies liegt zu einem guten Teil an den erwähnten Bereichen junger Bewegungen. . . . Auch über manche grundlegend wichtigen allgemeinen Vorstellungen, z. B. über die Bildung der Terrassen, herrscht im Rheingebiet noch keine Klarheit. Der Ansicht, daß sie rein tektonisch bedingt sind, steht der Gedanke einer mehr oder weniger klimatischen Entstehung gegenüber . . .“ Um die Probleme zu lösen, sollten „Forscher aller Richtungen“ ein breites Programm in allen Flußabschnitten durchführen, so daß „man mit Aussicht auf Erfolg an die Verbindung der verschiedenen Abschnitte herangehen“ könnte. „Da man als eine der wesentlichsten Schwierigkeiten die tektonischen Unterbrechungen erkannte, sollten gleichzeitig in allen in Frage kommenden Gebieten systematische tektonische Untersuchungen einsetzen.“ „Besonders schwer erkennbar sind die Zusammenhänge in den vorpleistozänen „Rheinläufen“.“

Daß nun bei den von W. AHRENS aufgewiesenen Problemen gerade von einer geomorphologischen Fragestellung aus und mit geomorphologischer Arbeitsweise zusammenhängende Beobachtungen und Schlußfolgerungen gemacht werden können, die es gestatten, über vereinzelte Lokalitäten und Aufschlüsse hinaus und — bei gesicherten Formen — über lange Distanzen hinweg Zusammenhänge zu erkennen, dürften die bisherigen Kapitel gezeigt haben. Im mittelhheinischen Schiefergebirge konnten die Probleme der Talgeschichte geklärt werden, einschließlich der Frage nach den oberen Terrassen- und Verebnungsniveaus, und verschiedene Rheinabschnitte wie auch Schollen verschiedener geologischer Weiterentwicklung in genetischer Beziehung miteinander verknüpft werden.

**Zusammenstellung über die hohen Schottervorkommen auf den
rheinischen Verebnungsniveaus des Mittel- und Jungtertiärs**

Vorbemerkung: Die Aufstellung erfolgt getrennt für die einzelnen Flußgebiete. Die Stellen der Vorkommen und die Höhenlagen werden von flußab- nach flußaufwärts geordnet. 1) = 360 (340) m-Niveau; 2) = 400 m-Niveau; 3) = 300 (320, 280) m-Niv. Korrelate niedrigere Schotter sind nicht aufgeführt.

I. Nördlicher Mittelrhein	1	2	3
			Billiger Horst (Erft südlich Euskirchen) 300
			Heidenhof s. Brohl 310—316
	Minderberg 340 (ö. Unkel) 335—343	Minderberg 400—420	Birkig-Himmerich (ö. Unkel) 300—319
			Lahnmündungsdreieck 290—330
			Nette bei Mayen 300—320
II. Südlicher Mittelrhein			
		Rhens-Hünenfeld- Pfaffenheck: 380—410	Kapellen-Stolzenfels 300—320 Rhens (Kieselberg) 280—300 Waldesch 300 Weiler 295—315 Holzfeld 295—300 Prath, Weyer, Nochern 285—315 Patersberg (Offenthaler Hof) 300—310 Urbach 310—315 Bornich 310—315 s. Niederheimbach 280
	sö. Langscheid 340—360	sö. Langscheid 380—390	Trechtingshausen 300
	s. Niederheimbach 340 Palmkopf 340 Beilenstein 367	Palmkopf 390	
III. Westlicher Westerwald			
1. Wied			
			Rahms/Strauscheid 302 Burglahr 272—280 Eichen 274 Wahlrod, Hanroth 300—320
2. Holzbach			
			Urbach-Kirchdorf Harschbach 320—325 Hanroth 320 Hanroth-Raubach 310 Giershofen-Dierdorf 290—300

	1	2	3
3. Montabaurer Senke	Oberelbert 340—350		Grube Siershahn 300—310 Kreidelberg-Goldhausen 280 m Oberelbert 300 Reckenthal 290—298
4. Sayn	Alsbach 333		
IV. Westliche Lahn und nordwestlicher Taunus			
1. Miehleener Becken	Ruppertshofen 340, 360		Bubborn-Singhofen 290, 300—323 n. Geisig 300—310 Niederbachheim, Pissighofen 300 Nastätten 292—305
2. Lahn zwischen Nassau und Lahnstein	Eitelborn 340, 360 Dausenau 340 Hömberg 360	Hömberg 370—382	Oberhol, Mehrberg 290—330 Dausenau 300
3. Lahn zwischen Nassau und Diez			Holzappel 302 270, 280 Charlottenberg 317—320 Schönborn-Wasensbach 300 Schaumburg 300
4. Dörsbach	Kördorf 340—350 n. Klingelbach 330—340 Steinkopf-Tannenkopf-Rücken 340—360 Allendorf-Eisighofen 350—370	Steinkopf-Tannenkopf-Rücken 380—410 Allendorf-Sandkopf 380—400	
5. Aarbach	Wehrholz 335—340 n. Daisbach 340	Hohenstein-Breithardt 385—394	Platte-Kettenbach 290—325 Mudershausen 280
V. Nahegebiet			
1. Guldenbach	Seiberbach 360 (Schleichsande)	Dörrebach 380 Bhf. Rheinböllen 400	
2. Simmernbach	n. Brauweiler 364 Brauweiler 335—340 Gehlweiler-Horbach 360		Dhaun 300 Brauweiler 323, 325—330 Königsau 320 Gehlweiler-Horbach 320

	1	2	3
3. Hahnenbach	Oberhausen 340—375 Bubenberg-Hahnen- bach 340	Sonnschied- Rodenberg 380	
4. Nahe			Rheingrafenstein- Gans (Kreuznach) 285—300 Steinhardterhof 300 s. Hochstädten 300—320
5. Ellerbach-Gräfenbach	Bockenau 360		Gauchsberg- Bockenau 300—330
		Argenschwand 370—385, 400 Münchwald 380— 385 = „Süßwasser- schichten“, 394 = „Vallendar“	
VI. Idsteiner Querfurche und Taunussüdseite			
1. Wörsbach	Bechtheim 340—350 An der Wasser- scheide s. Idstein 350—355		Gnadenthal 270—280 nw. Beuerbach 320 Steinkopf-Eulersberg 300 Wasserkraut 280—300
2. Emsbach			Haidchen b. Würges bis 310
3. Daisbach/Schwarzbach	n. Langenhain 340—356 s. Langenhain 365		s. Lorsbach 280, 290—300 Bremthal 280—310 Niederjosbach 290—325
4. Umgebung von Wiesbaden			Martinsthal (Birken- kopf—Chausseehaus) 295—311 Rambach-Goldstein- Hasselt 300—320

VIII. VERGLEICH MIT BENACHBARTEN GEBIETEN

Wenn die im vorigen Kapitel dargelegten Schlußfolgerungen Gültigkeit besitzen, so ist zu vermuten — das offenbar recht gleichartige Verhalten der rheinischen Scholle vorausgesetzt —, daß sich Anhaltspunkte für eine ähnliche bzw. vergleichbare geomorphologische Entwicklung auch in benachbarten Gebieten finden lassen. Im folgenden werden deswegen Arbeiten über Gebiete in der Nachbarschaft daraufhin durchmustert und versucht, die dortigen Befunde mit denen der eigenen Untersuchung zu verknüpfen.

1. DAS MOSELGEBIET

Darunter wird verstanden das Gebiet des Moseltroges zwischen Eifel- und Hunsrück und der Moseleinzug im luxemburgischen Gutland und im Ösling. Dieses Gebiet wird deswegen als erstes zum Vergleich gewählt, weil die eigenen Untersuchungen direkt oder indirekt durch die Forschungen im Moselgebiet ange-regt oder doch beeinflusst worden sind. Es ist dabei vor allem an die früher mehrfach genannte Arbeit von H. LOUIS (1953) und an die von G. BAECKEROOT (1942) gedacht. Durch die letztgenannte Darstellung ist H. LOUIS z. T. zu seinen Untersuchungen im Moselgebiet bewegt worden.

Während es nun H. LOUIS eher darum geht nachzuweisen, daß das Rheinische Schiefergebirge im Tertiär kein ausdrucksloses, flachwelliges Hügelland in der Nähe des Meeresniveaus war, sondern ein recht kräftiges Altreief besessen hat, dessen Talzüge trotz Verschüttung und Verebnung noch gut zu rekonstruieren sind, spielen bei G. BAECKEROOT eher die Verebnungen selbst eine Rolle, die er als erster mit Verschüttungen in Zusammenhang gebracht hat. Diese Abhebung soll nicht heißen, daß H. LOUIS diesen Zusammenhang nicht auch für wichtig gehalten hat; im Gegenteil, auch für ihn sind die „Trogflächen“ als „Dachflächen“ der Tertiärablagerungen Verschüttungsoberflächen. Während er aber die Entstehung der Fläche ins Oligomiozän stellt, datiert G. BAECKEROOT sie als Pliozän. Während H. LOUIS sich weniger mit den verschiedenen Verebnungs- und Verschüttungsniveaus als solchen befaßt, sondern mehr den Vorgang der Verschüttung selbst im Auge hat, geht es G. BAECKEROOT mehr um die einzelnen Niveaus. Die Auffassungen und Zielrichtungen beider Autoren sind nach allem recht verschieden. Doch lassen sich zwischen ihnen Verbindungen herstellen, wozu sich die Möglichkeit auf dem Hintergrund der eigenen Untersuchungen in den Mittelrheinlanden anbietet.

H. LOUIS, liest man den Text aufmerksam, gibt insofern Hinweise auf die in den Mittelrheinlanden herausgearbeiteten Niveaus, als auffälliger- und merkwürdigerweise Verflachungen und Sotterbedeckungen von den verschiedensten Stellen immer wieder für dieselben Höhenlagen aufgezählt werden, so z. B. für

das 340—360 m-Niveaus (S. 14, 15, 18, 23, 24, 35, 40), für das 400 m-Niveau (S. 11, 20, 24, 31, 37, 40, 42), um nur einige Stellen aus dem westlichen Teil seines Untersuchungsgebietes zu nennen. An einer Stelle beschreibt er ausdrücklich, wie es von Schotterresten in rd. 360 m „dann mit energischem Schwung“ auf eine Kuppe im 400 m-Niveau hinaufgeht (S. 35). Auch Verebnungen mit tertiären Schottern im Bereich zwischen 300—330 m beschreibt er oft (z. B. S. 15, 17, 36, 38, 39). Von der Südseite der unteren Mosel bei Brodenbach-Macken erwähnt er die breiten Riedelverebnungen in 300 m ausdrücklich (S. 75). Er stellt fest, daß ein Hochboden in 300—320 m NN an der Mosel durchgehend von Schweich unterhalb Trier bis zum Cochemer Krampen und von dort weiter nach O bzw. nach NO gegangen ist, ja, daß dieser Hochboden als einzige alte Talform zwischen Bullay und Cochem nachzuweisen ist, während unter diesem Niveau an dieser Moselstrecke keinerlei Anhaltspunkte für tiefere Lagen von Tertiär und Altalungen — wie im W und im O davon — anzutreffen waren (S. 42, 82).

H. LOUIS faßt diesen 300—320 m-Hochboden als erstes Anzeichen einer erstmals nach NO durchgehenden Mosel auf, deren Verlauf über eine frühere Wasserscheide hinweg unabhängig vom davor völlig anders verlaufenden Talnetz nun auf den Rhein gerichtet war (S. 42, 82). Damit liegen an dieser alten Wasserscheide die Verhältnisse ähnlich, wie sie von der unteren Lahn und dem oberen Mittelrhein beschrieben worden sind. Auch die Auffassung, daß erst in und seit der „300 (320) m-Zeit“ das heutige Flußsystem im Rheinischen Schiefergebirge mehr oder weniger epigenetisch angelegt worden ist, findet in der Fluß- und Formengeschichte an der Mosel dadurch eine entschiedene Bestätigung. Im ungewissen bleiben aber bei H. LOUIS die Altersverhältnisse. Für ihn ist das oberste Trogniveau zugleich das älteste (S. 40—41, 79—80). Die beiden tieferen darunter sind jünger (spättertiär), aber während der großen Verschüttung entstanden, in Phasen, als sich die Akkumulation verlangsamte (S. 40—41, 79—80). Es ergibt sich insofern ein etwas widersprüchliches Bild, als offengelassen wird, ob ein einziger durchgehender Verschüttungsvorgang bis zum 400 m-Niveau geführt hat (dann aber wären die erwähnten Phasen der Verlangsamung älter und nicht das 400 m-Niveau das älteste), oder ob es nicht mehrere Verschüttungsvorgänge gegeben hat, in denen zu verschiedenen Zeiten die verschiedenen Niveaus entstanden sind. Zunächst für den Hochboden in 300—320 m wird eine zweite Aufschüttungsphase angenommen (S. 45—47), deren Sedimente, wie „bunte“ Schotter darüber anzeigen, im Pleistozän noch überschottet worden ist (Beispiele: S. 15, 36, 38, 41). Doch wird die 400 m-Verschüttung hinwiederum direkt mit dem Hochboden in 300—320 m verbunden, und zwar folgendermaßen. Auf der alten, oberoligozänen „Dachfläche“ im 400 m-Bereich haben sich nämlich bereits die heutigen Abdachungsverhältnisse herausgebildet; denn das 300—320 m-Tal richtet sich schon nach NO (S. 48). Der hier hergestellte Bezug bedeutet aber, daß es sich im Grunde nur um einen einzigen Verschüttungsvorgang mit mehreren Unterphasen handelt.

Dem stehen nun die eigenen Beobachtungen und Überlegungen gegenüber; aber es lassen sich mit ihnen die von H. LOUIS beobachteten Erscheinungen verbinden, und zwar zwanglos; denn die beobachtbaren Erscheinungen sind identisch beschrieben, nur daß die Zusammenhänge teils anders, teils differenzierter gesehen werden müssen, nämlich insofern es zwei Hauptverschüttungsperioden mit Unterphasen gibt, die voneinander scharf getrennt werden müssen. Die ältere, oligomio-

zäne, hat dabei noch nicht die heutigen Abdachungsverhältnisse geschaffen, sondern diese höchstens vorbereitet. Die älteren Troglflächen zeugen deswegen auch noch nicht vom heutigen Talsystem, sondern bezeugen den Bestand (und z. T. den Fortbestand) eines Vorreliefs mit Altalungen. Die entscheidende Umkehr bringt erst die 300 m-Zeit, wie es ja auch von H. LOUIS genau beschrieben wird. Diese Phase ist aber eindeutig oberpliozän-pleistozän. Somit hat die Anlage des Moseltals zwischen Eifel und Hunsrück das gleiche junge Alter. Zu eben diesem Schluß kommt nun G. BAECKEROOT für das Talnetz im Gutland und vor allem für die Mosel auch. Er beobachtet eine Reihe von Epigenesen, die völlige Unangepaßtheit von Schichtstufenrelief und Flußnetz aneinander. Die Mosel ist für ihn „une rivière allogène“, „... sa surimposition est évidente“ (S. 114). Schrittweise ist das alte Entwässerungssystem der Chiers (zur „Ur-Maas“) bzw. Seine durch ein neues epigenetisches Gewässernetz, das von dem Fremdlingsfluß Mosel abhängig war, umgeleitet worden (S. 116). Mit der Entwicklung des Gewässernetzes bringt G. BAECKEROOT die beiden, von ihm festgestellten Hauptniveaus in 300 und 400 m in Zusammenhang, da diese allenthalben von Flußgeröllen überlagert werden. Diese Tertiärkiese auf beiden Verebnungen datiert er ins Pliozän und bringt die Verschüttung mit einer Absenkung bei der pliozänen Transgression zusammen (S. 185—199). Dabei stellt er die 300 m-Verebnung ins Oberpliozän (S. 233—235). Für die Begründung seiner Datierung zieht er die sog. Formation der „pierre de Stonne“ heran, Quarzite und Quarzkonglomerate, die denen im rheinischen Oligozän sehr ähnlich sind (früher von den rheinischen Geologen als „Braunkohlenquarzite“ bezeichnet, mit denen G. BAECKEROOT die Formation der „pierre de Stonne“ parallelisiert). Er faßt die Quarzite auf als Reste einer verkieselten Landoberfläche (croûte silicieuse) im Frühtertiär. Die Quarzite bzw. ihre Bruchstücke treten nach ihm sowohl in den korrelaten Ablagerungen der 400- als auch der 300 m-Verebnung auf. Da aber, wie er annimmt, der Quarzit erst nach der Hebung der Ardennen und der Dislozierung des gesamten Raumes zerstört (disloquée) worden ist und die tektonischen Vorgänge sich zwischen dem Alttertiär und dem Pliozän abgespielt haben sollen, konnten sich eben erst nach ihrem Aufhören übergreifende Flächen bilden; daher müssen beide Flächen im Pliozän entstanden sein, im Zusammenhang mit einer Talverschüttung, deren Schutt vor allem aus der Formation der „pierre de Stonne“ bzw. der durch sie gekennzeichneten, abgetragenen „croûte silicieuse“ geliefert worden ist.

Wenn auch diese Deduktionen nach dem Stand der heutigen Kenntnisse falsch sind, da sich Quarzite immer wieder bis ins Pliozän hinein gebildet haben und die tertiäre Tektonik mit großen Ruhepausen abgelaufen ist, so bleiben doch folgende Beobachtungen bestehen: 1) junge, fremdartige Talanlagen; 2) zwei Hauptniveaus der Verebnung in 300 und 400 m Höhe, die vom Osling über allen Gesteinswechsel hinweg ins Gutland eingreifen und weitgehend mit Höhenkonstanz zu verfolgen sind (vgl. die Fig. 6 und 9 bei G. BAECKEROOT), indem weiterhin noch das jüngere bzw. niedrigere der beiden Niveaus terrassenartig die heutigen Flüsse begleiten (z. B. Fig. 14: Sauertal).

Die Beobachtungen können unschwer in das in den Mittelrheinlanden gewonnene Bild eingepaßt werden. Dadurch wird zudem der Gegensatz zwischen H. LOUIS (Verschüttung und Neuanlage der Talungen im wesentlichen im Oligomiozän) und G. BAECKEROOT (nur pliozäne Niveaus und Talneubildung) aufgehoben und aus dem Entweder-Oder ein differenzierteres Sowohl-Als auch.

G. BAECKEROOT selbst scheint dabei entgangen zu sein, daß die von ihm selbst beobachteten Fossilien (silifizierte Hydrobrien) bei Idenheim im Bitburger Gutland in 383 m NN, die ins Aquitan datiert wurden, das Alter der jüngeren und höheren Verebnung und Transgressionsphase recht gut belegen (zitiert nach J. BAKKER und TH. W. M. LEVELT 1964, S. 57).

Mit direkter Berufung auf G. BAECKEROOTs Arbeit hat TH. W. M. LEVELT (1965) die Plateaulehme des luxemburgischen Gutlandes schwer- und tonmineral-analytisch untersucht. Er gelangt dabei zu G. BAECKEROOT widersprechenden Auffassungen über die Entstehung der Verebnungen. Nach LEVELT sind sie nicht durch Verschüttung, sondern im Wechsel verschiedener klimabedingter Phasen entstanden; sie sind Pedimente bzw. Endrumpfflächen (S. 179, 183).

Dem Gedanken einer Verschüttung geht er, da er ihn offenbar für ein wenig absurd hält, nicht nach, obwohl auch er erstens auf den Niveaus zwischen 330 und 360 m immer wieder Schotterpartikel und Quarzite im Plateaulehm steckend beobachtet (vgl. S. 185), und zweitens feststellt, daß z. B. eine Sandzufuhr aus dem Gebiet des Doggers sich bis weit in den nördlichen Teil des 300 m-Niveaus durchsetzen kann, was er auf irgendwelche einmal vorhandene Flüsse zurückführt (S. 87), über die man aber offenbar keine Aussage mehr machen kann.

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang auch, daß LEVELT in einer Höhe von 300—340 m östlich und südöstlich der Schichtstufe des Luxemburger Sandsteins auf weitem Gebiet bedeutende Schottermengen mit noch ziemlich gut erhaltenen Granitgeröllen aufgefunden hat, die sich bis weit westlich der Mosel erstrecken (S. 173). Diese Granitschotter treten auch entlang der Mosel in 300—330 m auf (S. 176). Diese Schotter können nur von der Mosel herantransportiert worden sein. LEVELT führt die Höhenlage der relativ jungen Schotter, die mit den entsprechenden hochliegenden Pleistozänschottern an Mosel und Mittelrhein verglichen werden können, auf Hebung zurück (S. 176). Sie dürften indessen viel besser zur ältestpleistozänen Verschüttungsphase passen, auch höhenmäßig.

Auf die klimatische Bedingtheit der höheren Niveaus nach LEVELT soll später eingegangen werden. Immerhin, und darin stimmen alle Beobachtungen wiederum überein, erkennt auch er im luxemburgischen Gutland Einebnungsflächen, die in (340) 360, in 400, in 280, 300, 320 m NN liegen (S. 185). Allerdings sollen ihm zufolge die Niveaus in (300—) 320 und in 330—360 im Pliozän, das in 400 m im Miozän sich gebildet haben (S. 184, 187). Dies widerspricht der in der eigenen Untersuchung geübten Datierungsweise völlig, vor allem auch hinsichtlich des 330—360 m Niveaus. Da die Datierung allein aufgrund der Beschaffenheit der Plateaulehme erfolgt, kann erst zu einem späteren Zeitpunkt auf die Datierung und die Möglichkeit ihrer Widerlegung eingegangen werden.

1969 hat H. W. QUITZOW eine Abhandlung veröffentlicht, mit der er die von H. LOUIS 1953 vorgelegten Untersuchungsergebnisse zu widerlegen versucht. Da wir in unserer eigenen Untersuchung stark mit den Ergebnissen von H. LOUIS übereinstimmen, ist es hier notwendig, sich mit der Darstellung bei H. W. QUITZOW zu beschäftigen.

QUITZOW stellt folgende Behauptungen auf:

1) Die Trogfläche“ in 400 m NN ist nichts anderes als ein tektonisch abgesenktes Stück der Rumpffläche in 500 m NN (vgl. z. B. Abb. 5, S. 62). Darüber hinaus hat es allenthalben erhebliche tektonische Verstellungen gegeben (S. 73). (Er folgt damit den Argumenten von AHRENS, KLÜPFEL, HAUBRICH für den Niederwesterwald.)

2) Die „Trogfläche“ ist wie die Rumpffläche in 500 m (= STICKELS R₁-Fläche) in einem tropisch-wechselfeuchten Klima als Spülfläche im Sinne BÜDELS entstanden und

bis ins Miozän unter eben solchen Bedingungen weitergebildet worden. Phasen der Weiterbildung wurden abgelöst durch Schwankungen zu ariden Klimabedingungen hin. In diesen ariden Perioden setzten sich talbildende Prozesse durch. Diese sind vorhanden, können aber unter tropisch-wechselfeuchtem Klima nicht bestehen. Daher müssen aridere Klimabedingungen zeitweise geherrscht haben. QUITZOW schließt sich darin an die polizyklische Theorie von BAKKER und LEVELT an. (Vgl. bei QUITZOW S. 48, 49.)

3) Verschüttungen sind nie wesentlich gewesen. (S. 73)

4) Es wird eine uralte Entwässerung über die Eifel hinweg von den Vogesen im S bis zur Nordsee im N postuliert (S. 74,) die eine entsprechende Hauptabdachung und Oberflächengestaltung voraussetzt.

Die Umkehrung der heutigen Entwässerungsrichtung nach S. zur Mosel ist relativ jung und ist durch Längswellen im varistischen Streichen so hervorgerufen worden, daß sich zwischen „Hunsrückwelle“ im S und „Eifelwelle“ im N ein Moseltrog herausbildete. Dieser ist durch Querwellungen (z. B. bei Cochem) gegliedert worden. (Vgl. S. 74.)

6) Die höchste pleistozäne Terrasse ist die sog. „Hauptterrasse“ in 300 m NN (zusammen mit E. KREMER). Darüber folgen Terrassen in 320, 340, 360 m NN. Diese sind allesamt im Laufe des Pliozän entstanden.

7) Innerhalb des Moseltroges ist die dort entstandene „Urmosele“ schon vor dem Pliozän zum Neuwieder Becken geflossen und von dort zum Mainzer Becken (S. 54, 55). Was den Rhein angeht, so wird festgestellt (S. 67), daß das Neuwieder Becken stets nach S entwässerte und nie „eine irgendwie geartete Verbindung zur Niederrheinischen Bucht existierte“. Erst durch die Bildung eines Mittelrheingrabens, wie diesen (vermeintlich!) RICHTER und CLOOS nachgewiesen zu haben glauben, kam es zu einem nordwärtigen Gefälle, „das den Rhein durch das noch flache Gebiet des Schiefergebirges hindurchführt. Die Tröge von Mosel und Lahn verschmolzen mit der Sohle des grabenförmig eingesunkenen Mittelrheintales zum großen Trogsystem des Rheinischen Schiefergebirges“.

Zu diesen Behauptungen ist in der genannten Reihenfolge wie folgt Stellung zu nehmen.

1) Das „Trogniveau“ in 400 m NN ist genuin entstanden; es ist nicht abgesenkt. QUITZOW bringt keine direkten Beweise für Verstellungen bei. Verstellungen hat es innerhalb des „Trogniveaus“ gegeben, indem sich kleinere Becken bildeten. Die Beträge sind aber gering. Diese kleinen Becken wie z. B. das von Arenrath, können nach Bildungsweise, Verwerfungsbetrag, späterer Konsolidierung im Gebirge gut mit den Becken von Herschbach-Selters, Montabaur, Miehlen, St. Goar verglichen werden. Sie passen in dieser Weise gut in das „Bitburg-Kasseler Senkungsfeld“, das von PFLUG beschrieben worden ist.

2) Auch nach QUITZOW ist das „Trogniveau“ frei von Resten tertiärzeitlicher Verwitterung. Es ist auf frischem Gestein entwickelt (vgl. S. 20/21, 27, 35, 43, 48). Die vorhandenen Verwitterungsreste sind a-typisch für ein tropisch-wechselfeuchtes Klima und spiegeln den Mineralbestand der Muttergesteine wider (z. B. S. 24). Das „Trogniveau“ war keine Flachmuldenlandschaft; Flachmulden, Spülrinnen, Schildinselberge werden z. B. nicht nachgewiesen (zu S. 52).

3) Dagegen stellt auch QUITZOW immer wieder Verschüttungen fest. Die Höhenlagen der zugehörigen Schotter entsprechen denen vom Rhein: 300—360—400 m NN (vgl. S. 28, 29, 33, 40).

4) Die Entwässerung nach N kann im einzelnen nicht bewiesen werden. Sie bleibt hypothetisch.

5) Die Längswellen sind älter als Miozän, ja sogar als Mitteloligozän, wie sich aus dem Befund im übrigen Rheinland ergibt (vgl. Kap. II—VII). QUITZOW bringt keine Belege für seine Vermutung. Die von ihm erst für etwa Miozän angesetzten „alten“ Täler mit der Entwässerung nach SW (für eine Entwässerung nach SW sprechen alle von ihm vorgelegten Indizien) sind genuin und die eigentlichen Altäler. (Vgl. S. 30, 35, 41, 42; Abb. 5, S. 62; 67.) Wertvoll ist der Hinweis auf die Dhron und ihre SW-Entwässerung (S. 35).

6) Für die Terrassendatierungen fehlen Beweise durch Schotterbelege. Die Datierung erfolgt nur aufgrund zeitlicher Interpolationen (vgl. S. 21—23). Außerdem wird an einer Stelle (S. 27) gesagt, daß bis in die Höhe von 360 m sog. „vorpliozäne“ Kiese reichen.

Wertvoll ist der Hinweis auf hochliegendes Pleistozän; dieser Hinweis bestätigt die Befunde von LOUIS und KREMER an der Mosel und von uns am südlichen Mittelrhein. (Vgl. S. 44/45.)

7) Was zur Entwässerung von Mosel und Rhein nach S ins Mainzer Becken gesagt wird, ist ebenfalls hypothetisch. Der Geröllbestand im Mainzer Becken spricht eindeutig dagegen, ebenfalls die gesamte geomorphologische Konfiguration. (Vgl. Kap. VI und VII.)

Das sog. „obermiozäne“ Bild der Entwässerungsverhältnisse, das in Abb. 6 (S. 64) entworfen wird, hat aufgrund der geomorphologischen und geologischen Befunde Gültigkeit erst für das Oberpliozän; für diesen Zeitabschnitt entspricht es den von uns nachgewiesenen Tatsachen.

Schließlich glaubt QUITZOW, daß eine gleichzeitige Entstehung unter gleichen Bedingungen von echten Terrassen und Flächen unmöglich sei; daher müssen die Flächen unter anderen Bedingungen und zu anderen Zeiten entstanden sein. In dem für das zentrale Rheinische Schiefergebirge herausgestellten Bedingungszusammenhang stellt dieser Sachverhalt aber kein Problem und keine unlösbare Antinomie dar (vgl. Kap. X bzw. J. BIRKENHAUER 1970 a, 1971 a und b). Auch für KÖRBER stellt dieser Sachverhalt, den er am Main beobachtet — vgl. den Abschnitt 3 dieses Kapitels — eine Antinomie dar. Interessant ist die Gleichartigkeit der Beobachtungen an Mosel und Main und die Gleichartigkeit der Antinomie, die sich durch den gleichen theoretischen Ansatz ergibt, nämlich das Fußen auf der BÜDELSchen Theorie der Flächenbildung. Dann ist man zu Hilfskonstruktionen gezwungen, wie etwa der Theorie von BAKER und LEVELT.

Wertvoll ist der Hinweis von QUITZOW darauf, daß in den Zeiten, in denen vorwiegend Terrassen gebildet wurden, Schotter angeliefert werden mußten; diese arbeiten überwiegend durch Seitenerosion. (Vgl. S. 49.)

Dieser Hinweis auf die Lateralerosion stimmt mit der Ansicht von LOUIS überein und entspricht wesentlich auch unseren Vorstellungen.

2. ARDENNEN, VENN UND MAAS

G. BAECKEROOT hat dadurch, daß seine Thesen teils anregten, teils zum Widerspruch reizten, auch im Ösling und in den Ardennen die geomorphologische Forschung direkt oder indirekt belebt, so daß in den beiden letzten Jahren die Kenntnis der Flächenniveaus in den Ardennen wie der merkwürdigen Talanlagen von Maas und Semois durch eingehende Untersuchungen weitergeführt worden sind. Dabei interessiert zunächst weniger der im Vordergrund stehende Streit über das ursprüngliche Alter der sog. Rumpfflächen, als die Tatsache, daß sich sowohl das 340—360 m als auch das 400 m-Niveau im Ösling und in den Ardennen wiederfinden (teils ganz um sie herumziehend, bzw. tief eingreifend: vgl. die Karten bei P. MACAR, J. ALEXANDRE 1957, Fig. 2; dieselben 1960, Fig. 2; G. BAECKEROOT 1942, Pl. H). Sie lassen sich weithin verfolgen, und zwar nahtlos aus dem Moselraum (vor allem das 400 m-Niveau). P. MACAR und J. ALEXANDRE (1957, 1960) setzen allerdings die beiden Flächen ans Ende des Tertiärs. Sie begründen dies damit, daß an der Baraque de Fraiture und an der Baraque Michel — an den höchsten Stellen der Ardennen — Sande und Kiese aufgefunden wurden, die von den beiden Autoren zeitlich mit einer oligozänen Transgression in Verbindung gebracht werden. Von diesen Stellen aus nach abwärts haben sie in Abständen von 20—30 m 12 Niveaus auskartiert, denen sie aufgrund der Verwitterungsreste ein jeweils jüngeres Alter zuschreiben. Bei der Annahme von rd. je 2 Millionen Jahren für die Bildungszeit eines Niveaus gelangen sie für die unterste „Rumpffläche“ ins Jungtertiär. Abgesehen davon, daß die zeitliche Dauer hypothetisch ist, ist es auch sehr fragwürdig, ob man allein mit den Resten allerhöchstens noch erhaltener B-

Horizonte fossiler Böden eine Einordnung nach Klimagenetischen Gesichtspunkten vornehmen kann, die sich zudem nur auf die allgemeinen Angaben bei M. SCHWARZBACH (1950 bzw. 2. Aufl. 1961) stützen. Ferner ist, vor allem von CH. STEVENS, die oligozäne Ablagerungszeit der höchsten Sande und Kiese bezweifelt worden, da kretazische Ablagerungen ebenso weit bzw. noch weiter in die Ardennen hinein gereicht haben, wovon P. MACAR und J. ALEXANDRE selbst berichten (1960). Sie können sich bei der Datierung auf keinen direkten Beweis stützen; auch der Schwermineralgehalt ist ihnen selbst für Tertiär untypisch (1960).

Dagegen sind sichere Ablagerungen aus dem Chatt, die also der oberoligozänen Transgression entstammen, in niedrigeren Lagen festgestellt worden, die zudem in die Ardennen hinein ein altes Talrelief hoch verfüllt haben. CH. STEVENS (1958, S. 119) beschreibt ein solches Vorkommen von Roanney bei La Gleize an der Amblève. Das weite Vordringen des Meeres — und d. h. das tiefe gleichzeitige Abtauchen der Gebirgsscholle — gerade gegen die Ardennen hin wurde ja bereits durch die Feuersteingerölle auf dem Aachener Wald bekrundet. Die Beobachtungen von CH. STEVENS passen gut mit den rheinischen zusammen.

P. MACAR und J. ALEXANDRE (1960) bestreiten diese Talverfüllungen auch nicht und geben zu, daß auf einer solchen „couverture“ eine „surimposition“ der Amblève etwa im Sinne von Ch. STEVENS stattgefunden haben kann.

Insgesamt sind den wohl recht unsicheren Datierungen in den Ardennen die gut abgesicherten aus dem Rheinland vorzuziehen. Demnach gilt auch für die Ardennen, daß alle Niveaus, die über das von 400 m hinaus gehen, mit großer Gewißheit erheblich älter sind und ihre Entstehungsweise und ihre Entstehungszeit hypothetisch bleiben muß.

P. MACAR und J. ALEXANDRE geben über die Verebnungsniveaus von einer Stelle (Tal von Spa und Thieux) eine detaillierte Skizze (Fig. 2, 1960). Man ist überrascht, wie gut das dort beobachtete Bild zu dem des Mittelrheinlandes paßt mit Niveaus in 234—240 (= OT), in 290—300, in 340—350, 365—375 und 395—400. Es sind also völlig unabhängig vom deutschen Schrifttum die Verebnungen genau in denselben Niveaus festgestellt worden.

D. RICHTER (1962) berichtet vom Hohen Venn über eine Flächentreppe von 11 Stufen zwischen der HT als unterster und dem Niveau am Weißen Stein in 690 m als höchstem (in etwa identisch mit dem höchsten ardennischen von Baraque Michel). Dieses höchste Niveau ist nach ihm kretazisch, da der „Monte Rigi von einer dünnen Schleierdecke aus Feuersteinschutt überlagert wird“ (S. 387). Das ist auch am Weißen Stein anzunehmen; denn dort tritt dieser Schutt als Bachgeröll auf. D. RICHTERS Beobachtungen bestätigt die Richtigkeit des Zweifels an der Auffassung von P. MACAR und J. ALEXANDRE. Zwar nimmt D. RICHTER insgesamt zur Erklärung der Flächentreppe verschiedene Verstellungsphasen des Gebirges an, wobei untereinander zeitlich identische Stufen durch Kippungen, Absenkungen in andere Höhen gelangen. Schaut man genauer hin, so beschreibt aber auch er durchziehende Verflachungen in Niveaus, die denen des Mittelrheinlandes entsprechen, und zwar in 300/315—320, (344—) 360, um 400 (vgl. Tafel 11 und Abb. 5 bei ihm). Seine Bezugsbasis für die Identifizierung derselben Niveaus in verschiedenen Höhenlagen ist die HT der Rur. Beispielsweise liegt die HT nach ihm bei Monschau in 400 m NN; darüber stellen sich nach ihm in denselben Abständen wie dort, wo die HT in 200 m NN verläuft, Niveaus ein, die aufgrund der identischen Abstände mit den niederen parallelisiert werden müssen. Die

Situation ist aber die, daß wegen des horizontalen Auslaufens der altpleistozänen Terrassen bzw. Talböden nach oben hin eine HT in 400 m Höhe in Monschau nicht existiert. Vielmehr zieht die 400 m-Fläche bereits ab Heimbach unmittelbar mit einer Talkante an den Fluß heran (vergleichbar den Verhältnissen in den Hunsrückquertälern) und der Talboden des heutigen Flusses erreicht bei Monschau das ihn nach aufwärts begleitende Niveau mit der dort sich wieder einstellenden charakteristischen Talweitung. Es liegt also derselbe Befund vor wie im Mittelrheinland, und Kippungen und Verstellungen identischer Niveaus sind nicht ableitbar.

Das 300 m-Niveau ist im Ardennen-Vennggebiet vor allem der Maas entlang auffällig verbreitet, und zwar auf dem ganzen das Gebirge querenden Lauf. Nachdem bereits F. LEVY (1921, S. 65—66) das Maastal erst fürs Jungpliozän ansetzt, hat CH. STEVENS (1922, 1946, 1959 —nach Fig. 16 bei A. PISSART 1961) zu lösen versucht, wie dieser Lauf zustande gekommen sein könnte. Er unterscheidet dabei eine nördliche Maas, die Maas von Dinant (Meuse dinantoise) von einer südlichen, lothringischen Maas (Meuse lothringienne). Die lothringische Maas wie auch die lothringische Semois haben ursprünglich nach W, am S-Rand der Ardennen entlang, subsequent zur Seine hin entwässert, sind dann aber von N her durch die nördliche Maas angezapft worden. Dieser Grundkonzeption schließt sich A. PISSART (1961) an und bringt in einem sehr genauen Terrassenstudium von Maas und Semois detaillierte Einzelheiten. Daraus geht nach Fig. 8 hervor, daß die Anzapfung auf der 300 m-Verflachung erfolgt ist, die bis weit in die Ardennen hinein durch von S gelieferte Kieseloolithschotter gekennzeichnet ist. Die große Bedeutung, die diese Tatsache für die vorliegende Untersuchungen hat, ist klar ersichtlich. Es ist derselbe pliozäne Verschüttungsvorgang, der auch so entscheidend für die Ausformung der heutigen Täler von Rhein, Lahn und Mosel gewesen ist. Für A. PISSART selbst bleibt über die Tatsache der festgestellten Anzapfung hinaus, die als Folge der stärkeren rückschreitenden Erosion der nördlichen Maas erklärt wird, die ganze Angelegenheit als solche im eigentlichen Ermöglichszusammenhang problemlos, ist aber auf dem Hintergrund der in den Mittelrheintälern gewonnenen Vorstellung leicht verständlich. Die früher aus Analogiegründen geäußerten Vermutungen (J. BIRKENHAUER 1966) wie auch die Darstellung von F. MACHATSCHER (1955, S. 94) werden insgesamt bestätigt.

3. DAS MAINGEBIET

Mit besonderer Entschiedenheit lehnt J. BÜDEL (1957) die Fortdauer der saxonischen Bewegungen bis ins Pliozän hinein ab. Vielmehr klingt die Bildung von Schwellen und Mulden, Horsten und Gräben oder Becken, Brüchen und Verbiegungen bis spätestens ins Untermiozän aus. Die tektonischen Bewegungen verlaufen seitdem in der Form rein vertikaler Im-Block-Aufstiege, die weite Gebiete gleichmäßig erfassen und gleichsinnig gehoben haben. Dies wird daraus gefolgert, daß die jüngeren Flächen die verschiedenen Gesteine und die verschiedenen tektonischen Zonen mit gleichbleibender, weithin horizontal zu verfolgender Höhenkonstanz abschneiden (S. 11—12). Die Niveaus dieser Flächen liegen in 380—410 m (Gäurandfläche), in 340/360 m (obere Gäufläche) und in 290/300—320 m (Hauptgäufläche). (Vgl. J. BÜDEL 1957, S. 28 und 1958, Abb. 9.) Von diesen ist

die Hauptgäufäche, wie der Name sagt, am weitesten ausgeprägt. (Vgl. auch J. BÜDEL 1963, S. 283 und Abb. 5.)

In auffälliger und völliger Identität stimmt in diesen Beobachtungsmerkmalen das in den Mittelrheinlanden gewonnene Bild mit dem in Franken überein. Eine völlig andere Auffassung besteht jedoch hinsichtlich der Altersdatierung und der Genese. Die Flächen sind nach J. BÜDEL (a. a. O.) alle im mittleren Pliozän als echte Rumpfflächen, d. h. als Spülfächen in einem wechselfeucht-tropischen bis randtropischen Klima entstanden. Bei der Datierung wird vor allem auf die pliozänen Basaltergüsse, die die Flächen teils überdecken, teils von ihnen gekappt werden (1957, S. 27—29), zurückgegriffen. Da hierbei aber recht unterschiedliche und weit auseinanderliegende Gebiete stratigraphisch verknüpft werden, ohne daß die Konstanz der Fläche am jeweiligen Ort genau untersucht worden ist, ist die Art der Datierung für die beiden höheren Niveaus nicht als zwingend anzusehen.

Was nun die klimagenetischen Vorstellungen anbelangt, so wird festzustellen sein, daß sich die Auffassungen über die Genese der mittel- bis jungpliozänen Niveaus — hier: Verschüttung; dort: Rumpfflächen — einander widersprechen bzw. auf jeden Fall nicht ohne weiteres miteinander zu verknüpfen sind. Auf diese Fragen soll später besonders eingegangen werden.

Notierenswert ist jedoch, daß auch J. BÜDEL (1957, S. 17) zur Annahme von Talverschüttungen gezwungen ist, die im Zusammenhang mit dem Abtauchen der Landscholle und den Transgressionen des Molassemeeres stehen. Überhaupt faßt er die Flächenbildung als einen Vorgang auf, der sich in der Nähe des Meeresniveaus abgespielt hat (S. 11).

Ein weiteres Indiz für eine Reliefverfüllung sind die Schotter in der Pforte von Iphofen-Scheinfeld östlich Marktbreit. Die Pforte ist nach J. BÜDEL (a. a. O. S. 32) noch im Mittelpliozän benutzt worden. Die Verhältnisse in der Pforte beschreibt er folgendermaßen. Die Schotterstreu lagert in 330—340 m und enthält neben vorherrschenden Quarzgeröllen als auffälligste Gerölle solche aus Muschelkalk. Die Gerölle sind bis faustgroß. Sowohl diese grobe Ausprägung als auch das Vorhandensein der an sich leichtzerstörbaren Muschelkalkschotter passen jedoch nach allen Erfahrungen nicht ins Pliozän. Für J. BÜDEL ist dieser Umstand nur mit einem sehr trockenem Klima — allerdings immer noch mit randtropischer Flächenspülung — vereinbar. Indessen liegen sonst offenbar keine weiteren Indizien für die daher etwas gezwungene Erklärung vor. Die Schotter von Iphofen-Scheinfeld lassen sich viel eher mit der ältestpleistozänen Verschüttungsphase an Mosel und Mittelrhein parallelisieren.

H. KÖRBER (1962) schließt sich hinsichtlich der Flächendatierung eng an J. BÜDEL an. Wenn er auch vor allem die pleistozänen Terrassen und das allmähliche Zusammenwachsen des heutigen Mainlaufs untersucht, so ergeben sich doch gewisse Parallelen hinsichtlich des 300 m-Niveaus. H. KÖRBER beschreibt vom Main ebenfalls dessen Unterstufen in 280 und 320 m und sieht, wie die Stufen terrassenhaft — und eben nicht rumpfflächenhaft — das Maintal im Maindreieck bei den Durchbrüchen durch die Schwellen in der Art eines deutlich begrenzten Hochtalbodens begleiten, aber nicht nur dort, sondern auch im Talabschnitt zwischen Zeil und Marktbreit (a. a. O. S. 66—68, S. 95). Die Terrasse führt Gerölle aus Milchquarzen, Quarziten, Sandsteinen und Hornsteinen (S. 95). Ein nennenswertes Gefälle ist nicht vorhanden. Indessen glaubt KÖRBER, leichte Verbiegungen (Beträge bis 25 m) in den durchquerten Schwellen feststellen zu können (S. 67). Es geht aus

der Beschreibung allerdings nicht hervor, ob es sich um die Form handelt oder um verschieden hochliegende Schotterreste; aus Schotterresten allein läßt sich eine Terrassenverbiegung nicht ohne weiteres ablesen (vgl. J. BIRKENHAUER, 1970 c). Was die Hauptterrasse angeht, so unterscheidet er scharf zwischen der von ihm sogenannten „Hauptterrasse“ in 180—220 m NN und einer sog. „Übergangsterrasse“ zwischen 225 und 255 m NN, die sich mit dem Höhenverlauf der oberen pleistozänen Terrassen an Lahn und Rhein z. B. völlig decken. Beide von H. KÖRBER ausgewiesene Terrassen besitzen nach flußaufwärts bis auf die Höhe von Marktbreit kein ansteigendes Gefälle. H. KÖRBER weist ausdrücklich auf diesen Befund hin. Wenn er dann aber schreibt, daß alle Terrassen nach flußaufwärts konvergieren, so meint er jedoch damit im wesentlichen die auch im Mittelrheingebiet immer wieder beobachtete Erscheinung, daß die heutige Talsohle nach oben jeweils in das höhere Niveau eintritt (vgl. S. 154). Bei Schweinfurt z. B. tritt der Main mit der dafür sehr charakteristischen Talweitung ins Niveau der 200 m-Terrasse ein, also der HT.

Merkwürdig ist seine Meinung, daß der Nordteil der sog. „süddeutschen Schrägscholle“ die allgemeine quartäre Hebung der mitteldeutschen Gebirgsschwelle nur bis zum Beginn des Günz-Mindel-Interglazials mitgemacht hat und seitdem um 100 m gegenüber dem Mittelrhein zurückgeblieben ist (S. 153). Wegen des überall gleichmäßig in derselben Höhenlage verlaufenden pliozänen 300 m-Niveaus kann diese Annahme jedoch für ein größeres Gebiet nicht gültig sein.

Man kann dabei auch auf J. P. BAKKER zurückgreifen (1930). Er beschreibt im Maintal von Obernburg abwärts Terrassen im Niveau von 270 und 290 m, die er beide wegen der Schotter ins Oberpliozän stellt. Er parallelisiert diese Terrassen mit den entsprechenden Flächen am Taunussüdrand (S. 61—62), d. h. mit unserem 280- bzw. 300 m-Niveau. Darunter folgt in der Höhe der „Übergangsterrasse“ H. KÖRBERS zwischen Odenwald und Spessart eine pleistozäne Terrasse in 225—255 m NN (S. 61 ff.) als eigentliche „Hauptterrasse“.

4. O D E N W A L D

J. P. BAKKER (1930, S. 97) unterscheidet im Odenwald verschiedene Niveaus, die er zu Flächengruppen zusammenfaßt, die von der höchsten Gruppe in 540—580 m bis zur niedrigsten in 300—360 m zwischen dem Mittelmiozän und dem Oberpliozän entstanden sein sollen; dabei ist die oberste Gruppe die älteste, und man steigt von Stufe zu Stufe ins immer jüngere Niveau hinab. Indessen werden von ihm Flächenreste zu Gruppen zusammengefaßt, die, wie die von J. P. BAKKER beigegebene Karte lehrt, nicht in dieser Weise zusammengebracht werden können; denn es gibt hinsichtlich der uns interessierenden unteren Flächengruppe deutlich voneinander getrennte Niveaus in 300, aber auch in 360 m NN (mit einer auch hier erkennbaren Unterstufe in 340 m).

D. FLIEDNER (1957) gelangt ebenfalls dazu, die Anschauungen J. P. BAKKERS im einzelnen als unhaltbar zu bezeichnen (S. 77, 97).

Über den pleistozänen Hochterrassen folgt als nächstes Niveau eines in rd. 300 m (S. 79—80), als Mittelwert des Vorkommens in 290—320. In dieses Stockwerk stellt D. FLIEDNER ebenfalls das 280 m-Niveau (275—285 m NN), das er in selbständiger, weiter Verbreitung vorfindet (S. 29, S. 80). Darüber folgt eine

Stufe in 330—340 m, die flächenmäßig aber nur gering ausgebildet ist. Das höchste einwandfrei als Niveau erkennbare Stockwerk überzieht große Teile des nördlichen Berglandes. Den mitgeteilten Höhenzahlen zufolge (S. 80, Abb. S. 78) kann es sich aber nicht um ein einheitliches Niveau handeln. Die angegebenen Höhenzahlen lassen in ihrer gestreuten Häufung auf zwei bestimmte Mittelwerte zwei Verebnungen erkennen: eine in rd. 360 und eine in rd. 400 m NN. Für den nördlichen Odenwald trennt D. FLIEDNER selbst beide voneinander (S. 32).

Wichtig ist die Beobachtung D. FLIEDNERS (S. 81), daß das 240—250 m Niveau und das in 300 m offenbar genetisch insofern miteinander verbunden sind, als das untere eindeutig stets dem oberen folgt und in dieses eingesenkt ist. Er weist ferner auf die erstaunliche Konstanz der Höhenlage beider Niveaus zueinander hin (S. 82).

Fraglich bleiben ihm sowohl die Bildungsbedingungen der Flächen als auch ihre Datierung. Die unteren Flächen werden allgemein ins Spättertiär (Oberpliozän) gestellt und als Piedmontflächen am Rande eines sich heraushebenden bzw. sich aufwölbenden Gebietes verstanden, die oberen nur theoretisch als tertiäre Einbnungsfläche, mit größerer Wahrscheinlichkeit aber grundsätzlich als die bei der Stufenrückwanderung wieder aufgedeckte präpermische Landoberfläche angesehen; diese hat nach ihm bei der tertiären Umformung als Leitbasis für die Anlage der neuen Fläche gedient (S. 82—83, 96—100).

5. KELLERWALD UND MARBURGER GEBIET

Als letztes Gebiet im näheren Umkreis der Mittelrheingebiete, das in jüngerer Zeit eine eingehende Bearbeitung erfahren hat, ist der Kellerwald zu nennen. G. SANDNER (1956) stellt drei höhere Niveaus fest: eines in 280—300 m, ein weiteres in 340/360—370 m und ein letztes in 400—440 m. Das letztgenannte bezeichnet er als Kuppenniveau, während die beiden unteren die Täler in den Kellerwald hinein begleiten (S. 39, 43, 78, 89, Abb. 30 a). Vom Kellerwald aus verfolgt er die Formen in die umliegenden Randgebiete hinein, wo er das 280/300 m-Niveau im Hochbecken von Wildungen und darüber in 400 m die sog. „Waldecker Fläche“ antrifft. Das z. T. mit quarzigen Schottern bedeckte 280—300 m-Niveau wird wegen seiner Lage unmittelbar über dem höchsten und ältesten Pleistozänniveau der Eder als älter angesehen (S. 101—106). Schotterterrassen, die wegen ihrer Ähnlichkeit mit den Avernensis-Schottern ins Oberpliozän gestellt werden, lassen sich auch im Gilsa-Schwalm-Gebiet verfolgen (S. 109, 116). Hochflächen in 300 m dehnen sich im Südrand des Wohra-Schweife-Gebiets aus; über ihnen folgen ein Flachkuppen- und Verflachungsniveau in 350—360 m und darüber noch Verebnungen in 380—420 m (S. 120—123). Im Frankenberger Gebiet wie in der nördlichen Umrahmung des Kellerwaldes kehren dieselben Niveaus wieder. Ausdrücklich werden die Ausflachungen der Talbetten erwähnt, sobald sie in 300—320 m NN verlaufen (S. 132, 137).

Das geomorphologische Gesamtbild des Kellerwaldes und seiner Umrahmung besitzt demnach immer wieder dieselben Züge mit den Stockwerken in 300, 360 und 400 m, mit jeweils deutlicher Stufung zwischen den Niveaus (S. 145; vgl. auch im einzelnen Abb. 30 a, 40, 45, 46, 49) aus den verschiedenen genannten Gebieten bei SANDNER). Morphographisch am merkwürdigsten erscheint G. SANDNER

die 300 m-Fläche — er äußert sich übrigens überrascht darüber, daß dieses auffällige Niveau im Schrifttum weniger erwähnt wird: S. 145 —, da die Fläche teils als Terrasse entlang den Flüssen, teils als weite Fläche in den tiefliegenden Senken und Becken, teils als Randverebnung, „Kellerfußterrasse“ genannt, in größerer Entfernung sowie vom Grundgebirge als vom niederhessischen Senkungsgebiet entgegentritt. Aus der über alle morphologischen und gesteinsmäßigen Unterlagen (Varistikum — Zechstein — Buntstandstein) gleicherweise in Höhenkonstanz anzutreffenden Verebnung in 300 m wird 1) auf dieselbe Entstehungszeit (und zwar nach den Schottern Oberpliozän) und 2) auf die Unwahrscheinlichkeit einer jungen, starken, differenzierten tektonischen Bewegung geschlossen (S. 146). Die letzte kräftige Reliefierung hat vor der Entstehung der postbasaltischen 400 m-Fläche stattgefunden. Schwer verständlich bleiben ihm die gleichbleibenden Höhen aller Niveaus mit ihren „auffallend gering geneigten Flächen“ (S. 157). Unerklärt bleiben schließlich die Durchbrüche von Eder und Schwalm aus ihren Becken und Talweitungsgebieten in 300 m nach O durch die östlichen Höhenrücken hindurch. (Abb. 6 bei SANDNER gibt die Situation sehr schön wieder.)

Die Lücke zwischen dem Kellerwald und unserem Untersuchungsgebiet schließen die Beobachtungen von O. MAULL (1919). Beiderseits von Marburg an der Lahn konstatiert er eine über Buntsandstein, Zechstein und Grundgebirge hinweggreifende Fläche (die somit mit einer aufgedeckten, präpermischen Rumpffläche nichts zu tun haben kann) in 340/360 m, die mit oligozänen Sanden, Kiesen, Quarziten bedeckt ist (S. 16, 19, 39—40). In sie greift eine tiefere Verflachung in 300—320 m z. T. terrassenartig, z. T. flächenartig ein. Ihr Alter kann durch Sedimente auf Pliozän festgestellt werden (S. 17, 20, 22). Dieses Niveau kann lahnabwärts weit verfolgt werden, zusammen mit einem weiteren in 280 m, das von O. MAULL ebenfalls als vorpleistozän angesehen wird (S. 63—64, 95). Der höchste pleistozäne Talboden verläuft in etwa 240 m Höhe. Über dem 340- bzw. 360 m-Niveau zieht sich ebenfalls aus dem Deckgebirge bis ins Grundgebirge eine Verebnung in 400 m hinein (S. 18, 46).

6. ZUSAMMENFASSUNG

Daß im einzelnen bei der Verknüpfung und Deutung der beobachteten Tatsachen von Gebiet zu Gebiet von den Autoren unterschiedliche Auffassungen hinsichtlich Genese und Datierung entwickelt worden sind, kann nicht überraschen, da aus den wenigen Indizien, die in einem einzelnen Gebiet zur Verfügung stehen, sich leicht verschiedenartige Verknüpfungen ergeben müssen, wenn man für das Verständnis eben nur ein mehr oder weniger isoliertes Gebiet betrachtet. (Um möglichst viele Indizien zu gewinnen, ist daher im zentralen Rheinischen Schiefergebirge Landschaft um Landschaft im einzelnen betrachtet worden.)

Es überrascht vielmehr, daß über einen so weiten Raum hinweg immer wieder als beobachtbare Tatsachen dieselben beschrieben werden. Die Überraschung ist umso größer, als dieselben Beobachtungen nachweislich völlig unabhängig voneinander getrennt in jedem Raum gemacht worden sind. Die Wahrscheinlichkeit, daß es sich bei der Fülle ergänzender Befunde in dem ganzen großen Raum um recht ähnliche Ursachen dafür handeln muß, ist dann um so größer.

Diese Tatsachen sind:

1) Das Vorhandensein eines 300 m-Niveaus, das fast von allen Autoren mit Hilfe der ihnen verfügbaren Kriterien ins Oberpliozän gestellt wird.

2) Das Vorhandensein zweier weiterer Niveaus in 360 und 400 m, die in jedem Falle als älter angesehen werden als das in 300 m — wenn auch die Datierungen zwischen Mitteloligozän und Mittelpliozän weithin differieren.

3) Das Vorhandensein der gleichmäßigen Höhenkonstanz der Niveaus, über die sich fast alle Autoren immer wieder mehr oder weniger überrascht äußern und gelegentlich geradezu „unnatürlich“ finden, vor allem was auch die Konstanz der oberen pleistozänen Niveaus betrifft (vgl. H. LOUIS 1953, S. 55).

4) Die Bedeutung, die dem 300 m-Niveau als dem eigentlichen Ausgangsniveau für das heutige Gewässernetz direkt oder indirekt immer wieder zugeschrieben wird.

Das 300m-Niveau ist damit — wenn man schon von „Trog“ und „Trogfläche“ reden und darunter den direkten, genetisch gegebenen Bezug zwischen einem „Trog“ und dem darin ausgebildeten Gerinne verstehen will — die Trogfläche im ureigentlichen Sinne. Man kehrt dadurch zur ursprünglichen Auffassung von A. PHILIPPSON (1899, 1903) zurück, die erst durch die Darstellung von R. STICKEL (1927) auf die Niveaus in 360- und 400 m ausgedehnt wurde. Das ist aber wegen des implizierten direkten Bezuges zum heutigen Talnetz nicht länger haltbar.

Aus der überraschend hohen Übereinstimmung der Beobachtungen sind folgende Schlüsse zu ziehen.

1) Ein sehr großer Ausschnitt auf dem mitteleuropäischen Schollenmosaik — ein Ausschnitt, der von den Ardennen im NW bis nach Franken im SO reicht — hat seit mindestens dem Untermiozän eine sehr ähnliche oder gar identische tektonische und geomorphologische Entwicklung genommen. An der Mittelrheinachse, die zwei für das Verständnis der Vorgänge wichtige Becken und Buchten (Kölner Bucht und Mainzer Becken) über eine größere Entfernung miteinander verbindet, war es möglich, den Schlüssel für das identische Verhalten zu ermitteln: nämlich das wiederholte Ab- und Auftauchen, das gleichsinnig ein weites Gebiet mehrfach betroffen hat — bei je spezieller Entwicklung der Einbruchbecken.

2) Außerhalb der Einbruchsschollen mit seit dem Oligozän bis heute andauernder Senkungstendenz ist es seit mindestens dem Untermiozän in weiten Gebieten nicht mehr zu größeren Verstellungen gekommen. D. h. die orographische Gliederung des Rheinischen Schiefergebirges wie der benachbarten Gebiete in höhere Schwellen und tiefere Mulden wie die damit verbundene unterschiedliche Reliefenergie geht auf eine Epoche zurück, die mindestens vor dem Untermiozän, wenn nicht bereits vor dem Mitteloligozän liegt. Schon die erste Verschüttungsphase hat nachweislich ein bereits vorhandenes kräftiges Altrelief betroffen.

3) Was die Überformung des Altreliefs über 400 m NN mit jüngeren oder älteren Rumpfflächen oder dergleichen betrifft, so läßt sich darüber nichts Verbindliches ausmachen. Die Vorstellungen eines Endrumpfes oder von verschiedenen Stadien eines Endrumpfes müssen aufgegeben werden.

4) Inwieweit klimagenetische Faktoren — abgesehen von der tektonischen Konstellationskonstanz als Grundlage der Ausprägung von verschiedenen Niveaus in identischer Höhe in den weit auseinanderliegenden Gebieten — eine Rolle gespielt haben, ist trotz der entschiedenen Auffassung von J. BÜDEL als kontrovers noch zu untersuchen.

IX. ZU DEN SAND- UND KIESANALYSEN

1. AUSWAHL, ABSICHTEN, FRAGENKOMPLEXE

Es soll versucht werden, die Analysen zu einer Synthese zusammenzusehen. Der Synthese geht der Vergleich voraus. Es müssen die Proben also untereinander horizontal und übereinander vertikal sowie mit den Ergebnissen der Analysen anderer Autoren verglichen werden. Die Frage ist, ob sie vergleichbar sind. Da die an sich benötigte Vielzahl von Proben nicht systematisch und in kettenhafter Reihe lückenlos (wegen der sehr unterschiedlichen Aufschlußverhältnisse) über das ganze Untersuchungsgebiet hinweg entnommen werden konnten und jede Probe ein individuelles und u. U. zufälliges Bild widerspiegelt — auch dann, wenn die Möglichkeit zu einer systematischen Reihung bestanden hätte —, bleibt das Vergleichen unvollkommen. Eine relative Konstanz der Verfügbarkeit an Mineralien in jeder Probe besteht noch nicht einmal bei Ablagerungen rezenter Flüsse aus ein und demselben Flußbettquerschnitt (vgl. VAN ANDEL 1950). Das Vergleichen ist nur dann einigermaßen möglich, wenn es einige allgemeine Fixpunkte gibt. Diese sind fallweise zu diskutieren. Dadurch erhält dieses Kapitel u. U. notwendigerweise stärker theoretisierende Züge.

Die Diskussion von Fixpunkten allgemeinerer Art ist u. U. notwendig, da sich im Untersuchungsgebiet kaum Möglichkeiten boten, Proben auszuwählen. Obwohl nahezu alle interessierenden Schottervorkommen aufgesucht wurden und öfters an „verdächtigen“ Stellen (d. h. solchen, an denen Schotter vermutet werden konnten) z. T. mit Erfolg nachgeforscht wurde, waren die Aufschlüsse oft völlig verfallen und verwachsen, oder es handelte sich um reine Schotter ohne Sand- und Tonlagen oder es war nur der Zugang von der obersten Wald- oder Ackerkrume möglich, um überhaupt Probenunterlagen zu erhalten. Diese Fälle sind in der Beschreibung der Entnahmestellen besonders vermerkt. Wie die Analysen von diesen Stellen zeigen, haben sich diese Entnahmeumstände entsprechend ausgewirkt.

Die ursprünglich über 50 Proben wurden in 5 Probenreihen geordnet: A, B, C, D, E. Dieser Einteilung lagen folgende Gesichtspunkte zugrunde. In die Probenreihen A und C wurden die Sedimente aufgenommen, die mit großer Wahrscheinlichkeit ins Pliozän gehörten; ähnlich wurden bei den B- und D-Proben solche zusammengebracht, die mit großer Wahrscheinlichkeit ins Oligozän zu stellen waren.

Die Einteilung nach A und C bzw. B und D geschah aus folgender Überlegung. Die A- und die B-Reihen zeichnen sich durch einen höheren Sand- und Kiesgehalt aus, die Reihen C und D durch einen hohen Tongehalt. Bei den Reihen A und B sollte dementsprechend vorzugsweise der Schwermineralbestand, bei den Reihen C und D der der Tonminerale untersucht werden. (Für die Untersuchung der Reihen C und D wurde ein Institut in Aussicht genommen, das hinsichtlich der Tonmineralanalysen und ihrer klimatischen Aussagebedeutsamkeit besondere Erfahrung gesammelt hatte. Leider mußte aus unbekanntem Gründen die Analyse der einge-

sandten Proben unterbleiben.) Die tatsächlich analysierten Proben stellen demnach nur einen Torso des ursprünglichen Planes dar. Die dabei zwar ebenfalls ausgeführte Untersuchung des Tonmineralbestandes ist jedoch nur mit vorsichtiger Annäherung zu verwerten (vor allem auch dann, wenn es sich darum handelt, sie mit den sehr wichtigen Ergebnissen anderweitiger Tonmineralanalysen von verschiedenen Mitarbeitern des vorhin erwähnten Instituts zu vergleichen).

Nichtsdestotrotz ergeben m. E. die sehr sorgfältigen Analysen von A und B brauchbare Ansatzpunkte. (Sie wurden ausgeführt von Mitgliedern des Geologischen Landesamtes von Nordrhein-Westfalen mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft.)

Die Reihe E schließlich umfaßt Proben von der Nahe, und zwar aus der Gegend des unteren Kyr- und Simmerbachgebiets. Die Zusammenstellung der Proben aus verschiedenen Höhenlagen nach bloß „territorialen“ Gesichtspunkten hat sich hierbei als nicht unzweckmäßig erwiesen.

Nach Möglichkeit wurde versucht, die Proben an Stellen zu entnehmen, die in gewisser Weise „Schlüsselcharakter“ besaßen (z. B. Brohl, Montabaurer Senke, Mainzer Becken), einmal hinsichtlich der geomorphologischen Fragestellung, weiterhin wegen der relativ gut bekannten Stratigraphie und schließlich wegen der Möglichkeit, zeitlich relativ weit auseinanderliegende Schichten in einem relativ engen Gebiet im eventuellen Wechsel des Mineralbestandes vertikal übereinander zu halten (z. B. D 6 — D 5 — B 4 — B 2; D 10 — A 10; A 11 — A 12; A 16 — A 17; A 18 — A 19; A 13 — A 20; B 10 — B 9). (Vgl. dazu die Abb. 1 mit der Eintragung der Entnahmestellen.)

Eines der wichtigsten Ziele war es, mutmaßlich pliozäne Proben besonders gut zu erfassen; auf die Erfassung älterer Sedimente wurde von vornherein weniger Wert gelegt. Das hängt mit der Arbeitshypothese zusammen, daß die „300 m-Zeit“ als die entscheidende Zeit für die Ausbildung des hydrographischen Netzes, so wie wir es heute vorfinden, anzusehen sei. Die mit dieser Zeit als zusammenhängend betrachteten Proben konnten glücklicherweise fast alle analysiert werden, da C 1 und A 1, C 2 und A 11, C 6 und A 17, C 7 und A 16, C 5 und A 14 denselben Aufschlüssen entnommen worden waren. Ähnliches gilt bei der B- und D-Reihe hinsichtlich der Proben aus der Montabaurer Senke.

Was die D-Proben angeht, so scheint sich die Möglichkeit anzubieten, das, was sie an Ergebnissen für die Klimabedingungen der Ablagerungszeit hätten erbringen können, aus den sehr sorgfältigen Untersuchungen von LEVELT (1965) im Luxemburger Gutland zu übernehmen (ähnlich auch für B und C).

Die besonderen Fragestellungen für die Vornahme der Analyse als Auftrag an die Bearbeiter waren folgende:

1) Lassen sich klar umgrenzte Liefergebiete aus bestimmten Assoziationen ableiten? Welche?

2) Ermöglichen die Schwer- und Tonmineralassoziationen eine (wenn auch grobe) Einordnung stratigraphischer Art der fossilereen Sande und Kiese?

3) Lassen sich Anhaltspunkte für die Ablagerungsbedingungen (Transport, Verwitterung, Klima) z. Zt. der Sedimentation gewinnen? Welche?

(Insbesondere: Korngrößen, Beschaffenheit der Körner, Tongehalt und Art der Tonminerale, Entkalkungsgrad, Ursachen der verschiedenen Färbung.)

Mit welcher Vorsicht die drei paläographischen Fragenkomplexe anzugehen sind, drückt H. B. MILNE im Handbuch der „Sedimentary Petrography“ aus,

wenn er schreibt, daß die Paläographie eine Art von Philosophie sei, d. h. daß immer ein gewisses Maß von Spekulation in sie eingeht. Im idealen Fall sollten folgende Auflagen erfüllt sein: eine begründete Rekonstruktion der Umgebung, aus der und in die hinein sedimentiert wurde einschließlich der Natur und Zusammensetzung der Muttergesteine und der daraus entstehenden Sedimente; eine Aufdeckung der physikalischen Bedingungen, unter denen Erosion und Ablagerung fortschritten als Ergebnis der mineralogischen, mechanischen und statistischen Sedimentuntersuchungen; die vorherrschenden klimatischen Bedingungen laut Mineral- und Fossilbestand; die Gruppierung und Anordnung von Landoberflächen, Relief und Meeren; Berücksichtigung von Verwerfungen und dgl. (1962, S. 426). Man möchte angesichts dieses Katalogs sagen, daß also das bereits bekannt sein muß, worüber man erst Aufschluß erhalten möchte. Umso bedeutsamer ist es, daß mit der Konfiguration der morphologischen Gegebenheiten in den vorangehenden Kapiteln bereits ein Rahmen herausgearbeitet worden ist, der einigermaßen abgeklärt erscheint.

Bevor die drei Fragenkomplexe nun im einzelnen erörtert werden, sei noch ein Hinweis technischer Art gegeben: Die Fundumstände werden im Anhang 1 beschrieben (nur für Probenreihen A, B, E). Die Ergebnisse der Analysen und die dazugehörigen Gutachten schließen sich an (Reihe A = Anhang 2, Reihe B = Anhang 3, Reihe E = Anhang 4) .

2. DIE LIEFERGEBIETE

Über die Herkunft der Sedimente ließen sich anhand der Schwermineralien die besten Aussagen machen. Sie sind deswegen in den vorigen Kapiteln bereits an der einen oder anderen Stelle mitgeteilt worden. Das wichtigste Ergebnis scheint zu sein, daß man aufgrund der Stauolith-Disthen-Assoziation (vgl. R. WEYL 1938, P. ANTUN 1954) einen „nordoberrheinischen“ Bezirk von einem „mittelrheinischen“ gut unterscheiden kann. Hinzutreten im Mainzer Becken auch noch Titanit und braune Hornblende (B 9, B. 10). Beim Vergleich der A- mit der B-Reihe bemerkt man folgendes. In der B-Reihe führen die aus dem Mainzer Becken stammenden die genannte Assoziation (9, 10). In der A-Reihe sind es ebenfalls die aus dem Mainzer Becken und Umgebung (A 13, A 14, A 18, A 19, A 20), aber nun auch die am Mittelrheinlauf (A 4, A 5, A 9, A 15). Die Schüttung dieser Minerale erfolgte nach P. ANTUN (1954) aus der metamorphen Zone des Spessarts, kann aber auch auf die Por- und Melaphyre des Nahegebiets und des Pfälzer Berglands zurückgeführt werden. Die aufgezählten B- und A-Proben besitzen auch insofern Ähnlichkeiten, als bei allen, die dem Typus „Mainzer Becken“ angehören, die Zirkon- Turmalin-Gruppe zugunsten der Hornblende-Augit-Titanit-Gruppe zurückgedrängt oder ersetzt ist. Die Ursache dafür dürfte in der gleichmäßigen Lieferung aus der metamorphen Quarzit- und Vordevonzone auf der Südseite von Hunsrück und Taunus zu erblicken sein (P. ANTUN 1954). Dieses letztere Merkmal trifft allerdings auch auf B 6 (Montabaurer Senke), B 7 (Miehler Becken), A 2, A 3 (Brohl) und A 11 (Idsteiner Senke) zu. Offenbar liegen hier besondere lokale Verhältnisse und Einflüsse durch Vulkanite vor, wie die nirgendwo sonst erreichten Spitzenwerte bei je einem einzelnen Mineral anzudeuten scheinen (B 8 und B 7: Turmalin, B 6, A 2, A 3, A 11: Augit, A 11: Tita-

nit). Was A 2 und A 3 anbetrifft, so stellt sich stromab wieder eine „normale“ Zusammensetzung ein, die ziemlich der von A 5 (Urbar) mit relativ hohem Staurolith-Gehalt entspricht (W. KAHMANN 1937, Tabelle S. 185, K. KAISER 1956).

Lokal scheint auch der hohe Granatgehalt in den Proben A 13—19 bedingt zu sein (Schüttung aus den Por- und Melaphyren des Pfälzer Berglandes: P. ANTUN 1954). In den Sedimenten der südlichen Kölner Bucht fehlt übrigens ebenfalls die Titanit-Hornblende (braun) -Augit-Granat-Gruppe (mit Ausnahme der Fischbachschichten, die einen hohen Granatanteil besitzen). Vgl. W. KAHMANN 1937, Tabellen S. 184, 185, 190, 194.) Auch hieran läßt sich ablesen, daß ein Strom aus dem Mainzer Becken quer durchs Gebirge im Tertiär nicht bestanden haben kann. Der hohe Granatanteil der Fischbachschichten erklärt sich lokal aus der Abtragung der mesozoischen Sedimentdecke in der Eifelquersenkung; in dieser sind vor allem der Buntsandstein und der untere Muschelkalk sehr granathaltig (K. H. SINDOWSKI 1939, S. 449). Da die Fischbachschichten an die Wende Miopliozän gehören, ist die Granatschüttung aus den abgetragenen Deckschichten der Eifel ein weiterer Beweis für das Auftauchen des Gebirges, das Fehlen im Oligozän und Oberpliozän dagegen ein weiterer Hinweis auf das Eintauchen des Gebirges mit Reliefverschüttung und daher unterbundener Abtragung.

Rechnet man die lokal bedingten Varietäten ab, so ist der Typus „Mainzer Becken“ demnach bestimmt durch eine im ganzen recht gleichmäßig anzutreffende Assoziation Staurolith — Disthen — Titanit — braune Hornblende — Zirkon — Turmalin.

Aus der topographischen Verteilung des Typus „Mainzer Becken“ läßt sich folgendes ablesen. Bis ins Oberoligozän (B 9 und B 10) ist er aufs Becken selbst beschränkt, im Oberpliozän dagegen — A 18 und A 19 z. B. gehören den Arvernensis-Schottern an — greift er aufs Mittelrheintal über. Die endgültige Durchquerung der Barriere des Hunsrück-Taunus-Quarzits wird dadurch ausgewiesen.

Die vorgenommene Unterscheidung zweier Typen und die durch sie ausgesagte paläographische Entwicklung scheint sich, wenn auch sehr schwach, auch darin kundzugeben, daß sich Andalusit nur in Proben nördlich der alten Wasserscheide im ganzen Raum gleichmäßig vorfindet (B 2 — 5, B 7, A 1, A 2, A 4, A 6, A 7, A 10), Anatas nur in den von S gekommenen Sedimenten am Mittelrhein (A 5, A 6, A 9). Nach der Auffassung von P. ANTUN (1954) müßte jedoch der Andalusit aus dem Spessart gekommen sein und daher gerade im Typus „Mainzer Becken“ vertreten sein. Indessen hat auch H. KÖRBER (1962, S. 168—169) bei den Schwermineralen des Oberpliozäns im Aschaffener Becken keinen Andalusit angetroffen; ferner fehlt die Assoziation, die der metamorphen Hunsrück-Taunus-Zone entspricht (Titanit, Titanaugit, Braune Hornblende). Der recht hohe Anatasgehalt (3—19) ist dagegen auffällig und unterstreicht die Annahme der südlichen Herkunft des Minerals im Mittelrheingebiet.

Einen direkten Hinweis auf den Anschluß des Nahegebiets an den mittelhheinischen Rhein gibt die Probe A 5 (Urbar) mit ihrem Hypersthen-Gehalt.

In den Ablagerungen nördlich des Rheinischen Schiefergebirges taucht sowohl in der Kölner Bucht als auch vor allem am Ardennenrand die Staurolith-Disthen-Gruppe wieder auf, und zwar im Oligozän, von wo sie sich durchs Miozän über die Fischbachschichten bis ins Oberpliozän fortsetzt. (Vgl. W. KAHMANN 1937, Tabellen S. 184, 185, 190, 194; A. HELAL 1958, S. 431; P. MACAR, J. ALEXANDRE 1960, S. 307.) Das Gebiet wird als „niederrheinische Provinz“ bezeichnet. Da die

Schüttung nicht von S gekommen sein kann, wird eine W-O-Verfrachtung angenommen (A. VÖLPEL 1958, S. 57 ff.).

Im Vergleich zwischen dem Mainzer Becken und der niederrheinischen Provinz weist demnach das zentrale Rheinische Schiefergebirge zwischen N und S einen ganz eigenständigen Zug auf. Vom Schwermineralgehalt her kann es daher als „mittelrheinische Provinz“ bezeichnet werden.

3. STRATIGRAPHISCHE EINORDNUNG

Die aus dem eigenen Untersuchungsgebiet beigebrachten Analysen bieten zwar nur geringe Anhaltspunkte; diese sind aber doch geeignet, bestimmte Aussagen zu machen. Die B-Reihe unterscheidet sich nämlich im wesentlichen von der A-Reihe dadurch, daß 1) sie einen relativ hohen Schwermineralgehalt besitzt (vor allem aufgrund des hohen Erzmineralbestandes in den opaken Teilen), daß 2) nur hier Korund auftaucht, der in der A-Reihe völlig fehlt, und 3) durch den geringeren Anteil an Granat, Augit, Epidot-Zoisit und auch brauner Hornblende. (Auf scheinbare Widersprüche mit einigen Punkten des vorigen Abschnitts wird später eingegangen.) In diesen Unterschieden zwischen den A- und B-Proben drückt sich ein durchgehender Gegensatz aus, der anscheinend auf verschiedenartigen Verwitterungsumständen beruht. Da der Gegensatz durchgehend ist, kann er zur stratigraphischen Einordnung benutzt werden; denn einige Vorkommen (vgl. den vorigen Abschnitt) können fest datiert werden. Das gilt vor allem für die Proben B 2 — B 5. Sie stammen aus dem „Abraum“ der Grube Mogendorf. Dieser „Abraum“ besteht aus Kiesen, Sanden, sog. Letten, die über weißen und blauen Tönen liegen. Da die Tone sicherlich an die Basis des Oberoligozäns gehören (vgl. W. AHRENS 1936, 1957, 1960, H. D. PFLUG 1959), bedeutet dies, daß alle B-Proben typusgemäß an die Wende Oligomiozän bzw. älter stratigraphisch eingeordnet werden können.

Die eindeutig datierten Proben der A-Reihe (A 18, A 19: Arvernensis-Schotter nach J. BARTZ 1950, d. h. also Oberpliozän) sind damit auch ein Anhaltspunkt für die stratigraphische Einordnung der anderen typusgemäßen Proben. Typusgemäß sind vor allem der äußerst geringe Schwermineralgehalt, das völlige Fehlen von Korund, die Zunahme des Granat-, Augit-, Epidot-Zoisit- und Hornblende (braun) — Bestandes.

Es lassen sich also im ganzen relativ scharf die oligomiozänen bzw. älteren B-Proben von den oberpliozänen A-Proben abtrennen. Darin wird die Arbeitshypothese, die z. B. die Schotter im 400 m (B 1) dem Oligomiozän zuordnete, bestätigt, wie auch die Einordnung der Tiefenlagen der bisher nicht untersuchten Schichten des Miehler Beckens (B 7, B 8).

Es hat sich jedoch nicht als möglich erwiesen, innerhalb des Oberpliozäns z. B. einen Gegensatz zwischen „unten = älter“ und „oben = jünger“ durchgehend festzustellen, auch wenn die zugehörigen Schichten der Probenentnahmen sich lückenlos über einen vertikalen Abstand bis zu 120 m erstreckten (z. B. A 16 — A 17). Dadurch findet die Annahme, daß der oberpliozäne Verschüttungsvorgang bzw. das ihn verursachende Abtauchen des Gebirges relativ rasch vor sich gegangen sein muß, eine gewisse Stütze.

Ähnlich läßt sich auch — abgesehen von lokalen Unterschieden — das Oligozän nicht untergliedern, trotz des Vertikalabstandes von 200 m zwischen B 1 und B 8. Es besteht m. E. auch kein großer Unterschied zwischen der Assoziation des „Vallendar“ an der oberen Lahn im Vergleich zum Miozän vom Vogelsberg, wie ihn H. D. LANG (1955, S. 135—138, 150—151, Tafel 20) herauszuarbeiten versucht. („Vallendar“ = Rutil-Zirkon-Turmalin = 75 %, Titanit-Augit-Hornblende = 16 %; „Miozän“: Rutil-Zirkon-Turmalin = 73—83 %, Titanit-Augit-Hornblende = 17—27 %.) Die Unterschiede bleiben durchaus im Rahmen der Variationsbreite der B-Proben.

Relativ scharf ist dagegen der Schnitt zwischen dem Oberpliozän und dem Quartär. Dazu wurden selbst keine Proben gesammelt und analysiert, da eine Reihe sehr eingehender Darstellungen vorliegen (W. KAHMANN 1937; VAN ANDEL 1950; E. KREMER 1954; K. KAISER 1956, 1961; G. VAN DEN BOOM 1958; H. KÖRBER 1962; H. HAUBRICH 1965), die zum Vergleich benutzt werden können. Teils aus Gründen der veränderten Verwitterungsbedingungen, teils wegen des Anschlusses weiterer Einzugsbereiche im Oberlauf des Rheins haben die OT- und HT-Schotter ein völlig abweichendes Bild: Zurücktreten der Rutil-Zirkon-Turmalin-Gruppe; erhebliche Zunahme von Epidot-Saussurit-Granat-Hornblende-Augit.

Weniger von den Schwermineralien als vom Gesamthabitus aus lassen sich besondere Eigenheiten einzelner Proben klären und stratigraphisch genauer umreißen.

a) Die B-Proben

In den Proben B 2—B 5 macht der opake Erzanteil 40—50 % aus. Es handelt sich um Magnetit, dessen Körner stark korrodiert sind. Sie entstammen vermutlich völlig verwitterten tertiären Basaltvorkommen. Die Bedeutung liegt darin, daß damit bewiesen werden kann, daß der Vulkanismus bereits vor der Ablagerung der Arenbergschichten einsetzt, also etwa an der Wende Mitteloligozän-Oberoligozän, wie es den früher geäußerten Vermutungen über das Transgredieren der mittel- bis oberoligozänen Verebnung über Basalt entspricht.

Interessant ist in diesem Zusammenhang auch der Hinweis auf nach unten zunehmenden sauren Vulkanismus in der Probenreihe. Die Reihe ist aus ein- und derselben Grubenwand entnommen, wobei Probe 5 aus etwa 20 m Tiefe stammt. Als Vertreter des sauren Vulkanismus kommt Andesit in unmittelbarer Nachbarschaft vor. Andesit ist aber ebenfalls an den Anfang des Vulkanismus zu setzen.

Die Probe B 6 führt extrem weißen Quarzsand, wie er für Oligozän typisch sein kann; der hohe Augitgehalt und das starke Zurücktreten von Zirkon und Turmalin sind früher bereits aufgefallen. Da die Probe aus dem 300 m-Niveau stammt und pliozäne Basalte und Tuffe sofort benachbart sind, können die Sande auch zur Zeit der oberpliozänen Verschüttung umgearbeitet worden sein.

Die Probe B 10 entstammt dem Unteren Meeressand des Mainzer Beckens, enthält aber z. T. frische Augite und bei den Geröllkomponenten bis zu 25 % an „buntem“ Material, jedoch stark angewittert. Da indessen die Führung an brauner Hornblende, Augit und Titanit sehr hoch ist, liegt der Verdacht nahe, daß es sich bei dieser Probe, die aus dem Niveau der OT stammt, um während des Pleistozäns umgearbeitetes und z. T. mit frischerer Decke versehenes Material handelt.

b) Die E-Proben

Diese Reihe ist bisher noch nicht betrachtet worden, da der Schwermineralbestand als ganzer sehr gering ist. Das kann aber am Einzugsgebiet liegen, das wenig Schwerminerale besitzt (Taunusquarzit). Immerhin ist der hohe opake Erzgehalt auffällig, der

aus den Vulkaniten des Nahegebietes stammt, wozu auch der höhere Anteil an brauner Hornblende paßt. Alle diese lokalen Bedingtheiten täuschen also eine „Verwandtschaft“ mit der A-Reihe nur vor. Die vertretenen Korrosionsformen entsprechen aber denen der B-Reihe. Mit dem Habitus der B-Reihe stimmt auch die sehr geringe Führung an Granat und Epidot-Zoisit überein. Bedeutsam sind die beiden Proben E 3 aus 370 m und E 5 aus 340 m NN, die wegen der sehr guten Übereinstimmung mit B 1 (aus rd. 400 m NN) den beiden oligomiozänen Verschüttungsphasen zugeordnet werden können.

Der hohe Anteil von „bunten“ Komponenten bei E 2 rührt, da die Probe der Ackerkrume entnommen ist, aus der Solifluktion vom oberhalb Anstehenden her. Ähnlich handelt es sich bei E 4 um Anreicherung des sonst reinen Quarzkieses aus dem Gehängeschutt von oberhalb.

Unter Berücksichtigung der lokal bedingten Unterschiede passen die E-Proben durchaus mit denen der B-Reihe zusammen.

c) Die A-Proben

Hier sind vor allem die Proben zu besprechen, die nicht in die „oberpliozäne Stratigraphie“ zu passen scheinen.

Zunächst besitzt A 1 60 % Geröllkomponenten aus Sandstein. Das „normale“ Oberpliozän ist sehr viel ärmer und hat einen sehr hohen Quarzanteil. Da die Probe aber aus 280 m NN stammt, also dem jüngsten Abschnitt des 300 m-Stockwerks, ist das jüngere Aussehen verständlich. Die Annahme, daß das 280 m-Niveau jünger sei und an der Wende Pliopleistozän steht, erhält damit eine weitere Stütze. Einen ähnlichen Eindruck gewinnt auch LEVELT (1965) von diesem Niveau im luxemburgischen Gutland. Er stuft es ebenfalls jünger ein als das 300 m-Niveau.

Der hohe Anteil an quartärem Vulkanmaterial in A 2 erklärt sich aus der Entnahme aus der obersten Schicht.

Die aus Basislagen entnommenen Proben A 13 und A 16 zeigen wegen ihres hohen Anteils an Bröckchen aus Kalk und kalkigem Sandstein an, daß in ihnen bei der oberpliozänen Verschüttungsphase an deren Beginn aus dem Liegenden Material mitverarbeitet worden ist. Es ergibt sich also hier der Unterschied zwischen „unten = älter“ und „oben = jünger“ aus den Geröllkomponenten im Vergleich mit den vertikal genau darüberliegenden Proben A 20 und A 19 aus 290—310 m NN. (Ähnliches wie für A 13 und A 16 gilt für A 18 und A 19.) Es zeigt sich am Vergleich der Proben A 13, A 16, A 18, A 19 und A 20, daß es wenig Sinn hat, „Unterpliozän“ und „Oberpliozän“ unterscheiden zu wollen (etwa A 13 und A 20 als unterpliozäne Dinotheriensande, A 18 und A 19 etwa als oberpliozäne Arvernensis-Schotter). Alle Proben gehören, auch nach dem Schwermineralbestand, ein und derselben Ablagerungsphase an, nämlich der oberpliozänen.

Im Zusammenhang mit dem nächsten Abschnitt läßt sich ein „oben“ und „unten“ im Sinne des Alters noch am ehesten beim Vergleich von A 2 (oben) und A 3 (Basis) im Brohlgebiet und beim Vergleiche von A 11 (Basis) und A 12 (oben) im Bereich der Idsteiner Senke feststellen, und zwar insofern, als die beiden Basisproben vom tiefsten, im Bereich des mittelhheinischen Gebirges auffindbaren Pliozän stammen. (A 11 200 m NN; A 3 230 m NN.) Beiden sind merkwürdigerweise hämatitisch-lateritische Komponenten gemeinsam. Auf dem Hintergrund noch anzustellender Überlegungen ist ein Zufall des Zusammentreffens ausgeschlossen. Auch das Verhältnis von Quarz und Tonmineralen ist zwischen A 3 und A 11 einer- und A 2 und A 12 andererseits auffällig verschieden. Man erhält den Eindruck, daß hier tatsächlich Altersunterschiede zwischen Basis- und Höhenschotter greifbar werden. Trotz des recht ähnlichen Mineralbestandes gehört schließlich A 15 nicht in die oberpliozäne Reihe, sondern ist wegen der Geröllkomponenten jünger. Außer Quarziten, Buntsandsteinen, Schiefen und dgl. wurde, wie schon an früherer Stelle berichtet, ein wenn auch sehr mürbes Granitgeröll aufgefunden. Die Probe ist daher ins älteste Pleistozän einzustufen. Auch die Führung an Tonmineralien (kein Kaolinit) weist auf Pleistozän hin.

4. ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN

a) Korngrößen und Sortiertheit

J. P. BAKKER und H. J. MÜLLER (1957) haben sog. zweiphasige Flußsedimente beschrieben. Bei solchen Sedimenten liegt immer ein deutliches Maximum der Größenverteilung in der Tonfraktion und ein weiteres in der Fraktion der groben Mehlsande (allerdings auch in den gröbereren Sanden und sogar Schotterfraktionen). Beide Autoren bringen die Zweiphasigkeit mit der Art der Verwitterung zusammen. Ihrem Beispiel folgend sind die Proben deswegen auch im Hinblick auf die Korngrößen bestimmt worden. Folgende Überlegungen lassen jedoch die Brauchbarkeit infrage gestellt sein (im Anhang deswegen nicht berücksichtigt). Zunächst ist es mehr oder weniger selbstverständlich, daß wegen der starken Führung an schwebenden Bestandteilen im bewegten Wasser die Tonfraktion eine Spitze aufweisen muß. Bedeutsam wäre es dagegen, wenn sich bei der Verteilung der übrigen Korngrößen eine eindeutige Korrelation zu typischen Verwitterungsabläufen ergäbe. Solche, über weitere Klimabereiche sich erstreckende und vergleichende Studien gleichartiger Sedimente mit Proben aus horizontalen und vertikalen Profilen sind bisher nicht bekanntgeworden. Somit entfällt eine Grundlage für den Vergleich der oligomiozänen und plioleisztänen Proben. Weitere Gesichtspunkte, um eine Verwendung der Zweiphasigkeit beim gegenwärtigen Forschungsstand als noch wenig brauchbar anzusehen, sind zwar bei LEVELT (1965) nicht direkt ausgesprochen, aber an den mitgeteilten Befunden abzulesen. Es kann so z. B. aus Gründen der Verlingerung in der Transportleistung zu einem zweiphasigen Sediment kommen, wenn der Zwischenraum zwischen den Körnern vorher abgelagerten Sandes mit Ton ausgefüllt wird (S. 59). Oder es können äolische Sedimente zugeführt worden sein (S. 69). Oder das Muttergestein ist in charakteristischer Weise schon zweiphasig zusammengesetzt (S. 72).

Als möglich erscheint es demgegenüber, etwas über den geringeren oder größeren Grad an Sortiertheit von Sand und Schottern auszusagen. Hierbei ist bei fast allen Proben — wie immer sie auch stratigraphisch eingeordnet sind — eine geringe Sortiertheit festzustellen. Ob dies allein von der Transportentfernung (vgl. K. H. SINDOWSKI 1937) abhängig ist oder auch von der Art, wie die Schotter weiterbefördert sind, bleibt dabei offen. Jedenfalls stellt man immer wieder auch bei den Schottern — genau so wenig sortiert — ein Durcheinander von Geschieben mit verschiedenstem Abrundungsgrad fest; sehr gut gerollte Kiesel von kleinem Durchmesser liegen mit gerundeten groben zusammen und scheinen in die wenig oder gar nicht kantengerundeten hineingemischt zu sein.

b) Besondere Hinweise an den Körnern und Geröllen

Polierte Körner weisen die Proben B 9 (Schleichsand) und A 18 (Arvernensis) auf. Da die Proben aber oberflächennah entnommen wurden, ist der Befund wohl wenig aussagekräftig. Beide Proben sind pleistozänen Einwirkungen ausgesetzt gewesen. Auf Windwirkungen im Periglazialklimabereich deuten auch die in der Probe A 15 aufgefundenen Windkanter.

c) Schwermineralien

Zwei Möglichkeiten, die Ablagerungsbedingungen bzw. das Klima zur Zeit der Ablagerung zu erkennen, sind vorhanden: einmal die Verwitterungsbeständigkeit der Mineralien, ein andermal der Grad der Korrosion. Zum ersten Punkt sind besonders die Mineralien Epidot (E), Granat (G), Augit (A), und braune Hornblende (H) heranzuziehen. Sie überstehen relativ weite Transportentfernungen zwischen 400—700 km, ohne im heutigen Klima dabei abgerundet zu werden

(VAN ANDEL 1950, S. 115), werden aber unter warm-feuchten Bedingungen chemisch leicht angegriffen und zersetzt. (Vgl. K. H. SINDOWSKI 1939, S. 459; R. WEYL 1949 und 1960; H. B. MILNE 1962, S. 437, 442, 445.) Diese vier Mineralien machen in den heutigen Rheinsedimenten 45—70 % aus (vgl. VAN ANDEL 1950, S. 95), nehmen aber spürbar in den Proben der A-Reihe und erst recht der B-Reihe ab. Hiermit ist somit ein direkter Hinweis auf die klimatischen Bedingungen gegeben, die wiederum eine stratigraphische Zuordnung möglich machen.

Unter Ausschaltung der lokalen Bedingtheiten ergibt sich folgende Stufung:

Ältestpleistozän (A 15):	47 % (E + G + A + H)
Pliozän:	4—29 % (ausgenommen Mainzer Becken und vulkanisch „verunreinigte“ Proben)
Oligomiozän:	0—13 % (ausgenommen Proben wie oben)

Diesem Befund entspricht bei den E- und B-Proben auch der zweite Gesichtspunkt; denn nur bei ihnen liegen durchgehend eine Ätzung der Quarzkörner, eine Korrosion der Titanomagnetitkörner und Hahnenkammformen der braunen Hornblende vor.

d) Färbende Bestandteile (Eisenminerale)

Bei den B- und E-Proben handelt es sich vorwiegend um Goethit, Limonit, Ilmenit und Hämatit (vor allem E 2—E 4 in 340—370 m NN). Dabei stellte der Hämatit eine Verwitterungsform des Titanomagnetits dar und der Ilmenit eine des Hämatits.

Bei den A-Proben liegt in den allermeisten Fällen unspezifiziertes Brauneisen vor. Um so verwunderlicher sind die beiden bereits erwähnten Proben mit Hämatit-Laterit bzw. Hämatit-Zement (A 3 und A 11), auch deswegen, weil Hämatit sonst rasch und leicht zu Limonit verwittert (B. MILNE 1962, S. 445) und daher eine baldige Konservierung notwendig ist, die offenbar durch die rasche Verschüttung bzw. Absenkung erreicht wurde.

e) Die Tonmineralien

Die Analyse der Tonmineralien beschränkte sich nicht auf die eigentliche Tonfraktion von 2 Mikron und darunter. Die Analysen in diesem Bereich haben den Zweck, den Quarzgehalt \pm auszuschließen und die reine Tonsubstanz zu erfassen. Da es aber bei den Tonmineralien auf ihr Verhältnis zueinander ankommt, dürften sich auch bei den Analysen im größeren Bereich bis 0,1 bzw. 2 mm keine prinzipiellen Unterschiede ergeben. Die Verwitterungstendenz muß sich auch dann, wenn auch etwas vergrößert, ablesen lassen.

Vergleicht man nun z. B. die Tabellen 2, 3 und 4 des Anhangs 4, so erkennt man je nach der Kleinheit der gewählten Fraktion Verschiebungen beim Kaolingehalt. Dieser liegt bei der Fraktion kleiner als 2 mm rd. 10—25 Punkte über dem Vergleichsabstand Illit-Montmorillonit zum Kaolin, d. h. daß in der größeren Fraktion der Kaolingehalt schlechter repräsentiert wird, dagegen die übrigen

Tonminerale im Verhältnisbestand bleiben. Das liegt offenbar daran, daß in der größeren Fraktion der Kaolinbestand durch den des Quarzes gewissermaßen verdrängt bzw. ersetzt wird (und umgekehrt zu den kleinen Fraktionen hin).

Inter- bzw. extrapoliert man vorsichtig von der Fraktion 2 über 0,1 auf 0,002 mm zunächst von den E-Proben auf die B-Proben und von dort auf die A-Proben, indem man a) den ursprünglichen Quarzbestand zum Kaolinit, b) das ursprüngliche Verhältnis Illit-Kaolinit berücksichtigt, c) die übrigen Bestandteile als etwa gleichbleibend, d) den schlecht kristallisierten Rest mit rd. 20 % jeweils und den durchschnittlichen Quarzgehalt mit 5—10 % bei 0,002 annimmt, so ergibt sich folgendes Bild.

Die E-Proben ergeben eine leichte, aber doch deutliche Kaolindominanz (30—50 %) für die Sedimente in den Höhenlagen zwischen 340—370 m NN. Die Ablagerungen in 340—360 m, die den Ergebnissen der morphologischen Analyse zufolge älter sein müssen, haben den höchsten Gehalt (E 4, E 5). Bei den B-Proben ist der Kaolin-Gehalt mit 40—50 % (55 %) am höchsten. Es handelt sich indessen um eingeschwemmtes und an völlig zersetztem vulkanischen Tuff reiches Material. Die beiden Proben, die zum oberstoligozänen 400 m-Niveau gehören (E 3 und B 1) haben einen Anteil von etwa 40 % (Illit : Kaolin wie 1 : 2). Ein spürbarer Unterschied zu den Ablagerungen der 360 m-Zeit besteht nicht.

Bei den A-Proben ist hingegen (vgl. Anhang 2, Erläuterungen zu Tabelle 2) eine Illit-Dominanz bei der Mehrzahl aller Proben (A 1 — A 5, A 13 — A 20) mit rd. 30—35 % anzunehmen (Kaolin 10—25 %). Aus der Reihe fallen alle Proben aus dem nördlichen Taunusvorland und dem Lahnbereich, die eine gewisse Kaolindominanz (35 % und mehr) besitzen. Gerade diese Ablagerungen aber gehören einwandfrei dem oberpliozänen 300 m-Niveau an; es müssen somit besondere, lokal bedingte Einflüsse in diesem Abtragungsgebiet geherrscht haben.

Völlig aus der Reihe fällt schließlich die Probe A 15, die keinerlei Kaolin enthält. Sie ist u. a. auch deswegen ins Pleistozän einzuordnen.

X. KLIMA UND FLÄCHENBILDUNG IM JÜNGEREN TERTIÄR IM ZENTRALEN RHEINISCHEN SCHIEFERGEBIRGE

1. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE ZUM FORMENBILD

Die *Entstehung des heutigen Talsystems* im zentralen Rheinischen Schiefergebirge war als Ausgangsfrage die eigentliche Hauptaufgabe der vorliegenden Untersuchung. Seine Entwicklung scheint im wesentlichen geklärt worden zu sein. Da diese Entwicklung aber teilweise entscheidend von Relief-Plombierungen beeinflusst worden ist, die mit bestimmten Verebnungsvorgängen offenbar in Zusammenhang gebracht werden müssen, stellt sich damit die Frage nach der *Bildung dieser flächenhaften Niveaus*.

Alles das, was zu einer möglichst genauen Kenntnis der Entstehungsbedingungen tektonischer und klimatischer Art notwendig ist, ist in den vorangehenden Kapiteln (vor allem VI bis IX) den Fundumständen entsprechend beschrieben worden. Es ist zugleich damit erreicht worden, *die verschiedenen „Reliefgenerationen“* geomorphologisch wie auch stratigraphisch-historisch scharf zu trennen. J. BÜDEL (1958 S. 95) bezeichnet dies als die Hauptaufgabe der geomorphologischen Forschung. Ähnlich spricht O. MAULL (1958², S. 44—45) von „Formengruppen“, „Formenstockwerken“ und „Formenhorizonten“, deren „Formgeschichte“ analytisch bestimmt werden muß. „Wie sich dabei Altformen mit jüngeren Elementen zur heutigen Gestalt vereinigen, vermag nur eine sorgsame Gliederung nach Formengruppen zu entwirren“.

Über diese Hauptaufgabe hinaus ist es auch möglich geworden, den *Anteil tektonischer Vorgänge* bei der Bildung der einzelnen Reliefgenerationen relativ genau abzuheben. Dies ist wichtig, um den klimatisch-geomorphologischen Anteil der Bildungszeit und Bildungsbedingungen ebenfalls einigermaßen genau zu erfassen und beurteilen zu können. (Die Abgrenzung zwischen beiden ist zwar generell nicht einfach und aufs allgemeine gesehen hat O. MAULL 1958, S. 41, sicherlich recht, wenn er schreibt: „Endogene Reliefbildung . . . geht in zeitlich untrennbarer Verknüpfung mit exogener Abtragung und Ablagerung vor sich“. Dafür gibt die vorliegende Arbeit selbst genügend Beispiele.)

Im Kapitel VII, Abschnitt 3, sind drei Umstände aufgefallen, die es notwendig erscheinen ließen, sich hinsichtlich der Formenbildung auch mit klimatischen Phänomenen zu beschäftigen: 1) der Zweifel an einem tektonisch bedingten „*Abtragungszyklus*“, 2) das über die Absenkung hinausgehende *Ausmaß der Verschüttung*, 3) die Frage nach dem *Verebnungsvorgang* als solchem auf dem Hintergrund des Altreliefs und des Problems eines Endrumpfes.

(Der unter Ziffer 1 geäußerte Zweifel ist übrigens keine neue Erkenntnis; denn O. MAULL — 1958, S. 30 — schreibt: „Dabei wurde bisher zu wenig — im Grunde überhaupt nicht — beachtet, daß feines oder grobes Korn der Ablagerungen nicht allein vom Ausmaß der tektonischen Hebungen, sondern infolge der in

den einzelnen Klimazonen verschieden vor sich gehenden Verwitterung auch vom Klima abhängt.“ Es ist indessen nicht müßig, diesen Gesichtspunkt noch einmal zu betonen, da der sog. „Epirovianz“ dabei immer noch eine zu hohe Bedeutung zugemessen wird, wie z. B. bei O. WEISE, 1967, oder H. W. QUITZOW, 1959, S. 390.)

Es ist ohne Zweifel so, daß die auffälligen Verebnungen in 300, 360 und 400 m (mit ihren Unterstufen) einerseits insofern den Charakter von Rumpfflächen besitzen, als sie gleichmäßig über alle Gesteinsunterschiede, Verfaltungen und Verwerfungen hinwegschneiden. Sie sind jedoch andererseits oft nur terrassenförmig oder gelegentlich gar nur leistenartig ausgebildet. Es entsteht daraus eine *Antinomie des Erscheinungsbildes*, die auch H. KÖRBER (1962, S. 67—68) aufgefallen ist, wenn er schreibt: Zur Zeit der Hauptgäufäche „muß die Hydrographie Unterfrankens trotz des ganz andersartigen klimabedingten Flußregimes... im wesentlichen gleich der heutigen gewesen sein, was zahlreiche Reste der beiden Niveaus an den Rändern des Maintals selbst in den Engtalabschnitten... zeigen.“ Diese Stelle ist bereits früher in einem anderen Zusammenhang zitiert worden; sie wird hier noch einmal aufgegriffen, weil offenbar die Auffassung vorliegt, daß terrassenartige Verebnungen und Rumpfflächen — und als solche wird die Hauptgäufäche ja von J. BÜDEL (1957, 1958, 1963) verstanden — sich antinomisch bildungsmäßig ausschließen. Das muß indessen nicht der Fall sein.

2. DIE KLIMATISCHEN BEDINGUNGEN

Da diese bereits an anderer Stelle ausführlich beschrieben worden sind (J. BIRKENHAUER, 1970 a), kann man zusammenfassend dazu folgendes festhalten.

a) Ein tropisches Flächenbildungsklima hat es seit dem Mitteloligozän in unserem Raum nicht mehr gegeben. (Vgl. dazu auch die Darstellung bei M. SCHWARZBACH, 1968, mit denselben Ergebnissen für das rheinische Miozän, ferner aber auch die trotz der Kenntnis dieser Arbeit abweichende Auffassung bei H. W. QUITZOW, 1970; QUITZOWS Auffassung wurde in einem früheren Zusammenhang relativ ausführlich dargestellt, auch warum aus gut belegbaren Gründen wir seine Auffassung nicht zu teilen vermögen. Vgl. Kap. VIII, 1.)

b) Auch einen polizyklischen Klimagang, wie J. P. BAKKER und TH. W. M. LEVELT (1964) ihn dargestellt haben, hat es nicht gegeben.

c) Vielmehr hat ein Klima vorgeherrscht, das weder tropisch (auch nicht im Sinne BÜDELS „randtropisch“) noch gemäßigt gewesen ist. Wir bezeichnen es daher als „intermediär“. Heutigen subtropischen Klimabereichen kann es nicht direkt zugeordnet werden, da die aus dem Sedimentmaterial stammenden Indizien dafür nicht ausreichen. Es kann jedoch soviel darüber ausgesagt werden, daß es semiarid bis semihumid gewesen ist, mit einer feuchteren und einer trockeneren Jahreszeit. Die Jahresmittel der Temperaturen haben über 12° C gelegen. Untergeordnete Klimaschwankungen (teils zum Arideren oder Humideren, teils zum Heißeren hin) waren vorhanden, haben aber zu keiner Zeit zwischen Mitteltertiär und Altpleistozän irgendeine Rolle im Hinblick auf flächenbildende Vorgänge im Sinne von BÜDEL oder LOUIS gespielt.

d) Die Verwitterungsbedingungen waren „selektiv“, d. h. die weicheren Gesteine verwitterten vollkommen bzw. fast vollständig; Quarze (und gelegentlich

auch Quarzite, letztere aber nicht durchgehend) und ähnlich harte Gesteine blieben jedoch erhalten.

3. DIE FLÄCHENBILDUNG IM ZENTRALEN RHEINISCHEN SCHIEFERGEBIRGE

Zwar greifen die „rheinischen Flächen“ über alle Gesteinsunterschiede hinweg; sie können also — wie dies auch QUITZOW deswegen tut — mit Rumpfflächen verglichen werden. Da sie jedoch unter anderen klimagenetischen Umständen entstanden sind, als sie heute für Rumpfflächen im engeren Sinn des Wortes angenommen werden, sollen sie nicht als Rumpfflächen bezeichnet werden.

Eine Gegenüberstellung der verschiedenen Modelle für die Rumpfflächenbildung zeigt ferner (vgl. J. BIRKENHAUER 1971 b), daß diese nicht hinreichen, um die „rheinischen Flächen“ in allen erforderlichen Bedingungen zu erklären. Diese Bedingungen sind im wesentlichen:

- 1) Horizontalkonstanz,
- 2) Hinweggreifen über alle gesteinsmäßigen und tektonischen Unterschiede,
- 3) selektive Verwitterung mit
- 4) Lieferung von Grobschutt in
- 5) einem „intermediären“ Klima,
- 6) flächenhafte als auch terrassenhafte Verebnungen in der gleichen Höhe, die genetisch zusammenhängen,
- 7) Entstehung bei abtauchender — und nicht: auftauchender — Scholle
- 8) in der Nähe des Meeresniveaus.

Die Erklärung der geforderten Bedingungen leistet nur eine Kombination von

- a) „intermediärem“ Klima,
- b) Abtauchvorgängen ganzer Großschollen,
- c) lateralerosiven Vorgängen.

(Auf Vorstellungen, wie sie von H. ROHDENBURG, 1971, und H. GOSSMANN, 1970, dargestellt worden sind, wird in J. BIRKENHAUER, 1971 b, eingegangen.)

Da gerade die lateralerosiven Vorgänge als besonders wirksam angesehen werden (worin wir durch LOUIS, 1953, und QUITZOW, 1969, unterstützt werden), werden die „rheinischen Flächen“ als „Lateralfächen“ bezeichnet. Mit dieser Bezeichnung sollen sie von den „Trogflächen“ STICKELS und den Rumpfflächen im engeren Sinne abgehoben werden. Wenn man die „Lateralfächen“ als „Trogflächen“ bezeichnen will, so ist das zwar möglich, aber in einem ganz anderen Sinn als dieser Begriff bei STICKEL verwendet wird. (Vgl. dazu auch Kapitel II.)

4. ERKLÄRUNG WEITERER UMSTÄNDE

Innerhalb des in den Abschnitten 1—3 gesetzten Rahmens (vor allem im Rahmen des Abschnitts 3), lassen es die hier entwickelten Vorstellungen zu, die in Abschnitt 1 dieses Kapitels genannten Umstände zu erklären, und zwar jeweils als Zusammenspiel zwischen Abtauchen der Großscholle und klimagesteuerten Bedingungen.

1) Die gröber klastische Fazies, die sich nach oben hin einstellt, beruht nicht notwendig auf einer Hebung mit Reliefenergieerhöhung, sondern tritt genau so gut beim umgekehrten Verhalten einer Scholle auf, bei ihrem Abtauchen also, in sofern gleichzeitig auch eine „selektive“ Verwitterung am Werk gewesen ist.

2) Die Verwitterungs-, Abtragungs- und Transportvorgänge in einem semi-humiden bis semiariden, subtropisch-intermediärem Klima führen zu einer Art Selbstverstärkung der initial durch das Abtauchen ausgelösten Reliefverfüllung und vermögen die um 20—50 m über den maximalen Senkungsbetrag hinausgehenden Beträge zu erklären.

3) Diese Vorgänge müssen dann ein besonders großes Ausmaß erhalten, wenn sie sich im Meeresniveau bzw. in seiner Nähe abspielen. Sie müssen ferner um so größere Wirkung besitzen und ein um so größeres Ausmaß erlangen, je stärker die jeweilige Scholle abtaucht und je mehr Gelände scholleneinwärts dadurch in die Nähe des Meeresniveaus gelangt.

4) Abtauchen, Meeresnähe, Stauwirkung, grobe Schotter: alles dies gleichzeitig und gemeinsam, muß notwendigerweise zu einem sehr geringen Gefälle, zu einer sehr der Horizontalen angenäherten, fluviatilen Aufschüttungsebene und damit praktisch zur Höhenkonstanz der durch Lateralerosion mit transgredierenden Grobshottern gebildeten Verebnung führen, über die die Schotter nach und nach völlig hinweggreifen. Es kommt zu einer „terrestrischen Transgression“, die das zugedeckte Relief fossilisiert und damit erhalten hilft (vgl. H. v. WISSMANN 1951, S. 37—38).

Recht ähnlich sind ja die Vorgänge in dem Mainzer Becken und in der Kölner Bucht gerade im Pliozän rekonstruiert worden.

5. WEITERE KONSEQUENZEN

Die entwickelte Auffassung hat noch weitere allgemeine und spezielle Konsequenzen.

Die *speziellen Konsequenzen* sind für das Rheinische Schiefergebirge zu ziehen: Alle Verebnungen, die höher liegen als das 400 m-Niveau, müssen sowohl ihrer Entstehungsursache als auch ihrer zeitlichen Datierung nach sehr problematisch bleiben, da ihre Entstehungszeit vor dem Mitteloligozän anzusetzen ist. Das gilt auch für die teilweise sehr gut ausgebildete Verebnung in rd. 500 m NN (= R₁-Fläche von R. STICKEL 1927), wie erst recht für alle Reste von Flächen darüber. (Vgl. dazu auch einerseits H. LOUIS 1953, S. 89—90, andererseits H. MOSLER 1966.)

Die *allgemeinen Konsequenzen* sind terminologischer Art. Die Verebnungen in 300, 360 und 400 m sind Rumpfflächen im ursprünglichen Sinne des Wortes, aber nicht im Sinne der heute für diesen Begriff verwendeten genetischen Vorstellungen, seien es nun die von H. LOUIS oder seien es die von J. BÜDEL. Sie sind auch nicht Trogflächen im Sinne R. STICKELS bzw. A. PHILIPPSONS, nämlich Flächen, die zwar als Rumpfflächen entstanden sind, aber die Uranlageform eines Flußgebietes darstellen. Sie sind Trogflächen in einem ganz neuen Sinn, nämlich in dem Sinn, daß sie aus präexistierenden Flußgebieten heraus sich „von unten nach oben“ in beiden geschilderten Bedeutungen ausbreiten. Dieses Gebundensein an präexistierende Flußtäler gibt einerseits Anhaltspunkte für die Rekon-

struktion solcher heute nicht mehr bestehender Täler und damit eines Altreiefs und beantwortet andererseits die für H. KÖRBER aufgetretene Antinomie zwischen flächen- und terrassenhafter Ausprägung ein- und desselben Niveaus. Bei einer Entwicklung, wie sie geschildert worden ist (d. h. also abtauchende Scholle, Verschüttung, Verbreiterung des Trops durch klimatisch geförderte Lateralerosion) ist dies der bloß quantitative Gegensatz einer unterschiedlichen Breitenausdehnung, der aber keinerlei qualitativen Gegensatz enthält (d. h. einen Gegensatz, der auf ihrem Wesen nach völlig verschiedene Ursachen zurückgeführt werden muß).

Sind die beigebrachten Beobachtungen und Überlegungen richtig und besitzen sie Geltung nicht nur für die Mittelrheinlande, sondern, wie nach allem anzunehmen ist, auch für die benachbarten Gebiete, so ergibt sich, daß größere Teile Mitteleuropas eine gleichmäßige geologisch-tektonische Entwicklung (Ab- und Auftauchen um überall einheitliche Beträge) und einen einheitlichen Klimagang durchgemacht haben. Es ließen sich dann für diesen Teil Mitteleuropas drei geomorphologische Perioden und somit Reliefgenerationen (bzw. umgekehrt) scharf in der tertiären und quartären Entwicklung abgrenzen:

1) Die Periode der Bildung kaum noch zu rekonstruierender Rumpfflächen oder dgl. in einem volltropischen Klima bis zum Mitteloligozän, tektonisch bestimmt durch die saxonische Verformung,

2) die Periode der Bildung von Lateralf lächen zwischen dem Mitteloligozän und den Altpleistozän einschließlich der altpleistozänen Terrassenverebnungen, tektonisch bestimmt durch einfache en-bloc-Bewegungen, mit Vulkanismus,

3) die Periode der einschneidenden Talbildung seit dem Altpleistozän aufgrund periglazialklimatischer Vorgänge und einer entschiedenen Gebirgshebung. Die zweite Periode bildet mit ihrer pliopleistozänen Verschüttungsphase für die dritte Periode die entscheidende Reliefgeneration, von der aus das heutige Talsystem seinen Ursprung nimmt und von der aus es allein zu verstehen ist.

„Lateralf lächen“ als Ausdruck von Abtauchen und Verschüttung unter subtropisch-intermediären Klima- und Verwitterungsbedingungen haben dabei günstigste Voraussetzungen für die Umkehrung, Umgestaltung und Neubildung des Gewässernetzes geliefert.

Literaturverzeichnis

- AHLBURG, J.: Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiete der Lahn. In: Jahrbuch der Preuß. Geol. Landesanst., 36, Teil I, S. 269—373, 1915, Berlin 1916.
- AHORNER, L.: Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. In: Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 13, S. 24—105. Ohringen 1962.
- AHRENS, W.: Das Tertiär im nördlichen Laacher-Seegebiet. In: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 50, 1, 1929, S. 322—370; Berlin 1929.
- AHRENS, W.: Die Ton- und Quarzitlagerstätten des Westerwaldes. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 88, 1936, S. 338—347. Berlin 1937.
- AHRENS, W.: Pliozäne Basalte im Westerwald. In: Berichte der Reichsstelle für Bodenforschung, Jg. 1941, Wien 1941.
- AHRENS, W.: Bau und Entstehung des Neuwieder Beckens (Vortrag). In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 104, 1952, S. 152—153. Hannover 1953.
- AHRENS, W.: Überblick über den Aufbau des Westerwälder Tertiärs mit besonderer Berücksichtigung der stratigraphischen Stellung der vulkanischen Gesteine. In: Fortschritte der Mineralogie, Bd. 35, 1957, S. 109—116. Stuttgart 1958.
- AHRENS, W.: Zur Einführung. = S. 1—2 vom: Pliozän und Pleistozän am Mittel- und Niederrhein = Fortschritte der Geologie von Rheinland und Westfalen, Bd. 4, Krefeld 1959.
- AHRENS, W.: Die Lagerstätten nutzbarer Gesteine und Erden im Westerwald. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., 1960, S. 238—252. Hannover 1960/61. (= 1960 a).
- AHRENS, W.: Die tektonische Stellung des Laacher-See-Vulkanismus In: Fortschritte der Mineralogie, Bd. 39, 1961, S. 93—96, Stuttgart 1961.
- AHRENS, W.; HOFFMANN, A.; KAISER, E.: Erläuterungen zum Blatt Linz (5409) der Geologischen Karte 1 : 25 000. Berlin 1939.
- AHRENS, W.; STADLER, G.; WERNER, H.: Beitrag zur Genese der Westerwälder Tertiärquarzite. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1960, S. 253—258, Hannover 1960/61 (= 1960 b)
- ALEXANDRE, J.: Les terrasses des bassins-supérieurs de l'Ourthe et de la Lesse. In: Annales de Soc. Géol. de Belgique, Bd. 80, 1956—57, Bull. No. 6, 7, 8, 8, B. 317—332. Lüttich 1957 („Terrassenheft“)
- ALEXANDRE, J.: La restitution des surfaces d'aplanissement tertiaire de l'Ardenne Centrale et ses enseignements. In: Ann. de la Soc. Géol. de Belg., Bd. 81, 1957—1958, Mém. M 333 — M 417. Lüttich 1958.
- ALTEHENGGER, A.: Floristisch belegte Klimaschwankungen im mitteleuropäischen Pliozän der Reuver-Stufe. In: Paläontographica, B, 106, S. 11—70. Stuttgart 1959.
- VAN ANDEL, T.J. H.: Provenance, Transport and Deposition of Rhine Sediments. Wageningen o. J. = Diss. Groningen 1950.
- ANDERSON, H.-J.: Zur Stratigraphie und Paläographie des marinen Oberoligozäns und Miozäns am Niederrhein auf Grund der Molluskenfaunen. In: Fortschritte der Geologie von Rheinland und Westfalen, Bd. 1 u. 2, S. 277. Krefeld 1958.
- ANDERSON, H.-J.: Paläontologische Bemerkungen zur Stratigraphie des Oligo-Miocän in der Niederrheinischen Bucht. In: Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 6, Krefeld 1962.
- ANDRES, G.: Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet nördlich von Ingolstadt. In: Geologica Bavarica, 7, München 1951.
- ANDRES, W.: Morphologische Untersuchungen im Limburger Becken und in der Idsteiner Senke. = Rhein-Mainische Forschungen, Heft 61, Frankfurt 1967
- ANTUN, P.: Eine Bemerkung zur oligozänen Geographie des Mainzer Beckens. In: Notizblatt d. hess. Landesamtes f. Bodenforsch., 82, Wiesbaden 1954.
- BAECKEROOT: Oesling et Gutland. Morphologie du bassin ardennais et luxembourgeois de la Moselle. Paris 1942.
- BAKKER, J. P.: Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung. Geograph. en geolog. Mededeelingen — Physiogr.-geol. Reeks, No. 3. Utrecht 1930.
- BAKKER, J. P.: Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam. In: Verhandlungen des Deutsch. Geographentages Würzburg 1957, S. 122—131. Wiesbaden 1958.

- BAKKER, J. P.: Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes. In: Zeitschr. f. Geom. Supplementband 1: Morphologie des versants, S. 69—92. Berlin 1960.
- BAKKER, J. P.: Großregionale Verwitterungszonen und Ferntransport von Ton durch Meeresströmungen. In: Tijdschr. v. het kon. Nederl. Aardrijksk. Genootsch., 80, 2, S. 109—120. Leiden 1963.
- BAKKER, J. P.: Quelques aspects du problème des sédiments corrélatifs en climat tropical humide. In: Zeitschr. f. Geom., N. F. 1, 1957, S. 3—43.
- BAKKER, J. P.: Different types of geomorphological maps. In: Problems of Geomorphological Mapping = Geographical Studies 43, No. 46, Warschau 1963.
- BAKKER, J. P.: A forgotten factor in the interpretation of glacial stairways. In: Zeitschr. f. Geom., N. F. 9, S. 18—34. Berlin 1965.
- BAKKER, J. P.; MÜLLER, H.: Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. In: Lautensach-Festschrift, S. 365—397. Stuttgart 1957.
- BAKKER, J. P.; LEVELT, Th. W. M.: An inquiry into the probability of a polyclimatic development of peneplains and pediments (etchplains) in Europe during the Senonian and Tertiary Period. = Publication Service géol. du Luxembourg. Bd. 14, S. 27—75. Luxemburg 1964.
- BARTZ, J.: Das Unterpliozän in Rheinhessen. In: Jahresberichte u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 24, Jg. 1935, S. 121—228. Stuttgart 1935.
- BARTZ, J.: Die pliocän-diluviale Entwicklung des Mainlaufs. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 89, 1937, S. 328—342. Berlin 1937.
- BARTZ, J.: Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen. In: Notizbl. d. hess. Landesamtes f. Bodenforsch., VI, 1, S. 201—243. Wiesbaden 1950.
- BARTZ, J.: Bohnerze im nördlichen Oberrheingebiet. In: Geol. Jahrb., 109, 1957, S. 73—74. Hannover 1957/58.
- BARTZ, J.: Die Entwicklung des Flußnetzes in Südwestdeutschland. In: Jahresheft des geolog. Landesamtes Bad.-Württ., 4, S. 127—135. Freiburg 1961.
- BENDA, L.: Beiträge zur Stratigraphie und Fazies des rheinischen Hauptbraunkohlenflözes auf Grund einer kutikulaanalytischen Untersuchung der Tagebaue Vereinigte Ville, Berrenrath, Liblar, Lucretia, Sibylla, Fischbach und Fortuna. In: Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., Abh. 109, S. 225—260. Stuttgart 1960.
- BERG, G.: Die geologische Kartierung des Siebengebirges. In: Sitzungsberichte d. Preuß. Geol. Landesanst., 7, S. 116—122. Berlin 1932.
- BERG, G.: Geologische Beobachtungen im Siebengebirge. In: Verhandlungen d. Naturhistor. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westf., 91, 1935.
- BERGER, W.: Flora und Klima im Jungtertiär des Wiener Beckens. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 105, 1953, S. 228—233. Hannover 1955.
- BEYENBURG, E.: Stratigraphie und Tektonik des Guldenbachtals im östlichen Hunsrück. In: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1930, Bd. 51, 1, S. 417—461. Berlin 1930.
- BIERTHER, W.: Geologie des unteren Hahnenbachtals bei Kirn an der Nahe. In: Jahrb. d. Reichsstelle f. Bodenforsch., 61, 1940, S. 110—156. Berlin 1941.
- BIRKENHAUER, J.: Die Eifel in ihrer Individualität und Gliederung = Kölner Geographische Arbeiten H. 14. Köln 1960.
- BIRKENHAUER, J.: Zur älteren Talentwicklung beiderseits des Rheins zwischen Andernach und Bonn. In: Erdkunde, XIX, 1965, S. 58—66. Bonn 1965.
- BIRKENHAUER, J.: Die Ardennen. In: Geograph. Rundschau, 18, 1966, S. 95 ff., Braunschweig 1966.
- BIRKENHAUER, J.: Größere Orte und Kulturlandschaftsgenese in den Mittelrheinländern. In: Geograph. Rundschau 1967.
- BIRKENHAUER, J.: Der Klimagang im Rheinischen Schiefergebirge und in seinem näheren und weiteren Umland zwischen dem Mitteltertiär und dem Beginn des Pleistozäns. In: Erdkunde, XXIV, S. 268—284. Bonn 1970 (= 1970 a).
- BIRKENHAUER, J.: Zur Talgeschichte des unteren und mittleren Nahegebietes. In: Decheniana, Bd. 123, S. 1—18. Bonn 1970. (= 1970 b).
- BIRKENHAUER, J.: Vergleichende Betrachtung der Hauptterrassen in der rheinischen Hochscholle. In: Festschrift für Kurt Kayser 1970. = Kölner Geographische Arbeiten, Sonderband. S. 99—140. Wiesbaden 1971. (= 1970c)

- BIRKENHAUER, J.: Verharren und Änderung der Hauptabdachung am Rheindurchbruch bei Bingen und im Gebiet der Idsteiner Quersfurche, Westdeutschland. In: Supl. Band 12 der Zeitschrift für Geomorphologie N. F., 1971, S. 73.—106. Berlin—Stuttgart 1971 (= 1971 a).
- BIRKENHAUER, J.: Modelle der Rumpfflächenbildung und die Frage ihrer Übertragung auf die deutschen Mittelgebirge am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges. 38. Deutscher Geographentag, Erlangen—Nürnberg. 1971 (= 1971 b) = Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. bd. 14. 1972.
- BLANCK, E.; MELVILLE, R.: Untersuchungen über die rezente und fossile Verwitterung der Gesteine innerhalb Deutschlands, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis der alten Landoberflächenbildungen der deutschen Mittelgebirgsländer. In: Chemie der Erde, 13, 1940—41. Jena 1941.
- VAN DEN BOOM, G.: Sedimentpetrographische Untersuchung der Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. Diss. Bonn 1958.
- BREDDIN, H.: Die jungtertiäre und diluviale Entwicklungsgeschichte des Bergischen Landes. In: Verhandl. d. Naturhistor. Ver. d. Preuß. Rheinl. u. Westf., 84, 1927, S. XI—XXVI. Bonn 1928.
- BREDDIN, H.: Die Gliederung des tertiären Deckgebirges im niederrheinischen Bergbaugebiet. In: Glückauf, 67, 1931, S. 249—255. Essen 1931.
- BREDDIN, H.: Das Braunkohlentertiär am O- und S-Rand der Kölner Bucht. In: Sitzungsberichte d. Naturhistor. Ver. d. preuß. Rheinl. und Westf., 1930 u. 1931, S. C 23—58, Bonn 1932.
- BREDDIN, H.: Gliederung und Altersstellung des niederrheinischen Braunkohlentertiärs. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 84, 1932, S. 257—279. Berlin 1932.
- BREDDIN, H.: Das geologische Alter der Hauptflözgruppe der rheinischen Braunkohlenreviers. In: Braunkohle, Wärme und Energie, 1951, S. 95—104.
- VON DER BRELIE, G.: Zur pollenstratigraphischen Gliederung des Pliozäns in der Niederrheinischen Bucht. In: Fortschritt der Geologie der Rheinlande und Westfalens, 4, S. 27—54. Krefeld 1959.
- VON DER BRELIE, G.: Sporen und Pollen im marinen Tertiär der Niederrheinischen Bucht. In: Fortschritte der Geologie der Rheinlande und Westfalens 1 u. 2, S. 185 ff. Krefeld 1958.
S. 16—26. Öhringen 1951.
- BÜDEL, J.: Bericht über klimamorphologische und Eiszeit-Forschungen in Nieder-Afrika.
- BÜDEL, J.: Klimazonen des Eiszeitalters. In: Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 1, 1951, In: Erdkunde, VI, 1952, S. 104—131. Bonn 1952.
- BÜDEL, J.: Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. In: Erdkunde, VII, 1953, S. 249—265. Bonn 1953.
- BÜDEL, J.: Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel im Hoggar-Gebirge. In: Erdkunde, IX, 1955, S. 100 ff.
- BÜDEL, J.: Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. In: Würzburger Geographische Arbeiten, H. 4/5, Würzburg 1957.
- BÜDEL, J.: Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. In: Verhandlungen des Deutschen Geographentages zu Würzburg 1957, Bd. 31, S. 89—121. Wiesbaden 1958.
- BÜDEL, J.: Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. In: Eiszeitalter und Gegenwart, 14, S. 161—187. Öhringen 1963 (= 1963 a)
- BÜDEL, J.: Klimagenetische Geomorphologie. In: Geograph. Rundsch. 15, 1963. Braunschweig 1963 (= 1963 b)
- BÜDEL, J.: Excessive Talbildungszone und Flächenbildungszone. Vortrag 36. Deutscher Geographentag Bad Godesberg 1967.
- BURRE, O.: Die älteste Diluvialterrasse des Rheins bei Hönningen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1928, Bd. 49, 1, S. 320—326. Berlin 1928.
- BURRE, O.: Das Oberoligozän und die Quarzitlagerstätten unmittelbar östlich des Siebengebirges. = Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 47. Berlin 1930.
- BURRE, O.: Beitrag zur Kenntnis des Quartärs im Rheintal in Höhe des Siebengebirges. = Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 47. Berlin 1930.
- BURRE, O.: Beitrag zur Kenntnis des Quartärs im Rheintal in Höhe des Siebengebirges. In: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 53, 1932, S. 247—260. Berlin 1933 (= 1933 a).

- BURRE, O.: Die prätrachytische Oberflächengestaltung am Südrande der Niederrheinischen Bucht. In: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 53, 1932, S. 324—338. Berlin 1933 (= 1933 b)
- BURRE, O.: Das Tertiär am Minderberge. In: Jhrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 53, 1932, S. 891—906. Berlin 1933 (= 1933 c).
- BURRE, O.: Über den tertiären Vulkanismus in der Umrandung des Siebengebirges. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1934, 86, S. 100—110. Berlin 1934.
- BURRE, O.: Die quartären Terrassen der Wied. In: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 54, 1933. Berlin 1934.
- BURRE, O.: Erläuterungen zum Blatt Honnef-Königswinter der Geologischen Karte 1 : 25 000. Berlin 1939.
- BURRE, O.; HOFFMANN, A.: Basaltlinien im nördlichen Mittelrheingebiet. In: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 49 II, 1928, Berlin 1929.
- CLOOS, H.: Hebung — Spaltung — Vulkanismus. In: Geolog. Rundsch. 30, 1939, S. 405 ff.
- DEHM, R.: Neue tertiäre Spaltenfüllungen im südlichen Fränkischen Jura. Zentralbl. f. Min., Abt. B, 1937, S. 349—369.
- DEHM, R.: Über neue tertiäre Spaltenfüllungen im fränkischen und schwäbischen Jura. In: Zentralbl. f. Min., Abt. B, 1939, S. 113—124.
- EBERT, A.: Erläuterungen zum Blatt Ahrweiler (5408) der Geologischen Karte 1 : 25 000. Berlin 1939.
- EBERT, A.: Die Erkennung einer Schollenbruchlinie durch Verfolgung eines Spaltensystems im Gebiet des Ahrtals. In: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 49, 2, 1928. Berlin 1929.
- EBERT, A.: Über alte und junge Tektonik im Gebiete des mittleren und unteren Ahrtals. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 82, 1930, S. 709—711. Berlin 1930.
- ECKHARDT, F. J.: Veränderungen eines devonischen Tonschiefers durch die Mineralumwandlungen infolge der tertiären Zersetzung. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 112, 1960.
- ELLERMANN, C.: Die mikrofaunistische Gliederung des Oligozäns im Schacht Kappellen bei Moers. In: Fortschritte der Geologie der Rheinlande und Westfalens, 1 u. 2, S. 205 ff., Krefeld 1958.
- FABIAN, H. J.: Die Aufschlußbohrung Straeten 1 und ihre Bedeutung für die Gliederung des Tertiärs im südlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. In: Fortschritte der Geologie der Rheinlande und Westfalens, 1 u. 2, S. 11 ff., Krefeld 1958.
- FAHRION, H.: Die Tertiärprofile einiger Erdölbohrungen im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. In: Fortschritte der Geologie der Rheinlande und Westfalens, 1 u. 2, S. 1 ff. Krefeld 1958.
- FALKE, H.: Rheinhessen und die Umgebung von Mainz. = Sammlung geologischer Führer Bd. 38. Berlin 1960.
- FLIEDNER, D.: Geomorphologische Untersuchungen im nördlichen Odenwald. = Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. 92, Remagen 1957.
- FLIEGEL, G.: Eine angebliche alte Mündung der Maas bei Bonn. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 59, S. 256—266, Berlin 1907.
- FLIEGEL, G.: Pliozäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. In: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 28, 1907, S. 92—121. Berlin 1910.
- FLIEGEL, G.: Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tieflande. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 63, B, S. 509—529, 1911. Berlin 1912.
- FLIEGEL, G.: Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 65, 1913, B, S. 387—404.
- FLIEGEL, G.: Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. = Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 92. Berlin 1922.
- FLIEGEL, G.: Das Braunkohlenbecken des Erfttales. In: Braunkohle, 1935, S. 275—284. Halle 1936.
- FRECHEN, J.; VAN DEN BOOM, G.: Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Schotter im Mittelrheingebiet. In: Fortschritte der Geologie der Rheinlande und Westfalens, 4, S. 89—125. Krefeld 1959.
- GALLADÉ, M.: Die Oberflächenformen des Rheintanus und seines Abfalles zum Main

- und Rhein. = Jahresber. d. Nassauischen Vereins f. Naturkunde, 78, S. 1—100. München 1926.
- GALLADÉ, M.: Die diluvialen Terrassen am Südabfall des westlichen Taunus. In: Philippson-Festschrift, S. 98—116. Leipzig 1930.
- GEBHARDT, J.: Die Talbildung der Eifel von der Klimate, des Vulkanismus und der periglazialen Bodenbildung im Quartär. In: Decheniana 115, S. 143—214. Bonn 1963.
- GEIB, K.: Beiträge zur Kenntnis der Westufer des Mainzer Beckens. 1. Über fluviomarine Ablagerungen im Tertiär von Kreuznach. In: Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großhess. Geol. Anst., V, 3. Darmstadt 1918.
- GEIB, K. W.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Bereiche des Kartenblattes Waldböckelheim im Naheberglande und die tertiären Ablagerungen im westlichen Teil des Mainzer Beckens. In: Notizbl. d. Hess. Geol. Landesamtes zu Darmstadt, V, 19, 1938, S. 71—119. Darmstadt 1938.
- GEIB, K. W.: Neue Erkenntnisse zur Paläographie des Mainzer Beckens. In: Notizbl. d. hess. Landesamtes für Bodenforsch. VI, 1, S. 101—111. Wiesbaden 1950.
- GEIB, K. W.: Prämitteloligozäne (unteroligozäne?) fluviatile Ablagerungen im Bereich des westlichen Mainzer Beckens. In: Zeitschr. d. rhein. naturforsch. Ges. in Mainz, Jg. 1, S. 20—25. Mainz 1961.
- GEISEL, Th.: Das Usinger Becken und seine Randgebiete. In: Jahresber. d. Nassauischen Ver. f. Naturkunde, 84, S. 80—197. Wiesbaden 1937.
- GOSSMANN, H.: Theorien zur Hangentwicklung in verschiedenen Klimazonen. = Würzburger Geographische Arbeiten, Heft 31. Würzburg 1970.
- GREBE, H.: Über das Ober-Rotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trierschen Gegend. In: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1, 1881, S. 455—481. Berlin 1882.
- GREBE, H.: Über Talbildung auf der linken Rheinseite, insbesondere über die Bildung des unteren Nahetales. In: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1885, S. 133—164. Berlin 1886.
- GREBE, H.: Über Tertiärvorkommen zu beiden Seiten des Rheines zwischen Bingen und Lahnstein und Weiteres über Talbildung am Rhein, an der Saar und Mosel. In: Jahrb. d. Preuß. Landesanst. 1889, S. 99—123. Berlin 1892.
- GREBE, H.: Die Mikro- und Megafloora der pliozänen Ton- und Tongyttjaline in den Kieseloolithschichten vom Swisterberg, Weilerswist (Blatt Sechtem) und die Altersstellung der Ablagerung im Tertiär der Niederrheinischen Bucht. In: Geol. Jahrb., 70, S. 535—573. Hannover 1955.
- GRIPP, K.: Erdgeschichtliche Aussagen der Korralen des niederrheinischen Oberoligozäns und Mitteloligozäns. In: Fortschritte der Geologie der Rheinlande und Westfalens, 1 u. 2, S. 239 ff., Krefeld 1958.
- GRUPE, O.: Über das hessische Pliozän und die Altersfrage der Basalte. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 88, 1936, S. 634—661. Berlin 1937.
- GURLITT, D.: Das Mittelrheintal. = Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. 46. Stuttgart 1949.
- VAN DER HAMMEN, T.: Paläoklima, Stratigraphie und Evolution. In: Geol. Rundschau 54, 1964, S. 428—441. Stuttgart 1964.
- HARTNACK, W.: Morphologie des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. Greifswald 1932.
- HAUBRICH, H.: Beiträge zur tertiären und quartären Entwicklungsgeschichte des Niederwesterwaldes. = Naturwiss. Diss. Mainz 1965 (Masch.schr.).
- HAUBRICH, H., jetzt als: Morphologische Studien im Niederwesterwald. = Beiträge zur Landespflege in Rheinland-Pfalz, Beiheft 1. Kaiserslautern 1970.
- HELAL, A.: Das Alter und die Verbreitung der tertiären Braunkohlen bei Berg, Gladbach östlich von Köln. In: Fortschritte der Geologie der Rheinlande und Westfalens, 2, Krefeld 1958.
- HERMANS, W. F.: Description et genèse des depots meubles de surface et du relief de l'oesling. = Publications du Service Géologique de Luxembourg, XI, Luxembourg 1955.
- HOFFMANN, K.: Feuersteineluvium und Tertiär auf der Hochfläche des Aachener Waldes. In: Decheniana 109, 1956, S. 219—225. Bonn 1957.

- HOFMANN, F.: Zusammenhänge zwischen Entstehungsbedingungen und Beschaffenheit toniger Sedimente mit gleichartigem Ausgangsmaterial an einem Beispiel aus dem Tertiär des Kantons Schaffhausen (Schweiz). In: *Eclogae geologicae Helvetiae*, Vol. 51, No. 3, 1958, S. 980—989. Basel 1959.
- HOFMANN, F.: Sedimente einer ariden Klimaperiode zwischen Siderolithikum und Molasse in Lohn, Kanton Schaffhausen, und am Rheinfl. In: *Eclogae geologicae Helvetiae*, Vol. 53, No. 2, 1960, S. 27—32. Basel 1961.
- HOHOFF, W.; KARRENBERG, H.: Mächtigkeit und Faziesentwicklung des Mittels zwischen den Flözen Frimmersdorf und Garzweiler. In: *Fortschritte der Geologie der Rheinlande und Westfalens*, 1 u. 2, S. 143 ff., Krefeld 1958.
- HOLZAFFEL, E.: Das Rheintal zwischen Bingerbrück und Lahnstein. = *Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst.*, N. F. 15, Berlin 1893.
- HOPMANN — FRECHEN — KNETSCH: Die vulkanische Eifel. Wittlich 1951.
- ILLIES, H.: Ein Grabenbruch im Herzen Europas. In: *Geograph. Rundsch.*, 19, 1967, S. 281 ff. Braunschweig 1967.
- INDANS, J.: Mikrofaunistische Korrelationen im marinen Tertiär der Niederrheinischen Bucht. In: *Fortschritte der Geologie der Rheinlande und Westfalens*, 1 u. 2, S. 223 ff. Krefeld 1958.
- JAEGER, F.: Die Oberflächenformen im periodisch trockenen Tropenklima mit überwiegender Trockenheit. In: *Düsseldorfer Geographische Vorträge*, Teil III, S. 18—25. Breslau 1927.
- JESSEN, O.: Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. In: *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk.* Berlin, 1938, S. 36—49, Berlin 1938.
- JÜNGST: Die mitteloligozäne Steilküste des Mainzer Beckens und ihre Sedimentation. In: *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.*, 82, 1930, S. 634—635. Berlin 1930.
- JUNGBLUTH, F. A., Die Terrassen des Rheins zwischen Andernach bis Bonn. In: *Verhandl. d. Naturhistor. Ver. d. preuß. Rheinl. und Westf.*, 73, 1916, S. 1—103. Bonn 1918.
- JUX, U.: Ein Ammonitenfund aus den niederrheinischen Pliozän-schottern und die Frage nach der Herkunft der verkieselten Juraversteinerungen und der Kieseloolithe. In: *Decheniana*, 111, S. 89—97. Bonn 1958.
- JUX, U.; PFLUG, H. D.: Altersbeziehungen festländischer und mariner Fazies im Tertiär der Niederrheinischen Bucht. In: *Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., Mh.*, S. 243—254. 1958.
- KAHMANN, W.: Sedimentpetrographische Beiträge des Tertiärs der südlichen niederrheinischen Bucht. In: *Decheniana* 95, A, S. 157—206. Bonn 1937.
- KAISER, E.: Die Ausbildung des Rheintales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Cöln. In: *Verh. d. 14. Deutsch. Geographentages zu Cöln 1903*, S. 206—215. Berlin 1903.
- KAISER, E.: Pliozäne Quarzsotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. In: *Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst.*, 28, 1907, S. 57—91. Berlin 1910.
- KAISER, E.: Über Wüstenformen, insbesondere in der Namib Südwestafrikas. In: *Düsseldorfer Geographische Vorträge*, Teil III, S. 68—78. Breslau 1927.
- KAISER, K.: Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. = *Sonderveröffentl. d. Geol. Inst. d. Univ. Köln* 1. Köln 1956.
- KAISER, K.: Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. In: *Köln und die Rheinlande*, S. 236—278. Wiesbaden 1961.
- KALTERHERBERG, J.; KARRENBERG, H.: Zur Methodik und Auswertung von Korngrößenuntersuchungen im Niederrheinischen Tertiär. In: *Fortschritte d. Geol. d. Rheinlande u. Westfalens*, 1 u. 2., S. 33 ff., Krefeld 1958.
- KANDLER, O.: Untersuchungen zur quartären Entwicklung des Rheintales zwischen Mainz/Wiesbaden und Bingen/Rüdesheim. = *Mainzer Geographische Studien*, Heft 3. Mainz 1970.
- KAYSER, E.: Erläuterungen zum Blatt Koblenz der Geologischen Karte 1 : 25 000. Berlin 1892.

- KAYSER, K.: Kölner Bucht und Niederrhein. In: Wirtschafts- und sozialgeographische Themen zur Landeskunde Deutschlands (= Theodor Kraus-Festschrift), S. 125—132. Bad Godesberg 1959.
- KILPPER, K.: Eine Pliozänflora aus den Kieseloolithschichten von Frimmersdorf. In: Fortschritte d. Geol. d. Rheinl. u. Westf., 4, S. 55—58. Krefeld 1959.
- KILPPER, K.: Pflanzenführung, Fazies und Bildungsverhältnisse im „Hauptflöz der Ville“, eine kutikularanalytische Untersuchung in den Tagebauen Neurath und Frimmersdorf-Süd des rheinischen Braunkohlenreviers. In: Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., Abh. 109, S. 261—308. Stuttgart 1960.
- KIRCHHEIMER, F.: Das Alter des Tertiärs im Graben von Antweiler (Rheinland). In: Neues Jahrb. f. Geol. und Paläont., Mh. 1951. Stuttgart 1951.
- KLÄHN, H.: Hessisches Pliozän, besonders Unterpliozän, im Rahmen des mitteleuropäischen Pliozäns. In: Geol. u. paläontol. Abh., N. F. Bd. 18, S. 279—339. Jena 1930—31.
- KLÜFFEL, W.: Über Reliefmorphogenese und zyklische Landschaftsgenerationen. In: Geol. Rundsch. 17, 1926, S. 401—417. Berlin 1926.
- KLÜFFEL, W.: Der Westerwald. Eine Einführung in seine Geologie und Morphologie. In: Berichte über die Versamml. d. Niederrhein. Geol. Ver. Jg. 1927/28. Bonn 1929.
- KLÜFFEL, W.: Zur Entstehung des Rheinsystems. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 83, 1931, S. 597—611. Stuttgart 1931.
- KLÜFFEL, W.: Zur Geologie des Neuwieder Beckens und der Niederrheinischen Bucht. In: Sitzungsber. d. Naturhistor. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfal., 1930 u. 1931, S. C 101—115. Bonn 1932.
- KLÜFFEL, W.: Das Faziesgesetz der vorquartären Vulkaneruptionen. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 86, 1934, S. 458, Berlin 1934.
- KLÜFFEL, W.: Zur Altersstellung des ost- und westdeutschen Braunkohlentertiärs und über die vulkanischen Bildungen. In: Zentralbl. f. Min., B, 1941. Stuttgart 1941.
- KLÜFFEL, W.: Zur Gliederung und Altersdatierung des westdeutschen Tertiärs. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 94, 1942.
- KLUTE, F.; WILL, W.: Terrassenbildung und Erosion des mittleren Rheingebiets in ihrer Abhängigkeit von Tektonik und Klima des Diluviums. In: Pet. Geogr. Mitt., 80, 1934, S. 144—147. Gotha 1934.
- KNETSCH, G.: Geologie von Deutschland. Stuttgart 1963.
- KNUTH, H.: Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. = Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande, 4. Bonn 1923.
- KOCH, C.: Beiträge zur Kenntnis der Ufer des Tertiärmeeres. In: Sitzungen der Senckenbergischen Gesellschaft 1877.
- KOPP, K. O.: Zur oligozänen Aufschüttung im Moselgebiet. In: Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., Mh. 1961, S. 250—261. Stuttgart 1961.
- KÖRBER, H.: Die Entwicklung des Maintals. = Würzburger Geographische Arbeiten, 10. Würzburg 1962.
- KREMER, E.: Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte. = Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde, 6. Bonn 1954.
- KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. = Abh. d. Hess. Landesamtes f. Bodenforsch., 3. Wiesbaden 1951.
- KURTZ, E.: Die Spuren einer oberoligozänen Mosel von Trier bis zur Kölner Bucht. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 83, 1931, S. 39—58. Stuttgart 1931.
- KURTZ, E.: Die Leitgesteine der vorpliozänen und pliozänen Flußablagerungen an der Mosel und am Südrande der Kölner Bucht. In: Verhandl. d. Naturhistor. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfal., 83, 1926. Bonn 1926.
- KURTZ, E.: Über einen altpliozänen Rhein von Zabern über Weissenburg und der Pfalz nach Rheinhessen, ermittelt durch Geröllführung. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 83, 1931, S. 660—663, Stuttgart 1931.
- KURTZ, E.: Herkunft und Alter der Höhenkiese der Eifel. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 90, 1938, Berlin 1938.
- KUTSCHER, F.: Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). In: Notizbl. d. hess. Landesamtes f. Bodenforsch., 82, S. 202—212. Wiesbaden 1954.

- LANG, H. D.: Zur Flußgeschichte der Lahn. Ergebnisse geröllanalytischer Untersuchungen in der Umgebung von Marburg an der Lahn. Diss. Marburg (Masch. schr.).
- LANG, H. D.: Zur Flußgeschichte der Lahn. In: Geolog. Jahrb., 108, 1956, S. 263. Hannover 1956/57.
- LASPEYRES, H.: Das Siebengebirge am Rhein. Bonn 1900.
- LAUTERBACH, W.: Das Diluvium zwischen Limburg und Koblenz. In: Jahrb. d. preuß. Geol. Landesanst. 1908 (Diss. Gießen).
- LEPPLA, A.: Bildung des Rheindurchbruches zwischen Bingen und Lorch. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 52, S. 79—80, Berlin 1900.
- LEPPLA, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000, Blatt Königstein. Berlin 1924.
- LEPPLA, A.; STEUER, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 Blatt Wiesbaden-Kastel. Berlin 1923.
- LEPPLA, A.; MICHELS, F.; SCHLOSSMACHER, K.; STEUER, A.; WAGNER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 Blatt Eltville-Heidenfeld. Berlin 1931.
- LEVELT, Th. W. M.: Die Plateaulhme Süd-Luxemburgs und ihre Bedeutung für die morphogenetische Interpretation der Landschaft. = Publicaties van het Fysisch-Geografisch Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam. 6. 1965.
- LEVY, F.: Die Entwicklung des Rhein- und Maassystems seit dem jüngeren Tertiär. In: Berichte d. Naturforsch. Ges. zu Freiburg i. Br., 23, 1, S. 9—85. Freiburg 1921.
- LOUIS, H.: Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet. = Münchener Geographische Hefte 2. Kallmünz 1953.
- LOUIS, H.: Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie In: Geomorphologische Studien (= Machatschek-Festschrift) = Erg.-Heft 262 zu Pet. Geogr. Mitt., S. 9—26. Gotha 1957.
- LOUIS, H.: Der Reliefsockel als Gestaltungsmerkmal des Abtragungsreliefs. In: Lautensach-Festschrift (= Stuttgarter Geographische Studien 69), S. 65—70. Stuttgart 1957.
- LOUIS, H.: Allgemeine Geomorphologie. = Handbuch der Allgemeinen Geographie (Obst), Bd. 1, 1. Aufl. Berlin 1960.
- LOUIS, H.: Über Weiterentwicklungen in den Grundvorstellungen der Geomorphologie. In: Zeitschr. f. Geom., N. F. 5, S. 194—210, Berlin 1961.
- LOUIS, H.: Über Rumpfflächen- und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen besonders nach Studien in Tanganjika. In: Zeitschr. f. Geom. N. F. 8, S. 43—70. Sonderheft 1964.
- LUCIUS, M.: Das Gutland. = Erläuterungen zu der Geologischen Spezialkarte Luxemburgs. Geologie Luxemburgs. (Publications du Service géologique de Luxembourg) Luxembourg 1948.
- LUCIUS, M.: La notion de pénéplaine et le modelé du terrain de l'Ardenne luxembourgeoise (Oesling). In: Bull. de la Soc. des Naturalistes luxembourgeois, S. 279—308, 1950, N. S. 44. Luxembourg 1950.
- MABESOOONE, J. M.: Tertiary and quaternary sedimentation in a part of the Duero Basin, Palencia, Spain. = Leidse Geologische Mededeelingen, deel XXIV = Diss. Leiden 1959.
- MACAR, P.: L'évolution géomorphologique de l'Ardenne. In: Bull. de la Soc. Roy. Belge de la Géogr., 78, 1954, S. 9—33, Ixelles 1954.
- MACAR, P.; ALEXANDRE, J.: Compte Rendu de la Session extraordinaire de la Soc. Geol. de Belg. 81, S. 1—107. 1957/58.
- MACAR, P.; ALEXANDRE, I.: Compte Rendu de la Session extraordinaire de la Soc. Géol. ayant noté des dépressions préexistantes en Haute Belgique? In: Bull. de la Soc. Belge de Géol. 69. 1960, S. 295—315. Brüssel 1960.
- MACHATSCHKE, F.: Das Relief der Erde. Bd. 1. Berlin 1955.
- MÄDLER, K.: Die pliozäne Flora von Frankfurt am Main. = Abh. der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellsch. 446, Frankfurt 1939.
- MARTIN, G.: Die Geologie der südwestlichen Moselmulde und der benachbarten Strukturen. Diss. Frankfurt 1955 (Masch. schr.)
- MARTIN, G.: Die oligozänen Vallendarschotter der Südwest-Eifel. In: Notizbl. d. hess. Landesamtes f. Bodenforsch. 90, S. 240—245, Wiesbaden 1962.

- MAULL, O.: Die Landschaft um Marburg a. d. L. in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. In: Jahresber. d. Frankf. Ver. f. Geogr. u. Statistik, Jg. 81—83, 1916—1919, S. 5—97. Frankfurt 1919.
- MAULL, O.: Handbuch der Geomorphologie (Enzyklopädie der Erdkunde). 2. Aufl. Wien 1958.
- MENSCHING, H.: Entstehung und Erhaltung von Flächen im semiariden Klima am Beispiel Nordwest-Afrikas. In: Verhandlungen d. Deutsch. Geographentages Würzburg 1957, Bd. 31, S. 173—184. Wiesbaden 1958.
- MILNE, H. B.: Sedimentary Petrography. 4. Aufl. London 1962.
- MORDZIOL, C.: Unsere Kenntnis der pliozänen Flußschotter (Kieseloolithschotter) im Rheintal zwischen Bingen und Koblenz. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 60, 1908, S. 337—342. Berlin 1908 (= 1908 a).
- MORDZIOL, C.: Über einen Zusammenhang des Pliozäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. In: Sitzungsber. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westf. 1907, S. D 7—12, Bonn 1908 (= 1908 b).
- MORDZIOL, C.: Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge (Vortrag). In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 60, 1908, Berlin 1908 (= 1908 c).
- MORDZIOL, C.: Über die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens und über das Alter der Cerithienkalkstufe. In: Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfal., 66, S. 165—189. Bonn 1909.
- MORDZIOL, C.: Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtales nebst Beiträgen zur Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. In: Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, 46, 1910, S. 77—92 u. S. 159—173. Berlin 1910 (= 1910 a).
- MORDZIOL, C.: Die Kieseloolithe in den unterpliozänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. In: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 28, 1907, S. 122—130. Berlin 1910 (= 1910 b).
- MORDZIOL, C.: Das Tertiär- und Diluvialprofil von Kärlich. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1930, S. 599—600 u. S. 658.
- MORDZIOL, C.: Die Vallendarschotter als Typus eines „Primordial-Fluvials“. In: Senckenbergiana 18, S. 283—287. Frankfurt 1936.
- MORDZIOL, C.: Der geologische Werdegang des Mittelrheintales. Wittlich 1951.
- MORTENSEN, H.: Die Oberflächenformen der Winterregengebiete. In: Düsseldorfer Geographische Vorträge, Teil III, S. 37—46, Breslau 1927.
- MORTENSEN, H.: Rumpffläche — Stufenlandschaft — Alternierende Abtragung. In: Pet. Geogr. Mitt. 93, Gotha 1949, S. 1—14.
- MOSLER, H.: Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Hunsrücks und seiner Abdachung zur Nahe. = Forschungen zur Deutschen Landeskunde Bd. 158. Bad Godesberg 1966.
- MOUCHAMPS, L.: Les terrasses de la Meuse et de la Sambre. In: Annales de la Soc. Géolog. de la Belg., 56, 1933, B (Bulletin) 232—248. Lüttich 1933.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Fossile Böden in der nördlichen Eifel. In: Geol. Rundsch. 41 (Sonderband), S. 253—268. Stuttgart 1953.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Über die Geschichte der Böden. In: Geol. Jahrb. 69, S. 501—516. Hannover 1955.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. In: Fortschritte der Geologie der Rheinlande und Westfalens 1 u. 2, S. 495 ff., Krefeld 1958.
- MÜLLER, W.: Der Tertiärgraben von Antweiler am Nordabfall der Eifel. Diss. Bonn 1949.
- MÜLLER-STOLL, W.: Die jüngsttertiäre Flora des Eisensteins von Dernbach (Westerwald). In: Beihefte z. Bot. Centr. bl., LVIII, Abt. B, S. 376—434. 1938.
- NEEF, E.: Zur Genese des Formenbildes der Rumpfgebirge. In: Pet. Geogr. Mitt., 99, 1955, S. 183—192. Gotha 1955.
- NEUMANN, G.: Fragen zum Problem der Großfaltung im Rheinischen Schiefergebirge. In: Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, 1935, S. 321 ff., Berlin 1935.
- NEUMANN, G.: Zur Unabhängigkeit der Hochfläche des Rheinischen Schiefergebirges

- von der präpermischen Landoberfläche. In: Zentralblatt für Min., B., 1935, S. 483—493. Stuttgart 1935.
- OESTREICH, K.: Studien zur Oberflächengestaltung des Rheinischen Schiefergebirges. 1. Teil in: Pet. Geogr. Mitt., 54, S. 73—78. Gotha 1908. 2. Teil in: Pet. Geogr. Mitt., 55, Gotha 1909 (= 1909 a).
- OESTREICH, K.: Geologische und morphologische Terrassenstudien. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 61, B, 1909, S. 157—161 (= 1909 b).
- OESTREICH, K.: Die Entwicklung unserer Kenntnisse von der Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges. In: Zeitschr. f. Geom., II, 1926/27, S. 135—159. Leipzig 1927.
- OPPERMANN, K.: Die Täler des Taunus und ihre anthropogeographische Bedeutung. Diss. Marburg 1888.
- PANZER, W.: Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. In: Berichte der Naturforsch. Ges. zu Freiburg i. Br., 23, 2, S. 1—48. Freiburg 1923.
- PANZER, W.: Der Nahedurchbruch bei Bingen. In: Mitteilungsblatt zur rheinhess. Landesdesk. 8, 1959, S. 198—204. Mainz 1959.
- PANZER, W.: Zur Frage des Nahedurchbruchs bei Bingen. In: Zeitschr. d. Rhein. Naturforsch. Gesellsch. Mainz, 4, S. 9—16, Mainz 1960.
- PANZER, W.: Einige Grundfragen der Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Erforschung. In: Die Mittelrheinlande (Festschr. z. 63. Deutsch. Geographentag), S. 1—15, Wiesbaden 1967.
- PASSARGE, S.: Die Ausgestaltung der Trockenwüsten im heißen Gürtel. In: Düsseldorfer Geographische Vorträge, Teil III, S. 54—66, Breslau 1927.
- PFEFFER, P.: Verwitterungsstudien an Bodenprofilen auf alten Landoberflächen im Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges. In: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 59, 1938. Berlin 1939.
- PFLUG, H. D.: Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. = Freiburger Forschungen C 71, Geologie, Berlin 1959 (= 1959 a).
- PFLUG, H. D.: Anlage und Entwicklung der Niederrheinischen Bucht in der Oberkreide und im Alttertiär auf Grund der sporenpaläontologischen Altersdatierungen. In: Fortschritte der Geologie der Rheinlande und Westfalens, 1 u. 2., Krefeld 1959 (1959 b).
- PHILIPPSON, A.: Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. In: Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. zu Bonn 1899, S. 48—50. Bonn 1899.
- PHILIPPSON, A.: Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. In: Verhand. d. 14. Deutsch. Geogr. tages zu Cöln, 1903, S. 193—205. 1903.
- PHILIPPSON, A.: Morphologie der Rheinlande. In: Düsseldorfer Geographische Vorträge, Teil II, S. 1—8, Breslau 1927.
- PISSART, A.: Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse Lorraine par la Meuse de Dinant. In: Ann. de la Soc. Géolog. de Belg., 84, 1960/61, M 1 — M 104. Lüttich 1961.
- PISSART, A.: Les aplanissements tertiaires et les surfaces d'érosion anciennes de l'Ardenne du Sud-Ouest. In: Ann. de la Soc. Géol. de Belg. 85, 1961/62. M 71 — M 145. Lüttich 1962.
- PLEWE, E.: Geomorphologische Studien am Pfälzischen Rheingrabenrand. = Bad. Geograph. Abh. 19, Freiburg 1938.
- PLÜMER, É.: Das Dilltal und seine Terrassen. In: Jahrbuch d. Preuß. Geol. Landesanst., 59, II, 1928, Berlin 1929.
- POHLIG, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Umgebung von Bonn. In: Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. = Verh. d. Naturhistor. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westf., 40, Bonn 1883.
- POHLIG, H.: Eine alte Mündung der Maas bei Bonn? In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 58, S. 335—338, Berlin 1906.
- POHLIG, H.: Une ancienne embouchure de la Meuse près de Bonn. In: Bull. Soc. Belge de Géol. 20, S. 171—175. Brüssel 1906. 2. Teil: ebendort, 25, S. 348—351. Brüssel 1911.
- POHLIG, H.: Alte Einmündung der Maas in den Tertiärsee von Bonn. In: Sitzungsber. d. Naturhistor. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. 1923, A, S. 20—21. Bonn 1925.
- QUIRING, H.: Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Mit dem Versuch einer Ter-

- rassenchronologie des Rheines. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, 47, 1926, S. 486—558.
- QUIRING, H.: Brodenbach — Boppard. Bericht über die Begehungen der Hauptversammlung in Koblenz. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 82, 1930, S. 655—656. Berlin 1930.
- QUIRING, H.: Die Stellung des Hydrobienkalkes im Untermiozänprofil des Neuwieder Beckens und Maifeldes. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 84, 1932, S. 53—59. Berlin 1932.
- QUIRING, H.: Erläuterungen zum Blatt Neuwied der Geologischen Karte 1 : 25 000. Berlin 1936.
- QUITZOW, H. W.: Altersbeziehungen und Flözzusammenhänge in der jüngeren Braunkohlenformation nördlich der Mittelgebirge. In: Geol. Jahrb., 68, S. 27—132. Hannover 1953.
- QUITZOW, H. W.: Die Sedimentationsrhythmen der jüngeren Braunkohlenformation, In: Neues Jahrb. f. Geo. u. Paläont., Mh. S. 173—185. 1955.
- QUITZOW, H. W.: Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. In: Fortschritte d. Geol. d. Rheinl. u. Westf., Bd. 4, S. 389—400. Krefeld 1959.
- QUITZOW, H. W.: Mittelrhein und Niederrhein = Teil III von „Die Entstehung des Rheintales vom Austritt des Flusses aus dem Bodensee bis zur Mündung“. In: 50 Jahre Rheinmuseum = Beiträge zur Rheinkunde, 14. H. Koblenz 1962.
- QUITZOW, H. W.: Die Hochflächenlandschaft beiderseits der Mosel zwischen Schweich und Cochem. = Beihefte zum Geologischen Jahrbuch 82. Hannover 1969.
- RAUFF, H.: Erläuterung zum Blatt Godesberg der Geologischen Karte 1 : 25 000. Berlin 1923.
- RICHTER, D.: Die Hochflächentreppe der Nordeifel und ihre Beziehungen zum Tertiär und Quartär der Niederrheinischen Bucht. In: Geol. Rundsch. 1962, S. 376 ff.
- RICHTER, M.: Die alttertiäre Verwitterungsrinde im südlichen Oberbergischen. In: Sitzungsber. d. Naturhistor. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. 1922, Teil C 44—52. Bonn 1923.
- RICHTER, M.: Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs am Süden der Niederrheinischen Bucht. In: Zentr. bl. f. Min., B, 1935. Stuttgart 1935.
- ROHDENBURG, H.: Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. Gießen 1971.
- SANDNER, G.: Der Kellerwald und seine Umrahmung. = Marburger Geographische Schriften, Bd. 4. Marburg 1956.
- SAUER, K. (Hrsg.): Erdöl am Oberrhein. = Abhandlungen d. Geol. Landesanst. in Bad.-Württ. 4, Freiburg 1962.
- SCHAD, A.: Erdölprovinz Rheintalgraben = Teil VII von Erdöl- und Erdgasfelder in Deutschland. In: Tomo V: Symposium sobre yacimientos de petrolo y gas. XX Congreso Geológico Internacional. Mexico 1956.
- SCHAD, A.: Voraussetzungen für die Bildung von Erdöllagerstätten im Rheingraben. In: Erdöl am Oberrhein. = Abh. d. Geol. Landesamtes in Bd.-Württ. 4, S. 29—40. Freiburg 1962.
- SCHAD, A.: Das Erdölfeld Landau. In: Erdöl am Oberrhein = Abh. d. Geol. Landesamtes in Bad.-Württ. 4, S. 88—102. Freiburg 1962.
- SCHMIDT, W.: Ein aufgeschürftes Tertiärprofil bei Uthweiler im Siebengebirge. In: Geol. Jahrb., 65, 1949, S. 603—610. Hannover 1951.
- SCHMIDT, W.: Die Blätterkohlen im Südzipfel der Niederrheinischen Bucht. In: Fortsch. d. Geol. d. Rheinl. u. West. 1 u. 2, S. 437 ff. Krefeld 1958.
- SCHMIERER, TH.: Unteres Lahntal = Bericht über die Begehungen der Hauptversammlung in Koblenz. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 82, 1930, S. 658—660. Berlin 1930.
- SCHMIERER, TH.; QUIRING, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen. Bl. Koblenz. Berlin 1933.
- SCHMITTHENNER, H.: Die Oberflächengestaltung im Außertropischen Monsunklima. In: Düsseldorf Geographische Vorträge, Teil III, S. 26—36. Breslau 1927.
- SCHRÖDER, E.: Zur Talgeschichte der unteren Sieg. In: Decheniana, 118, 1965. S. 41—45. Bonn 1965.
- SCHUCKMANN, W.: Beiträge zur Kenntnis des Westerwälder Tertiärs. In: Senckenbergiana 7, S. 83—101 und 139—168. Frankfurt 1925.

- SCHUMANN, H.: Beiträge zur Schwermineralanalytik. In: Fortschritte d. Min., 27, 1948, S. 79—106. Stuttgart 1950.
- SCHÜNEMANN, H. W.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und Altpleistozäns am Südrand der Niederrheinischen Bucht. In: Fortschr. d. Geol. Rheinl. u. Westf. 1 u. 2, S. 457 ff. Krefeld 1958.
- SCHWARZBACH, M.: Aus der Klimageschichte des Rheinlandes. In: Geol. Rundsch., 40, 1952, S. 128 ff. Stuttgart 1952.
- SCHWARZBACH, M.: Klima der Vorzeit. 2. Aufl. Stuttgart 1961.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima des rheinischen Tertiärs. In: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 118, S. 33—68. Hannover 1968.
- SCHWARZER, A.: Das linksseitige Zuflußgebiet des Rheines zwischen Bingen und Coblenz. = Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande 1. Leipzig 1922.
- SINDOWSKI, K. H.: Zur Sedimentpetrographie des Oberpliozäns und Altdiluviums der mittleren Oberrheinebene. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 89, 1937, S. 409—418. Berlin 1937/38.
- SINDOWSKI, K. H.: Studien zur Stratigraphie und Paläogeographie des Tertiärs der südlichen Niederrheinischen Bucht. In: Neues Jahrb. f. Min., B, Beilage 82, B, S. 415—484. Stuttgart 1939.
- SOLLE, G.: Oligozäne Zertalung und Aufschüttung im Moselgebiet. In: Notizbl. d. hess. Landesamtes für Boden., 87, S. 398—407. Wiesbaden 1959.
- SONNE, V.: Der Schleichsand an den westlichen und nördlichen Rändern des Mainzer Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Eisen-Manganerzlagerstätte bei Waldalgesheim am Hunsrück. Diss. Darmstadt 1957 (Masch. schr.)
- SONNE, V.: Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens. In: Notizbl. d. hess. Landesamtes f. Boden., 86, S. 281—315. Wiesbaden 1958.
- STEVENS, CH.: Quelques aspects géomorphologiques de Pays de Herve. In: Bull. de la Soc. belge de Géol., LXVII, 1958, S. 6—12. Brüssel 1958.
- STEVENS, CH.: L'Ardenne et les niveaux d'aplanissement. In: Bull. de la Soc. Belge de Géol., LXVII, S. 116—120. Brüssel 1958.
- STICKEL, R.: Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht. = Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande 3, Leipzig 1922.
- STICKEL, R.: Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. = Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande 5. Leipzig 1927.
- STICKEL, R.: Der Westerwald. In: Philippson-Festschrift, S. 124—136. Leipzig 1930.
- STRAUB, E. W.: Die Erdöl- und Erdgaslagerstätten in Hessen und Rheinhessen. In: Erdöl am Oberrhein = Abh. d. Geol. Landesamtes in Bad.-Württ. 4, S. 123—136. Freiburg 1962.
- STRAUCH, F.; SCHAUB, H.: Die stratigraphische Gliederung des Oberoligozäns in den Schächten Kapellen und Rossenray I auf Grund der Pectiniden. In: Fortschr. d. Geol. d. Rheinl. u. Westf. 1 u. 2, S. 273 ff. Krefeld 1958.
- TEICHMÜLLER, R.: Die Niederrheinische Braunkohlenformation. Der derzeitige Stand der Untersuchungen und offene Fragen. In: Fortschr. d. Geol. d. Rheinl. u. Westf. 1 u. 2, S. 721 ff. Krefeld 1958.
- THIERGART, F.: Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung = Schriften aus dem Gebiet der Brennstoffgeologie 13. Stuttgart 1940.
- THIERGART, F.: Pollenflora aus den tertiären Braunkohlen am Niederrhein. In: Geologie d. rhein. Braunk. 3, S. 107—111 in Geol. Jahrb. 65, 1949, Hannover 1951.
- THIERGART, F.: Die Sporomorphen-Flora von Rott im Siebengebirge. In: Fortschr. d. Geol. d. Rheinl. u. Westf. 1 u. 2, S. 447 ff. Krefeld 1958.
- THOMSON, P. W.: Kurzfristige und langfristige Vegetationsänderungen im Tertiär und ihre paläoklimatischen Deutungen. In: Geol. Rundsch. 40, 1952, S. 92. Stuttgart 1952.
- THOMSON, P. W. Grundsätzliches zur tertiären Pollen- und Sporenmikrostratigraphie. In: Zur Geologie der rheinischen Braunkohle 5. = Geol. Jahrb. f. 1949, Bd. 65, S. 113—126, Hannover 1951.
- THOMSON, P. W.: Klimaschwankungen im Tertiär und Quartär. In: Eiszeitalter und Gegenwart, 2, 1952, S. 105—108. Öhringen 1952.

- THOMSON, P. W.: Die Braunkohlenmoore des jüngeren Tertiärs und ihre Ablagerungen. In: Geol. Rundsch., 45, 1956/57, S. 62—70. Stuttgart 1957.
- THORBECKE, F.: Der Formenschatz im periodisch trockenen Tropenklima mit überwiegender Regenzeit. In: Düsseldorfer Geographische Vorträge, Teil III, S. 10—17. Breslau 1927.
- VAGELER, P.: Grundriß der tropischen und subtropischen Bodenkunde. Berlin 1938. 2. Aufl.
- VINKEN, R.: Sedimentpetrographische Untersuchung der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. In: Fortschr. d. Geol. d. Rheinl. u. Westf., 4, S. 127—170. Krefeld 1959.
- VÖLPEL, A.: Zur marinen Sedimentation in der Niederrheinischen Bucht während des Oberoligozäns. In: Fortschritt d. Geol. d. Rheinl. u. Westf., 1 u. 2., S. 57 ff. Krefeld 1958.
- VOGLER, H.: Die synsedimentäre Kippung der Erftscholle im Obermiozän und Pliozän. In: Forsch. d. Geol. d. Rheinl. u. Westf., 4, S. 69—79. Krefeld 1959.
- WAGNER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 Blatt Wöllstein — Bad Kreuznach. Darmstadt 1926.
- WAGNER, W.: Die Terrassen des Nahetales von Bad Münster a. St. bis zur Mündung in den Rhein. In: Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. Geol. Landesamtes zu Darmstadt f. d. J. 1926, V, 9, S. 49—78. Darmstadt 1927.
- WAGNER, W.: Neuaufschlüsse von Küstenbildungen des Oligozänmeeres des Mainzer Beckens bei Hackenheim südlich Kreuznach. In: Jahresber. d. Nass. Ver. f. Naturkunde. 79, S. 26—29. München 1927.
- WAGNER, W.: Bemerkungen zur tektonischen Skizze des westlichen Mainzer Beckens. In: Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. Geol. Landesamtes zu Darmst. f. d. J. 1929, S. 185—188. Darmstadt 1930.
- WAGNER, W.: Das Mainzer Becken. In: Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. N. F. 27, S. 25—62. Stuttgart 1938.
- WAGNER, W.: Das Gebiet des unterpliozänen Urrheins in Rheinhessen und seine Tierwelt. In: Naturwissenschaften S. A 171—176. Berlin 1947.
- WAGNER, W.: Die tertiären Salzlagerstätten im Oberrheintal-Graben. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 105, 1953, S. 706—728. Hannover 1955.
- WAGNER, W.: Das Aquitan zwischen Schweizer Jura und Niederhessen. In: Notizbl. d. hess. Landesamtes f. Bodenforschung, 87, S. 376—397. Wiesbaden 1959.
- WEBER, C. O.: Über das Braunkohlenlager von Eckfeld in der Eifel., In: Verh. d. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf., 10, 1853, S. 409—419. Bonn 1853.
- WEISE, O.: Reliefgenerationen im Bereich des Schichtgebäudes am Ostrand des Schwarzwaldes. Vortrag beim 36. Deutsch. Geogr. tag Bad Godesberg 1967.
- WEISE, O.: Reliefgenerationen am Ostrand des Schwarzwaldes. = Würzburger Geograph. Arbeiten, 21. Würzburg 1967.
- WENZ, W.: Das Mainzer Becken. Heidelberg 1921.
- WERNER, H.: Zwei Schwermineralprofile im Oligozän der Niederrheinischen Bucht. In: Fortschr. d. Geol. d. Rheinl. u. Westf., 1 u. 2, S. 89 ff. Krefeld 1958.
- WEYL, R.: Sedimentpetrographische Studien zur Paläographie des Oligozäns im nordwestlichen Rheintalgraben. In: Neues Jahrb. f. Min. 80, B, S. 31—62. Stuttgart 1938.
- WEYL, R.: Zur Ausdeutbarkeit der Schwermineralvergesellschaftungen. In: Erdöl und Kohle. Hamburg 1949, Bd. 6, S. 221—224.
- WEYLAND, H.: Beiträge zur Kenntnis der rheinischen Tertiärflora. I. Floren aus den Kieseloolith- und Braunkohlenschichten. = Abh. d. Preuß. Landesanst., N. F. 161. Berlin 1934.
- WEYLAND, H.: Beiträge zur Kenntnis der rheinischen Tertiärflora. IV. Die Flora der „Liegenden tonigen und quarzigen Schichten“ des Siebengebirges. In: Palaeontographica, 84, B, S. 103—116. Stuttgart 1940.
- WILCKENS, O.: Geologie der Umgebung von Bonn. Bonn 1927.
- WILL, F. W.: Morphogenetische Betrachtung der Rheinterrassen zwischen Oppenheim-Mainz und Koblenz. In: Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. zu Gießen, N. F. 16, 1933—1935, S. 80—112. Gießen 1935.
- WISSMANN, H. v.: Über seitliche Erosion (Beiträge zu ihrer Beobachtung, Theorie und

- Systematik im Gesamthaushalt fluviatiler Formenbildung.) = Colloquium Geographicum 1. Bonn 1951.
- WÖLE, E.: Das niederrheinische Mitteloligozän und seine Stellung innerhalb des nord-europäischen Mitteloligozäns. In: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 93, 1941, S. 80—114. Berlin 1941.
- WÖLE, E.: Mächtigkeit, Gliederung und Entstehung des Niederrheinischen Hauptbraunkohlenflözes. In: Decheniana, 1935, S. 81—163. Bonn 1935.
- WÖLE, E.: Die Entstehung des niederrheinischen Hauptbraunkohlenflözes. In: Braunkohle, 1935, S. 177—182 u. 198—203. Halle 1936.
- WÖLE, E.: Die Gliederung des Deckgebirges in der Niederrheinischen Bucht. In: Braunkohle, 39, S. 255—260 u. 270—273. Halle 1940.
- WÖLE, E.: Die Altersstellung der kieseloolithführenden Ablagerungen am Niederrhein. In: Zentr. bl. f. Min., B, 1941. Stuttgart 1941.
- ZAGWIJN, W.: Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande. In: Fortschr. d. Rheinl. u. Westf., 4, S. 5—26. Krefeld 1959.
- ZEPP, J.: Morphologie des Kyllgebiets. Diss. Bonn 1933.

AN H A N G I : Fundumstände der Bodenproben
(dazu Kartenskizze mit der Lage der Proben; vgl. auch Kap. IX)

1. Probenreihe A

- 1) Am P. 269, etwa 2,5 km nördlich Burglahr an der Wied. Blatt Asbach 1 : 25 000. Dort als Oligozän bezeichnet. Vermutlich Pliozän. Rötlichgelbliche Sande, Kiese, Tone. Kiese meist klein, stengelig, z. T. kantengerundet, einige wenige gut gerundet. Milchquarze. Mindestens 1—2 m mächtig. Aufschluß verfallen und verwachsen. Basis nicht aufgeschlossen. Entnahme aus freigeschürften oberflächennahen Partien.
- 2) An Wegkreuzung westlicher Ortsausgang von Oberlützingen. In 245—250 m NN. Gelbrote Sande und Kiese, etwas tonig. Kiese klein, etwa 50 % kantengerundet, bis 10 % gut gerundet. Meist Milchquarze. Mächtigkeit und Basis nicht erkennbar. Entnahme aus der Oberfläche. Blatt Burgbrohl. Dort als Pliozän.
- 3) Herchenberg Südseite. In etwa 230 m Höhe. Rotgelbe Kies- und Sandschichten (tonig) über weißen Tonen. Viele kleine gut gerollte Kiesel. Meist Milchquarze, aber Kieseliefer bzw. Lydite häufiger. Auch diese gut kantengerundet. Schichten = „Abraum“ der aufgelassenen Tongrube auf der S-Seite des Herchenberges. Beschreibung bei AHRENS 1930. Dort Pliozän. Ebenfalls Geologische Karte (Blatt Burgbrohl).
- 4) Vom Kieselberg (P. 286,6) zwischen Waldesch und Rhens. Blatt Boppard. Frischer Aufschluß in einer Kiesgrube. Etwa 2—3 m mächtig ab 280 m NN. Gelbrote Sande (tonig) und Kiese. Milchquarze. Klein. Z. T. recht gut gerollt, aber auch nur kantengerundete bzw. splittrige Stengelquarze.
- 5) Frischer Aufschluß unter dem neuen Sportplatz in Urbar. Rotgelbe Sande und Kiese in Taschen (wie ausgekolkt) des anstehenden, fast senkrecht stehenden Devons. (Schiefer und schiefrige Grauwacken, ohne tertiäre Verwitterung.) Kiese: Milchquarze. In den Taschen bis kartoffelgroß. Gut gerundet. Basis in etwa 312 m NN. Bis 320 m. Blatt St. Goarshausen. Dort Oligozän. Vermutlich Pliozän.
- 6) Urbarer Wald. 2,5 km nördlich Nievern an der Lahn. Blatt Ems. Gelbrote geschichtete Sande in frischem Aufschluß, etwa 2 m mächtig. Basis nicht aufgeschlossen. Etwa 320—325 m NN. Geologische Karte: Oligozän. Vermutlich Pliozän. Auch zwischengeschalte Kieslagen. Milchquarze. Oft klein-splittrig. Aber auch gröbere, bis Faustgröße. Diese oft gut gerundet.
- 7) und 8) Aus den frischen Kiesgruben am Hof Bubenborn sö. Nassau an der Lahn. Blatt Dachsenhausen. Gelblich-rote, etwas tonige Kiese und Sande. Milchquarze. Bis taubeneigroß. Stengelquarze. Kantengerundete und gut gerollte Kiesel ebenfalls häufig. Ablagerungen gut geschichtet.
7) von Oberkante östlich der Bundesstraße 260, etwa 3—4 m unter der Oberkante des Aufschlusses in etwa 315 m. 8) westlich der B 260 in der unteren Grube in etwa 295—300 m NN. Geologische Karte: Oligozän. Vermutlich Pliozän.
- 9) Frischer Aufschluß in der Kiesgrube 500 m nw. Bornich Blatt St. Goarshausen. Dort: Oligozän. Vermutlich Pliozän. Unter der Oberkante etwa 2 m mächtige rotgelbe Sande und Kiese. Splittrig, kantengerundet und gut gerollt. Milchquarze. Darunter weißliche Tone. Basis nicht aufgeschlossen.
- 10) Frischer Aufschluß durch Fabrikanlage an der B 274 1 km westlich Nastätten. Blatt Nastätten. Dort: Oligozän. Vermutlich Pliozän. Aufschluß ab 290 m NN. Unten weiße Tone und feine Milchquarzsplinter. Etwa 2—3 m. Darüber — bis 300 — 310 m NN rotgelbe tonige Sande und Kiese. Milchquarze. Bis faustgroß. Gut kantengerundet bis gut gerundet.
- 11) und 12) Südöstlich Würges. Blatt Idstein. Dort: „Älteste tertiäre Flußablagerungen“. Vermutlich Pliozän. Zwischen der (aufgegebenen) Ziegelei am südl. Ortsausgang Würges in 215 m bis zum Haidchen in 315 m NN. Gelbrote tonige Sande und Kiese. Milchquarze, Klein bis taubeneigroß. Splittrig, kantengerundet bis gut gerundet.
11) von 215 m NN. Evtl. ältestpleistozän überarbeitet: Mit etwas buntem Material.
12) aus 5 m mächtiger frischer Kiesgrube. Weiße Tone, Sande, Kiese in gelbroten Sanden und Kiesen.
- 13) 100 m westlich des Dämmerberges in 250 m NN. Südwestl. Hackenheim. Blatt

- Kreuznach. Dort: Pliozän (Dinotheriensande). Gelbrote tonige Sande und Kiese. Entnahme aus aufgeschürfter Oberfläche.
- 14) 250 m nordöstl. Bacharacher Kopf in 300 m NN. Blatt Presberg. Dort: „Tertiär“. In der Nähe nach den neueren Aufnahmen Oligozän. Altersstellung zweifelhaft. Aufschluß verfallen und verwachsen. Etwa 1 m mächtig. Rotgelbe tonige Sande und kleine, etwas gerollte Kiesel. Entnahme aus aufgeschürfter Oberfläche.
 - 15) Etwa 400 m südwestl. P. 245,3 (Hagelkreuz), 300 m südlich Trechtingshausen. Blatt Presberg. In etwa 270—275 m NN. Tonige Sande und Kiese, gelblich-rot. Kiese splittrig, kantengerundet, auch gut gerundet, alle Größen zwischen klein und grob. Auch etwas buntes Material. Ältestpleistozän. Entnahme aus frischem Weganschnitt.
 - 16) In 190 m NN, 500 m westl. Nußberg, nördlich Oberwalluf, westlich Wiesbaden. Blatt Eltville. Dort: Pliozän. Gelbe und rote tonige Sande und Kiese. Entnahme aus frischem großen Aufschluß.
 - 17) 250 m östlich „Pfarreiche“ nördlich Martinsthal in 280 m NN. Ähnlich wie 16). Jedoch stärker tonig. Blatt Eltville. Dort: Pliozän. Entnahme: aus dem durch Wegearbeiten frisch aufgeschürftem Material.
 - 18) Vom obersten Hesselberg bzw. Hesselweg südöstl. Ingelheim in 200 m NN. Unter einer dünnen Decke von Hauptterrassenschottern. Blatt Ingelheim. Dort: Pliozän. Gelbrote Sande und Kiese. Milchquarze. Klein. Gerollt. Entnahme: aus frischem, bei Drainageverlegungen heraufgebrachtem Material.
 - 19) Wie 18). In der Fortsetzung des Hesselweges. Genau östlich in der „Georgenflur“. In 230 m NN. Kein frischer Aufschluß. Entnahme aus dem Acker.
 - 20) Aus dem Kreuznacher Stadtwald in 285 m NN am Jagen 18, westlich des „Heingrafenplacken“, oberhalb Probe Nr. 13). Rotgelbe, tonige Sande und Kiese. Milchquarze. Klein. Gerundet. Vermutlich Pliozän.

Probenreihe B

- 1) Etwa 300 m südl. des Schuppens am südl. Ortsausgang von Rhens-Hünenfeld in rd. 395 m NN. Gelbrote tonige Sande und Kiese, z. T. konglomeratisch verbacken. mit schwarzen Erzverkrustungen. Milchquarze. Splittrig, wenig oder gar nicht kantengerundet. Blatt Boppard. Dort: Pliozän. Vermutlich: Oligomiozän.
- 2—5) Tongrube Goerg und Schneider, Mogendorf bei Siershahn. Oberkante der Grube in 300—320 m NN. Grube am nördlichen Kartenrand des Blattes Montaubaur, östlich. der Bahnlinie. Proben 12, 14 und 18 m unter der Oberkante, 2) 2 m unter der Kante. In 12 m: Feinsand. 12—14 m: Grobsand. In 18 m: sog. rote Lette. Darunter Tonlagen. Alter der Liegendschichten nach AHRENS 1957: Oberoligozän. In den Sanden auch Milchquarze: splittrig, klein — grob-eckig.
- 6) Wie 2—5) aus der Grube Staudinger bei Meudt. In 300 m NN. Weiße und gelbliche Sande. Vergleichbar Proben 3) und 4).
- 7) und 8) Kiesgrube Geisig, am östl. Ortsausgang. Oberkante in 210 m NN, 7) 50 cm unter Oberkante, 8) 5 m darunter. Gelbrote Kiese und Sande. Blatt Dachsenhausen. Dort: Oligozän.
- 9) Westlich des Beilensteins in rd. 360 m NN. Gelbrote Kiese und tonige Sande. Entnahme aus frisch aufgeworfener kleiner Grube. Blatt Presberg. Oligozän?
- 10) Am P. 235 südlich Weiler bei Bingerbrück. Gelblichrote Kiese und tonige Sande. Milchquarze. Klein. Kantengerundet bis gut gerollt. Meistens jedoch splittrig-eckig. Blatt Bingen. Dort: „Alzeyer Sande“ (Rupelstufe). Entnahme aus dem aufgespülten Acker.

Probenreihe E

- 1) Vom nördlichen Dorfausgang Brauweiler. In 325—328 m NN, im frischen Straßenanschnitt. Kein voller Aufschluß. Liegendes nicht zu sehen. Gehängelehm bzw. Hangeschiebe mit Schieferplättchen u. dgl. von oben darüber, bei kräftigem Reiben leicht zerbröckelnd. Hellrote, feinsandige Tone bzw. tonige Feinsande. Etwa 2 m mächtig. Mit Stengelquarzen.
- 2) Wie 1), 200 m nördlich, in 335—340 m NN. Rötlich-gelbe, sandige Kiese, z. T. konglomeratisch verbacken. Stengelquarze, aber auch gut kantengerundete bis sehr

- gut gerundete Milchquarzkiesel, bis kartoffelgroß. Im Gehängeschutt größere, unverwitterte Platten bzw. Scherben des anstehenden Schiefers. Kleine Plättchen rötlich verwittert.
- 1) und 2) ziehen sich kontinuierlich einen ansteigenden Hang bis 365 m NN hinauf, den sie überdecken. 1) auf Blatt Pferdsfeld, 2) auf Blatt Gemünden.
 - 3) Aus der Kiesgrube oberhalb des Rodenberges am Hahnbach (Osthang gegenüber Sonnschied: Blatt Gemünden). Geschichtete, sandige Kiese, mit Linsen bzw. Schmitzen von weißem Ton, z. T. konglomeratisch verbacken, mit schwarzen Krusten. Milchquarze. Stengelig-splittrig, gut gerollt. Kiesel bis hühnereigroß. 3—5 m mächtig. Darunter bis koffergröße Quarzitblöcke. Höhe der Grubensohle: 370 m NN. Blatt Gemünden.
 - 4) Südlich Oberhausen, etwa 100 m südöstl. vom Sportplatz. Kiese und tonige, rötliche Sande. Milchquarze. Meist klein und splittrig. Wenige große Stücke. Leicht kantengerundet. Kein Aufschluß. Entnahme aus dem durch das Pflügen heraufgebrachten Material. 360 m NN.
 - 5) Wie E 4, etwa 100—200 m weiter nach SO. Frische Kiesgrube. Boden der Grube in 340 m. Höhe der Kieslage 3 m. Geschichtet. Stengelquarze. Auch gerundete und kantengerundete Quarze. Rötliche Sande. Linsen von weißem Ton. Bis faustgroße Kiese. Anstehendes nicht aufgeschlossen, jedoch in 330 m frische Schieferscherben.
 - 4) und 5) ziehen sich einen Hang aus festem Fels zwischen 330 und 370 m NN hinauf. Beide Blatt Gemünden.
Proben 1—5 vermutlich Oligomiozän. Vgl. aber W. BIERTHER 1941: Nimmt für die am Hahnbach pliozänes Alter an.
 - 6) und 7): Aus Kiesgrube am P. 319, 7, 1 km südöstlich Hochstädten. Boden der Grube in 300 m NN. Frischer Aufschluß. Liegendes nicht sichtbar. Kiese darüber 4 m mächtig. Z. T. von oben her verstimmt durch Braunlehm mit „Scherben“ aller Art. Die Kiese darunter: Quarze. Klein-splittrig, einige gut kantengerundet. Gelblich-rote Sande. Weiße Tone. Evtl. Pliozän. Blatt Sobernheim.

ANHANG II: Bericht über die mineralogische Untersuchung der Probenreihe A (Gutachten)

Die Schwermineralanalyse

„Erfahrungsgemäß sind die Schwerminerale der Rheinsande in den Fraktionen 0,063—0,1 und 0,1—0,2 mm — insgesamt gesehen — am stärksten vertreten, obwohl einzelne Gruppen auch in größeren Fraktionen verstärkt vorkommen. Zur quantitativen Auszählung der Schwerminerale wurden diese beiden Fraktionen daher zusammengefaßt. Die zusammengefaßte Fraktion wurde mit heißer konzentrierter Salzsäure ausgewaschen und die schwere Fraktion (> 2,9) mit Bromoform abgetrennt. Es zeigte sich, daß trotz der Salzsäure-Behandlung z. T. noch erhebliche, aber sehr unterschiedliche Mengen von Eisenoxyd-Hydrat und untergeordnet Eisenoxyd in die Schwerefraktionen eingingen. Diese Eisenminerale gelten nicht als Schwerminerale, so daß sie nicht bei der quantitativen Auszählung berücksichtigt wurden. Auch die echten opaken Anteile, die im Durchlicht-Präparat nicht von Goethit und Hämatit zu unterscheiden sind, wurden bei der Zählung — wie üblich — nicht berücksichtigt. Durch Stichproben wurde festgestellt, daß dieser opake Erzanteil in den Proben sehr gering ist.

Dagegen schließen die Angaben über die Gesamtgehalte an Schwermineralen (Tabelle 1, 1. Reihe) die Anteile an opaken Mineralen, also auch an Limonit und Hämatit ein, da diese mechanisch schlecht abzutrennen sind.“

Anmerkungen zu Tabelle 1

- „A 1 Zirkon vorwiegend idiomorph und säulig entwickelt, wie sie für saure Eruptiva kennzeichnend sind. Nur etwa zu 10 % abgerundete Zirkone.
- A 2 Die Augite sind vorwiegend oliv-grün-braune Titanaugite. Meist unregelmäßig körnig, selten idiomorph.
- A 3 Vorwiegend Titanaugite, jedoch meist idiomorph, also wenig abgerollt.

- A 4 und A 5 Zirkone meist abgerundet, gelegentlich teildiomorph. Die Augite sind unregelmäßig körnig; die Hornblenden teilweise ausgefranst.
- A 6 Zirkone meist abgerundet, etwa eine Drittel teil-idiomorph, länglich oder prismatisch.
- A 7 und A 8 Zirkone abgerundet, selten idiomorph.
- A 9 Stark abgerundete Körner. Häufig opake Erzkörner mit anhaftendem Quarz.
- A 10 Zirkone gut abgerundet.
- A 11 Bei den Augiten treten Titanaugite und basaltische Augite auf. Selten auch Diopsid.
- A 12 Abgerundete Körner.
- A 13 Augit hauptsächlich als Titanaugit sowie grünlicher Augit.
- A 14 und A 15 Abgerundete Körner. In A 14 ist die Hornblende meist grünlich-bläulich.
- A 16 Abgerundete Körner. An Hornblende ist nur die grünliche Varietät vorhanden.
- A 17 Turmalin relativ stark vertreten, und zwar fast idiomorph, säulig, tief rotbraune Individuen.
- A 18 Augite meist als Titanaugit.
- A 19 Augite zumeist als Titanaugit. Granate zu etwa $\frac{1}{5}$ rötlich.
- A 20 Bei der stark vertretenen Hornblende kommt nur die braune Varietät vor.
- Allgemein ist zu sagen, daß Titanaugite in erster Linie auf tertiäre oder jüngere basische Vulkanite (meist Basalte) hindeuten. Auch devonische Diabase führen jedoch Titanaugit. Idiomorphe, insbesondere langsäulige Zirkone — wie sie z. B. in der Probe A 1 auftreten — können von sauren Vulkaniten herrühren.
- Die Proben im südlichen Raum — insbesondere A 13, A 15 und A 18 — A 20 — führen relativ viel Staurolith. Nach Weyl, 1938, gibt es in diesem Raum oligozäne Sedimente, die hohe Gehalte an Staurolith führen.“
- (Es folgen weitere Hinweise auf Literatur.)

Beschreibung der Geröllkomponenten (> 2 mm ϕ)

- „A 1 Etwa 40% der Gerölle sind Quarze bis 6 mm ϕ , eckig, z. T. stengelig, nicht abgerundet. 60% sind mit Brauneisen verkittete bzw. imprägnierte Sandsteinbröckchen, ebenfalls bis 6 mm ϕ , häufig etwas flach.
- A 2 Quarzgerölle bis 2,5 cm ϕ , zumeist gut bis kantengerundet. Wenige Prozent devonische Sandsteingerölle, 5—10% bis zu 5 mm große Bröckchen von Bims oder Traß oder Basalttuff.
- A 3 Etwa 50% abgerundete Quarzgerölle, dunkle und helle Quarzitzerölle, Brauneisenbildungen. Einige Prozent Basalttuff. Ein rötliches Hämatit-Laterit-Geröll von 2 cm ϕ . In ihm liegen in einer Hämatitgrundmasse kaum gerundete Quarzkörner in Silt- und Sandgröße vor. Rest von tertiärer Verwitterungsdecke ist möglich.
- A 4 Etwa 30% grobe, kantengerundete Kiesel bis 3,5 ϕ . Der Rest besteht aus kleinen Quarzgeröllen, eckig bis kantengerundet. Kaum anderes Material.
- A 5 Quarzgerölle bis 3 cm ϕ , kantengerundet, einzelne Gerölle stengelig. Wenige Bröckchen von Silt- und Tonschiefer.
- A 6 Bis 1 cm große Quarzgerölle, meist kantengerundet.
- A 7 Bis 2 cm große Quarzgerölle, größere gut bis kantengerundet, kleinere z. T. kaum gerundet.
- A 8 Quarzgerölle durchweg bis 3 cm ϕ , vereinzelt bis 1 cm ϕ , eckig bis kantengerundet.
- A 9 Quarzgerölle bis 1,5 cm ϕ , kantengerundet, häufig eckig oder stengelig.
- A 10 wie A 9.
- A 11 Quarzgerölle bis 2 cm ϕ , 2—3% Tonschiefer-Fragmente, etwa 1% Felsquarzit, < 1% lockerer Sandstein. Ein Schlackenbröckchen (Basalttasche?). Einige rötliche Bröckchen, die aus tonigem Siltstein mit Hämatit-Zement bestehen. Die kleinen Quarzkörner sind häufig eckig. Es könnte tertiäres Material, aber auch Buntsandstein sein.
- A 12 Quarzgerölle bis zu 3 mm ϕ , hauptsächlich jedoch um 5 mm ϕ , kantengerundet bis eckig.

- A 13 Durchweg 3—5 mm große Bröckchen eines hellen, z. T. weichen, kalkigen Sandsteins (Dinotheriensande). Einzelne Quarze bis zu 3 mm ϕ , eckig, kantengerundet.
- A 14 Eckige, z. T. kantengerundete, bis 5 cm große Quarzgerölle, vorwiegend von fettig-glänzendem Quarz, 15—25% Felsquarzite.
- A 15 Quarzgerölle bis zu 2 mm ϕ , kantengerundet. Milchquarze und untergeordnet Fettquarz. Quarzite bis max. 1 cm ϕ , z. T. gut gerundet. Insgesamt etwa 10% dichte Quarzite bzw. Hornsteine. Stark eisenschüssige Sandsteinbröckchen. Rötliche Bröckchen von Buntsandstein oder einem rötlichen Arkose-Sandstein. Etwas Sericitquarzit.
- A 16 Eckige Milchquarze bis max. 1 cm ϕ ; 25% lockere Kalkbröckchen.
- A 17 Eckige, z. T. splittrige Quarzkörner und Quarzgerölle, meist bis 1 cm ϕ und kleiner, ausnahmsweise bis 3 cm. Quarzitbröckchen.
- A 18 60—65% kantengerundete Quarzbröckchen bis max. 1 cm ϕ . Einige Quarzaggregate durch Brauneisen verbacken.
- A 19 wie A 18. Etwa 2% limonitische Körnchen. Eckige Schieferbröckchen.
- A 20 Bis 1,5 cm große Milchquarzgerölle. Etwa 10% poröse Sandsteine (Dinotheriensande?). Einige Brauneisenbildungen.
- Von einigen Proben, bei denen es wünschenswert erschien — z. T. auf Grund des röntgenographisch festgestellten Mineralgehalts — wurde eine nähere Beschreibung der Fraktion 0,1—2 mm gegeben,
- A 1 Bei dieser Fraktion dominiert bei weitem die Korngröße 0,2—0,6 mm. An Mineralien liegen bei weitem überwiegend mäßig bis gut gerundete, teilweise eckige Quarzkörner vor. Die Quarze sind hauptsächlich weißlich getrübt (Milchquarze), zum geringeren Teil glasklar. Auch die Feldspäte liegen überwiegend in der gleichen Kornfraktion vor wie die Quarze. Sie sind rosa-weißlich gefärbt und stark angewittert. Die gröbere Fraktion besteht z. T. aus Quarzkörnern, die durch Brauneisenaggregate verklebt sind, sowie aus größeren Milchquarzkörnern. Sporadisch sind völlig frisch erhaltene, z. T. idiomorphe basaltische Augite erkennbar, die eine Korngröße von 0,5—1 mm aufweisen. Selten sind auch frische, gerundete bis eckige, poliert wirkende Magnetitkörner erkennbar.
- A 13 (Fraktion 0,1—2 mm) Bei dieser Fraktion dominiert die Korngröße 0,1—0,5 mm. Sie besteht bei weitem überwiegend aus \pm gut gerundeten bis eckigen Quarzen, die z. T. als Milchquarze, z. T. in wasserklarer Form vorliegen. Die Feldspäte sind rosa bis weiß gefärbt und zeigen die gleiche Korngröße. Die gröbere Fraktion besteht überwiegend aus Milchquarz. Auffallend ist die starke Beteiligung von Bergkristallen, die z. T. in idiomorphen Kristallen vorliegen. Vereinzelt sind relativ frisch erhaltene Biotitschuppen erkennbar. Kalkkörnchen liegen in allen Größen vor. Er ist gelblich-weißlich gefärbt und schaumig bis porös. Er liegt z. T. in Röhrenform. Vereinzelt sind auch feinkörnige Dolomite erkennbar, die meist rötlich gefärbt sind. Außerdem sind Eisenhydroxydaggregate, die z. T. in Krustenform vorliegen, vorhanden. Die Probe enthält äußerst wenig Magnetitkörnchen, sowie sehr wenige, korrodiert wirkende, basaltische Augitkörnchen.
- A 14 (Fraktion 0,1—2 mm) Die Probe ist sehr schlecht klassiert, ein Korngrößenmaximum ist nicht vorhanden. An Körnchen liegen meist Milchquarze vor, die z. T. durch Brauneisen verklebt sind. Auffallend ist auch hier das Vorhandensein von idiomorphen Bergkristallen. Rosa gefärbte Feldspatkristalle sind neben reinen Quarzkörnchen besonders auf die Fraktion 1 mm konzentriert. Magnetit ist in der Probe nicht festzustellen. Hingegen findet sich etwas frischer basaltischer Augit.
- A 16 (Fraktion 0,1—2 mm) Auch diese Probe ist sehr schlecht klassiert. Sie besteht bei weitem überwiegend aus gut bis mäßig gerundeten, weißlich getrübten Quarzkörnern, sowie — untergeordnet — Feldspat. Brauneisenaggregate sowie meist gerundete Augitkörnchen sind nur sporadisch erkennbar. Die Probe enthält jedoch einen hohen Anteil von Calcitkörnern, die weißlich-gelblich gefärbt sind und schaumigporös ausgebildet sind. Die Calcite bilden z. T. Röhren, außerdem sind relativ häufig Schalenreste von Mollusken enthalten.
- A 17 (Fraktion 0,1—2 mm) Auch diese Probe ist schlecht klassiert. Die Körner bestehen meist aus schlecht gerundeten weißlich-getrübten Quarzen. Außerdem sind, wenn auch sehr selten, Augite und Hornblenden erkennbar, wobei die Horn-

blenden etwas überwiegen. Auffällig ist ein relativ hoher Gehalt an Sericit-schieferbröckchen, die z. T. kleine Drusen, die mit idiomorphen Quarzen ausgekleidet sind, enthalten.

- A 18 (Fraktion 0,1—2 mm) Die Probe ist sehr gut klassiert. Das Korngrößenmaximum liegt bei 0,8 mm. Die Probe besteht überwiegend aus meist sehr gut gerundeten, fast poliert wirkenden Quarzkörnern, die z. T. als Milchquarz, z. T. in glasklarer Form vorliegen. Auffällig ist ein ziemlich hoher Gehalt an rötlich gefärbten, klaren Quarzen, die an Rosenquarz erinnern. Ferner sind, wenn auch sehr selten, idiomorphe, basaltische Augitkörnchen zu beobachten. Auch frische, weiße Feldspatbruchstücke sind in der Probe enthalten. Außerdem führt die gröbere Fraktion durch Eisenhydroxyd verkittete Quarzaggregate. Schaumig-poröser Calcit liegt teilweise in selbständigen Körnern vor, z. T. sind die Quarze auch durch Calcit verbacken.
- A 19 (Fraktion 0,1—2 mm) Die Probe ist ziemlich gut klassiert, das Korngrößenmaximum liegt bei ca. 0,5 mm. An Mineralen liegen \pm gut gerundete, teils milchige, teils wasserklare Quarzkörner vor. Feldspäte sind untergeordnet vorhanden und konzentrieren sich auf die feine Korngröße. Die Probe enthält relativ viel meist gut gerundete Augitkörnchen.
- A 20 (Fraktion 0,1—2 mm) Die Probe ist schlecht klassiert und besteht bei weitem überwiegend aus mäßig bis gut gerundeten, milchigen und glasklaren Quarzen. Feldspat findet sich in der feinsten Fraktion, z. T. liegt er hier in kleinen Spaltstücken vor. Die Probe enthält etwas Augit, zum geringeren Teil ist dieser idiomorph.*

Röntgenbeugungsanalyse der Fraktionen < 2 mm

„Die Proben A 1—A 20 wurden mittels der Röntgenbeugungsmethode auf ihren Mineralbestand analysiert. Untersucht wurde die Fraktion < 2 mm und die Fraktion < 0,1 mm. Die quantitativen Angaben beruhen auf Schätzungen. Minerale mit einer Mengenbeteiligung < 3 % sind mit der Röntgenmethode meist nicht mehr nachweisbar. Mit der Röntgenbeugungsanalyse sind nur kristallisierte Substanzen erfassbar.

Die Ergebnisse wurden in der ... Tabelle zusammengefaßt. (= Tabelle 2) Die quantitativen Werte sind Gew.-% und beziehen sich auf die Fraktion < 2 mm. Erläuterungen zur Mineraltabelle:

Glimmer-Min.: Da die Glimmerminerale meist nur in geringen Konzentrationen und schlecht kristallisiertem Zustand vorlagen, konnten sie nicht spezifiziert werden. Wie die Röntgen-Interferenzen jedoch zeigen, liegen in den meisten Fällen dioktaedrische Illite vor, die aus der Verwitterung von Sericiten bzw. Muskoviten oder auch Feldspäten entstanden sein dürften. Nur in der Probe A 17 sind deutliche Gehalte an noch frischem Sericit nachzuweisen.

Kaolin-Min.: An Kaolin-Mineralien ist nur die weniger gut kristallisierte Varietät des Kaolinites, der sog. Fireclay, erkennbar.

Chlorit-Montm.: Gut orientierte bzw. frische Chlorite sind in den Proben nicht enthalten. Es liegen vielmehr intensive Verwitterungsbildungen der Chlorite vor, wie z. B. Corrensit, Montmorillonit u. a. Diese sind bei den vorliegenden geringen Gehalten und ihrer schlechten kristallographischen Ausbildung jedoch nicht exakt zu bestimmen. Man könnte daher auch diese ganze Gruppe mit dem Namen quellbare Illite belegen. Nur in den Proben A 16 und A 20 sind noch relativ frischere Chlorite erhalten.

Eisenminerale: Keine der Proben enthielt gut kristallisierte, mit dieser Methode erkennbare Eisenminerale. Jedoch ergaben die meisten Proben durch breite, undeutliche Interferenzen Hinweise, die auf das Vorhandensein von sehr schlecht kristallisiertem bzw. kryptokristallinem Eisenhydroxyd oder auch Hydrohämait schließen lassen.

Allgemeine Betrachtung zur Beziehung Mineralbestand und Verwitterungsintensität bzw. Paläographie.

Die tropisch-humiden Verwitterungsbedingungen haben im allgemeinen eine intensive Zerstörung der primären Gesteinsgemengteile zur Folge. Nur der Quarz und zum

Teil auch der Orthoklas und der Albit sind gegen diese Verwitterung resistent. Neben der Temperatur und den Niederschlägen ist natürlich auch der Faktor Zeit für die Intensität der Verwitterung von Bedeutung. . . . Die tertiäre Verwitterung führte im rheinischen Schiefergebirge zu einer intensiven Kaolinbildung. Aluminiumhydroxyde, wie z. B. Gibbsit, das Endprodukt der allitischen Verwitterung, sind für die tertiäre Verwitterung im rheinischen Schiefergebirge untypisch und konnten auch in den vorliegenden Proben nicht nachgewiesen werden. Ab Pliozän (bzw. Oberpliozän) soll eine stärkere Abkühlung eingesetzt haben, die auch eine geringere intensive Verwitterung der Minerale zur Folge hatte. Die Intensität der Verwitterung kann man natürlich nur mit größter Vorsicht als stratigraphischen Hinweis benutzen, da viele Faktoren eine Rolle spielen (Art des verwitterten Ausgangsgesteins, unterschiedliche Milieubedingungen, Umlagerungen, Zeitdauer der Verwitterung u. a.). Die nachfolgenden Schlüsse können daher eine sehr große Fehlergrenze aufweisen.

Nach dem Mineralbestand kann man die untersuchten Proben in 4 Gruppen aufteilen:

1. Proben A 6, 7, 8, 9, 10, 12: Neben Quarz enthalten diese Proben nur Kaolin und zum Teil etwas Illit. Es liegt daher eine sehr intensive Verwitterung vor. Es könnte sich aus diesem Grunde um Material handeln, das vor dem Pliozän (bzw. Oberpliozän) abgelagert wurde. Es kann jedoch auch in Betracht kommen, daß ein derartiges Material, ohne daß es mit Fremdmaterial vermischt wurde, nachträglich wieder umgelagert wurde und ein präpliozänes Alter lediglich vorgetäuscht wird.
2. Proben A 1, 2, 3, 4, 5, 11, 14, 17, 19, 20: Neben Quarz und Kaolin enthält diese Gruppe noch Feldspat- und Chlorit-Montmorillonit-Minerale. Aus diesem Mineralspektrum könnte man auf eine geringere Verwitterungsintensität schließen als bei den Proben der Gruppe 1, d. h. daß es sich um pliozänes (bzw. oberpliozänes) Material handelt. Auch ein Gemenge von pleistozänen mit präpliozänen Sedimenten wäre möglich.

Tabelle 2

Proben-bez.	Quarz	Feldspat	Glimmer-Min.	Kaolin-Min.	Chlorit-Montm.	Calcit	Sonstige Min.
A 1	ca. 75	ca. \searrow 5	ca. 5-10	ca. 10	ca. \searrow 3	—	
A 2	" 75	" 3	" 5-10	" \searrow 10	" \searrow 3	—	
A 3	" 50	" 3	" 20	" 25	" \searrow 3	—	
A 4	" 85	" \searrow 3	" 5	" 5	" \searrow 3	—	
A 5	" 85	" 3-5	" 5	" 5	" \searrow 3	—	
A 6	" 85	—	" 3-5	" 5	" —	—	
A 7	" 80	—	" ?	" 20	" —	—	
A 8	" 90	—	" ?	" 10	" —	—	
A 9	" 90	—	" ?	" 10	" —	—	
A 10	" 85	—	" \searrow 5	" \searrow 5	" —	—	
A 11	" 65	" \searrow 5	" 20	" 5-10	" —	5	
A 12	" 90	—	" 5	" 5	" —	—	
A 13	" 45	" 5-10	" 20	" 10	" —	ca. 5-10	Dolomit ca. 5
A 14	" 55	" 5	" 20	" 10	" \searrow 5	—	
A 15	" 80	" \searrow 5	" 10	" 10	" \searrow 3	—	
A 16	" 40	" \searrow 5	" 10	" \searrow 5	" \searrow 5	" 30	Dolomit ca. 5
A 17	" 45	" 3	" 25	" 25	" ?	—	
A 18	" 55	" 5-10	" 10	" 5-10	" \searrow 5	" 5-10	
A 19	" 70	" 15-20	" 5-10	" ?	" \searrow 5	—	
A 20	" 50	" \searrow 5	" 25	" 5	" 10	—	

Krefeld, den 26. 4. 67

gez.: Wener

Stadler

Scherp

3. Probe A 15: Die Probe enthält kein Kaolin. Es ist daher möglich, daß reines, jungpliozänes oder pleistozänes Material vorliegt.
4. Proben A 13, 16, 18: Diese Gruppe unterscheidet sich durch ihren Calcitgehalt (z. T. auch Dolomit) wesentlich von den übrigen. Nach ihrem nichtkarbonatischen Mineralbestand gleicht sie in etwa der Gruppe 2. Da es nicht wahrscheinlich ist, daß z. B. devonische Kalke in dieses Sediment gelangten, muß angenommen werden, daß es sich bei den Karbonaten um junge (tertiäre) aquatische Bildungen handelt.“

ANHANG III: Bericht über die mineralogische Untersuchung der Probenreihe B (Gutachten)

Die Schwermineralanalyse

„Erfahrungsgemäß sind die Schwerminerale der Rheinsedimente in den Fraktionen 0,063—0,1 und 0,1—0,2 mm — insgesamt gesehen — am stärksten vertreten, obwohl z. B. die Schwerminerale wie Augit und Hornblende in der Nähe von tertiären oder jüngeren Vulkanit-Vorkommen auch in größeren Fraktionen stark auftreten können. Um repräsentative Werte zu erhalten, wurden aber bei der quantitativen Auszählung der durchsichtigen Schwerminerale die beiden obengenannten Fraktionen untersucht. Sie wurden daher zu einer Fraktion (0,063—0,2 mm) zusammengefaßt. Diese wurde mit heißer konzentrierter Salzsäure ausgewaschen und von ihr eine schwere Fraktion (>2,82) mit Bromoform abgetrennt. Es zeigt sich, daß trotz der Salzsäurebehandlung zum Teil noch erhebliche Mengen von Eisenoxyd-Hydrat in die Schwerefraktion eingingen. Diese unterschiedlichen Mengen sind in den Gesamt-%-Gehalten der Tabelle 1 (erste Reihe) mit enthalten, so daß diese Wertreihe relativ wenig aussagt.

Auch die anderen opaken Komponenten der Schwerefraktion — mit Brauneisen durchsetzte Gesteinsfragmente, sog. Äterite, Leukoxenkörner, Erzkörner etc. — sind in dieser Wertreihe enthalten, wurden aber wie üblich nicht näher untersucht. Lediglich in den Proben B 2—B 5 wurden die Erzkörner, da sie dort jeweils etwa 50% ausmachen, näher untersucht. Durch Stichproben wurde festgestellt, daß der opake Erzanteil in den anderen Proben sehr gering ist.“

Anmerkungen zu Tabelle 1

„Wie eben erwähnt, wurde nur in den Proben B 2 — B 5 ein wesentlicher opaker Erzanteil festgestellt und zwar macht er dort in der Fraktion 0,063—0,2 mm ϕ in allen 4 Proben etwa 40-50% aus. Es handelt sich um Magnetit, der schwach titanhaltig ist. Die Korngröße ist durchweg 0,1 mm ϕ ; gelegentlich treten noch angenähert idiomorphe Formen (Oktaeder) auf. Stets sind die Körner mit zahlreichen Einbuchtungen versehen, die Korrosionsformen darstellen. Da in den Proben B 2 — B 5 kein Augit und kaum Hornblende auftritt, ist zu vermuten, daß hier völlig verwitterte tertiäre Basalt-Vorkommen, von denen als stabiles Mineral nur der Magnetit übrigbleibt, die hauptsächlichlichen Liefergebiete waren. Die Korrosionsformen des Magnetits bestätigen diese Vermutung.

B 1 Zirkone stets abgerundet, Turmalin — wie in allen Proben — abgerundet, oft oval, oliv bis blaugrün. Rutil in allen B-Proben nußbraun, selten blaßgelb.

B 2 und B 3: Zirkone meist abgerundet, 5—10% säulig, idiomorph-teilidiom.

B 4 Etwa 15—20% idiomorphe oder teilidiomorphe Zirkone, säulig, vereinzelt auch langsäulig.

B 5 Etwa 30% idiomorphe, säulige Zirkone. Einzelne Zirkone schwach rötlich. Gelegentlich Verwachsung mit völlig getrübbtem Xenotim (Y-Phosphat).

Der Anteil der idiomorphen Zirkone nimmt von B 2 bis B 5 (Fundorte liegen in einem Gebiet) zu. Diese idiomorphen Zirkone können auf sauren Vulkanismus hindeuten.

Die Proben B 2 — B 5 zeichnen sich durch zwei Schwerpunkte aus. Einmal sind es die sehr widerstandsfähigen Minerale Zirkon, Turmalin, Rutil, die auf klastische devonische Sedimente hinweisen, dann sind es die Magnetite und die idiomorphen Zirkone, die auf tertiäre Basalte und evtl. saure Vulkanite zurückgeführt werden können.

- B 6 Zirkone sind stets abgerundet. Die Augite sind titanhaltig und stets von dunkler, leukoxenartiger Substanz durchsetzt. Dieser Leukoxen kann auf Augite von varistischen Diabasen (Lahn-Gebiet), in denen Leukoxen häufig ist, hinweisen. Magnetit fehlt hier.
- B 7 Zirkone im wesentlichen abgerundet, wenige sind idiomorph. Auffallend ist, daß der Turmalingehalt den des Zirkons überwiegt. Möglicherweise liegt der Hauptanteil des Zirkons in einer anderen Fraktion oder das Abtragungsgebiet war sehr reich an Turmalin.
- B 8 Extreme Schwermineral- Führung. Es treten nur die widerstandsfähigsten Minerale Zirkon, Turmalin und Rutil auf. Dies weist auf devonische klastische Sedimente als alleiniges Abtragungsgebiet. Dafür spricht auch, daß die Körner stets abgerundet sind, wie sie schon in den devonischen und vordevonischen klastischen Sand- und Tongesteinen vorkommen.
- B 9 Zirkone fast immer abgerundet. Bemerkenswert ist hier das Auftreten von Staurolith — wie auch schon in den A-Proben. . . Die Hornblenden haben in einzelnen Fällen den charakteristischen gezackten Hahnenkamm-Habitus.
- B 10 Zirkone sind abgerollt. Die Augite erscheinen zum Teil frisch, zum Teil auch stark durchstäubt und dunkel.

Die %-Gehalte der schweren Fraktion in der B-Reihe sind insgesamt bedeutend höher als die der A-Serie. Das liegt zum Teil — bei den Proben B 2—B 5 — an den hohen Magnetitgehalten, zum Teil auch am Anteil von Goethit und Brauneisen.

Bei den Augiten konnte nicht immer zwischen Titanaugit und basaltischem Augit unterschieden werden. Sie werden daher zusammengefaßt. Meist scheint ein schwach Ti-haltiger Augit vorzuliegen.

Die Frage, ob zwischen der Probe B 1 und den Proben B 7 — B 10 deutliche Unterschiede vorhanden sind (diese Frage ist nicht vom Einsender gestellt worden; der Vf.), kann so beantwortet werden, daß außer der Probe B 8, die durch extreme Schwermineral-Führung herausfällt, kein grundsätzlicher sondern lediglich ein quantitativer Unterschied auftritt. D. h. in den Proben B 7, B 9 und B 10 ist die vulkanische Komponente mit Augit, Hornblende und Titanit sehr viel stärker vertreten.

Einwandfreie Hinweise auf tertiären Vulkanismus waren nur in den Proben B 2 — B 5 zu finden.“

Beschreibung der Geröllkomponenten ($> 2 \text{ mm } \phi$)

- „B 1 Eckige, zum Teil auch stengelige Quarzbruchstücke von wenigen mm bis zu 3 cm ϕ , zumeist mit Brauneisen-Häutchen. Der Rest — etwa 40% — besteht aus durch Goethit und nicht kristallinem Manganoxydhydrat verbackenen Aggregaten von mm-großen Quarzkörnern.
- B 2 Keine Geröllkomponente $> 2 \text{ mm}$.
- B 3 Vorwiegend kantengerundete, gelegentlich stengelige Quarzgerölle bis 3 cm ϕ . Oft mit anhaftendem Brauneisen. Etwa 5% Goethit-Aggregate mit eingeschlossenen Quarzkörnchen. Wenige Körner von Kaolinit führendem Quarzit. Diese Körner ähneln den im Tertiär verwitterten kaolinitischen Emsquarziten. (RB 5664)

Tabelle 1

Häufigkeitsverteilung der nicht opaken Schwerminerale in der Fraktion 0,063—0,2 mm ϕ

Proben-Nummer	B 1	B 2	B 3	B 4	B 5	B 6	B 7	B 8	B 9	B 10
%-Gehalt der *) schweren Fraktion 0,063—0,2 mm ϕ	0,25	0,22	0,60	0,30	0,27	0,15	0,11	0,05	0,54	0,41
Zirkon	68	74	67	70	74	14	21	58	31	8
Turmalin	23	11	18	18	13	5	36	40	18	3
Granat				1			2			
Rutil	3	7	7	8	9	4	1	2	5	
Monazit							2		2	
Staurolith		1							5	
Disthen					1					
Andalusit		1	3	1	1		1			
Sillimanit			3		1					
Epidot-Zoisit		3		2	1	1	1		1	3
grüne Hornblende							3		1	2
braune Hornblende	2	1					9		15	35
Augit (einschl. Titanaugit)	4					76	17		11	33
Titanit							6		11	16
Korund		2	2		1		1			

*)Hierin sind außer den nicht opaken Schwermineralen auch die opaken Bestandteile einschl. Goethit enthalten.

- B 4 Eckige bis kantengerundete Quarzgerölle bis 2 cm ϕ .
 B 5 wie B 4
 B 6 wie B 4, bis 3 cm ϕ .
 B 7 Eckige bis kantengerundete Quarzkörner bis 1 cm ϕ . Wenige Körner eines hellen Quarzits (Taurusquarzit?).
 B 8 Eckige bis kantengerundete Quarzkörner bis max. 4 mm ϕ , in der Regel jedoch < 1 cm ϕ . Zumeist mit Brauneisenbelag.
 B 9 Vorwiegend kantengerundete Quarzgerölle, teilweise mit Brauneisenbelag. 10—15 % lockere, grobe Sandsteine bzw. Sande mit Goethit verkittet (offenbar junge Bildungen). Etwa 5 % Bröckchen von relativ lockerem, gebleichtem konglomeratischem Siltstein mit Brauneisensteinflecken (junge Bildung oder Bodenbildung). Weiterhin 5—10 % rotbräunliche quarzitisches Sandsteine mit einzelnen Goethit-Bröckchen.
 B 10 Auch hier vorwiegend eckige bis kantengerundete Quarzgerölle bis 0,5 cm ϕ . Außerdem 10—15 % mittelkörnige Sandsteine, etwas 5 % rotbräunliche Quarzite, Goethit-Aggregate und 3—5 % Tonschieferbröckchen.“

Beschreibung der Sandkomponenten der Fraktion 0,1—2 mm

„B 1 Die Probe zeigt ein deutliches Korngrößenmaximum bei etwa 0,4 mm. Die Komponenten bestehen bei weitem überwiegend aus schwach kantengerundeten bis splittigen Quarzkörnern, die zum Teil milchig trüb, zum Teil wasserklar sind. Außerdem kommen recht häufig langprismatische, idiomorphe Quarzkörner vor. Ein Teil der Quarzkörner ist durch Limonit verkittet. Besonders die Körner $> 0,5$ mm zeigen \pm dicke Beläge von Eisenhydroxyd. Der Limonit kommt auch in selbständigen \pm stark abgerollten Bruchstücken vor. Gesteinskörner wurden nicht beobachtet.

B 2 Die Probe zeigt ein deutliches Korngrößenmaximum zwischen 0,1—0,2 mm. Die größere Sandfraktion fehlt fast vollkommen. Die Probe wirkt wie ein feiner, weißer Streusand. Die Quarzkörnchen sind zum Teil milchig, zum Teil wasserklar, und sind überwiegend splittig bis kantengerundet ausgebildet. Nur selten sind idiomorphe Formen zu beobachten, vereinzelt sind die Körner rötlich — ähnlich Rosenquarz — gefärbt. Nur wenige der Körner zeigen eine glatte Oberfläche, meist wirkt sie wie angeätzt. Gesteinsbruchstücke fehlen, nur sporadisch sind Quarzkörner mit einer Eisenhydroxydschicht umgeben.

B 3 Die Probe zeigt nur ein undeutliches Korngrößenmaximum bei etwa 0,4 mm. — Die Quarzkörner sind meist nur kantengerundet, auch splittige und idiomorphe Formen sind vorhanden. Ungefähr die Hälfte der Körner ist milchig und wasserklar, der übrige Teil ist durch Eisenhydroxydbeläge gelblich bis braun gefärbt. Eisenhydroxyd findet sich auch in selbständigen Körnern und Bruchstücken. Gesteinskörner sind nicht vorhanden.

B 4 Die Probe zeigt ein deutliches Korngrößenmaximum zwischen 0,1—0,2 mm. Die feinere Fraktion dieser Probe ($< 0,5$ —0,6 mm) gleicht fast vollkommen der Probe B 2. Die gröbere Fraktion hingegen enthält relativ viel Eisenhydroxyd, der die Quarzkörner zum Teil umhüllt, aber auch in selbständigen Körnern vorkommt. Gesteinskörner sind nicht vorhanden.

B 5 Diese Probe gleicht vollkommen der Probe B 4.

B 6 Diese Probe zeigt zwei Korngrößenmaxima, die etwa bei 0,4 und 1,5 mm liegen. — Es liegt ein fast extrem weißer, sauberer Quarzsand vor. Die Quarzkörner sind zum Teil milchig gefärbt, zum Teil wasserklar. Insbesondere die feinere Fraktion ist lediglich kantengerundet bis splittig, während die Körner der größeren Fraktion etwas stärker gerundet sind. Nur sporadisch kommen durch Eisenhydroxyd verkittete Feinsandkörner vor.

B 7 Die Probe zeigt ein Korngrößenmaximum, das etwa bei 1,5 mm liegt. Die Quarzkörner sind eckig bis kantengerundet. Besonders die gröbere Kornfraktion ist durch feinsten Eisenhydroxydbeläge gelblich gefärbt. Die feinere Fraktion dagegen weiß bzw. milchig und wasserklar. Limonitbruchstücke oder Gesteinskörner sind nicht vorhanden.

B 8 Die Probe zeigt ein Korngrößenmaximum, das etwa bei 0,4—0,5 mm liegt. — Die Quarzkörner gleichen weitgehend denjenigen der Probe 7. Die gröbere Kornfraktion enthält lediglich stärker Eisenhydroxyd, auch selbständige Limonitkörner sind vorhanden. Gesteinskörner nicht beobachtet.

B 9 Die Probe zeigt nur ein breites, undeutliches Korngrößenmaximum bei etwa 0,4—0,5 mm. — Nicht nur die Korngrößen, sondern auch die Kornformen der Quarze sind sehr heterogen. Neben splittrigen bis kantengerundeten Körnern sind auch zahlreiche gutgerundete, poliert wirkende Quarze vorhanden. Vereinzelt sind Feinsandkörnchen durch Limonit zu groben Körnern verklebt, das Eisenhydroxyd bildet auch \pm dicke Krusten auf den Quarzkörnern. — Neben Quarz sind rötliche und weißliche \pm stark angewitterte Feldspatkörnchen untergeordnet vorhanden. Einzelne Gesteinskörner wurden beobachtet. Die Probe enthält relativ viele Reste von offensichtlich rezenter Flora und Fauna. Sehr selten sind Bruchstücke von kalkigen Fossilshalen zu beobachten. Bemerkenswert ist, daß Wurzelröhrchen intensiv limonitisiert sind. Die Eisenhydroxydbildung ist daher, wenigstens zum Teil, ebenfalls rezent.

B 10 Ein Korngrößenmaximum ist in der Probe nicht zu erkennen. Die Quarzkörner sind sehr unterschiedlich gerundet. Neben splittrigen — kantengerundeten Kornformen finden sich auch zahlreiche sehr gut gerundete Quarze. Die Probe enthält viel Eisenhydroxyd und zwar zum Teil in Form von Belägen auf den Quarzkörnern, wie auch in selbständigen Körnern, die zum Teil gut gerundet sind. Außer Quarz sind meist rötliche \pm stark angewitterte Feldspatkörner und auch Sandsteinbruchstücke zu beobachten. Auffällig ist ein relativ hoher Gehalt an Serizitschieferstückchen, ebenso scheint die Schwermineralführung höher als in den übrigen Proben. Wie in der Probe 9, so sind auch hier zahlreiche Reste von Flora und Fauna enthalten.“

Röntgenographische Arbeitsergebnisse

„Die Proben wurden mittels der Röntgen-Beugungs-Methode auf ihren Mineralbestand analysiert. Untersucht wurde zunächst die gesamte Kornfraktion < 2 mm, und um die Tonsubstanz besser erfassen zu können, auch die Fraktion < 1 mm. Die Ergebnisse sind in den folgenden Tabellen zusammengefaßt. Die quantitativen Angaben sind lediglich geschätzte Werte, geben aber die Unterschiede innerhalb der Probenreihe ziemlich genau wieder. — Mit der Röntgen-Beugungs-Methode ist nur kristallisierte Substanz erfaßbar. Minerale mit einer Mengenbeteiligung von etwa $< 3\%$ sind meist nicht mehr analysierbar.

Erläuterungen zur Mineraltabelle.

- Glimmer-Minerale:** Da die Glimmerminerale meist in schlecht kristallisiertem Zustand und in geringer Konzentration vorlagen, ist eine eingehende Diagnose nicht möglich. In allen Fällen lagen Glimmer der Serizit-Gruppe vor, die jedoch in den meisten Proben \pm intensiv zu Illit verwittert sind. In B 10 ist noch relativ viel frischer Serizit enthalten.
- Kaolin-Minerale:** An Kaolin-Mineralen ist nur die weniger gut kristallisierte Form des Fireclays in allen Proben enthalten.
- Chlorit-Montmor.:** Frische Chlorite wurden in keiner Probe festgestellt. Die Minerale dieser Reihe liegen als stark verwitterte Bildungen vor, die mehr den Montmorilloniten nahestehen.
- Limonit:** In allen Fällen handelt es sich um Goethit der α -FeOOH-Modifikation. Da erfahrungsgemäß das Eisenhydroxyd zum Teil in sehr schlecht kristallisiertem, quasi amorphem Zustand vorliegt, können die in der Tabelle angegebenen Werte zu niedrig sein.

Ergebnis der Analysen

Die Unterschiede in der Tonmineralführung sind nicht prägnant. Die Paragenese mit Kaolin-Fireclay, vorwiegend illitischen Glimmern und Montmorillonit-Mineralen weist in allen Fällen auf eine starke Verwitterung der Ausgangsminerale hin. — Betrachtet man die Feldspatführung, so zeigen sich gewisse Unterschiede. Die Proben B 6, 7, 9, und insbesondere B 10 besitzen gegenüber den übrigen eine erhöhte Feldspatführung. — Die stärkere Anwesenheit dieses Minerals kann theoretisch auf verschiedene

Ursachen zurückgeführt werden, z. B. geringe Verwitterungsintensität in verschiedenen Klimaten, schnellere Sedimentation bzw. Abtragung, oder ein unterschiedliches Abtragungsgebiet. In Hinblick darauf, daß diese 4 Proben als einzige der Serie auch nennenswerte Augitgehalte haben, gewinnt die letztere Deutung an Wahrscheinlichkeit. Möglicherweise kommen hier u. a. basische oder intermediäre Vulkanite bzw. allgemein Magmatite als Abtragungsmaterialien in Frage.“

Tabelle 2

Fraktion < 2 mm (Angaben in Gew.%)

Proben-bez.	Quarz	Feldspat	Glimmer-Min.	Kaolin-Min.	Clorit-Montmorillonit	Sonstige
B 1	85	?	3	3	3	5 (Limonit)
B 2	85	≈ 3	3	5	3	-
B 3	80	-	?	10	≈ 3	3 "
B 4	80	≈ 3	5	≈ 10	≈ 3	-
B 5	80	?	5	10	5	? "
B 6	90	3	≈ 3	3	≈ 3	-
B 7	80	3	≈ 5	10	≈ 3	? "
B 8	80	3	3	5	≈ 5	≈ 5 "
B 9	75	5	≈ 3	5	≈ 5	≈ 5 "
B 10	55	5-10	10	5-10	≈ 5	5 "

Tabelle 3

Fraktion < 0,1 mm (Angaben in Gew.%)

Die quantitative Beteiligung dieser Fraktion wurde den Kornfraktionsanalysen entnommen.

Proben bez.	Gew.-Anteil	Quarz	Feldspat	Glimmer-Min.	Kaolin Min.	Chorit-Montmorillonit	Sonstige
B 1	35,7	70	3	5-10	10	3	5 (Limonit)
B 2	61,2	75	3	5	≈ 10	≈ 5	-
B 3	25	40	-	3-5 (Illit)	45	?	-
B 4	76,3	60	3	5-10	20	5	-
B 5	65,6	55	?	10	20	10	-
B 6	26,6	65	5	5	10	10	-
B 7	46,5	50	3-5	5-10	20	≈ 5	? (Limonit)
B 8	27,6	40	≈ 3	5	20	?	≈ 5 (Limonit)
B 9	66,4	65	10	≈ 5	5-10	≈ 5	≈ 5 (Limonit)
B 10	82,6	45	10	15	10	≈ 5	≈ 5 (Limonit)

ANHANG IV: Bericht über die mineralogische Untersuchung von Sedimenten im Flußgebiet der Nahe. (Probenreihe E)

(Gutachten)

Die Schwermineralanalyse

Die Schwerminerale der Rheinsedimente und seiner Zuflüsse sind — insgesamt gesehen — in den Fraktionen 0,063—0,1 und 0,1—0,2 mm am stärksten vertreten, obwohl einige Schwerminerale vulkanischen Ursprungs — wie Pyroxen und Hornblende — in der Nähe von Magmatitvorkommen auch in größeren Fraktionen stark auftreten können. Um vergleichbare, repräsentative Werte zu erhalten, wurden aber bei der quantitativen Auszählung der durchsichtigen Schwerminerale die beiden obengenannten Fraktionen untersucht. Sie wurden zu einer Fraktion zusammengefaßt. Diese wurde mit heißer konzentrierter Salzsäure und Zinnchlorid ausgewaschen und von ihr eine schwere Fraktion mit Bromoform abgetrennt. Trotz dieser Salzsäurebehandlung gingen noch unterschiedliche Anteile von Eisenoxyd-Hydrat mit in die Schwerefraktion ein. Die Prozentgehalte der schweren Fraktion in der Tabelle 1 (erste Zeile) haben deshalb nur geringen Aussagewert.

In dieser Wertreihe sind also außer den durchsichtigen Schwermineralen auch die opaken Komponenten der Schwerefraktion — mit Brauneisen durchsetzte Gesteinsfragmente, sog. Alterite, Leukoxenkörner, Erzkörner, etc. — enthalten. Mit Ausnahme der Erzkörner wurde diese jedoch — wie üblich — nicht näher untersucht.*

Anmerkungen zu Tabelle 1

„Da es sich herausstellte, daß einige Proben einen beträchtlichen Gehalt an Erzmineralen aufweisen, wurden diese abgetrennt und z. T. gesondert im Anschliff untersucht. Die Prozentgehalte an Erzmineralen von der Gesamt-Schwerefraktion betragen: E 1—1,5 %; E 2—4 %; E 3—2 %; E 4—22 %; E 5—2,5 %; E 2—3 %.

Im wesentlichen liegt in allen Proben nur Titanomagnetit vor, wobei die Körner häufig etwas korrodiert erscheinen. Auch Martitisierungen, d. h. Umwandlung der Magnetitanteile in Hämatit, sind gelegentlich in entmischten Titanomagnetiten zu beobachten. In Probe E 2 tritt untergeordnet auch Ilmenit auf.

Die Titanomagnetite und auch der Ilmenit sind im wesentlichen auf basische Vulkanite zurückzuführen. Ihre höchsten Anteile, in den Proben E 4 und E 2, gehen dementsprechend offenbar auch mit erhöhten Gehalten an brauner Hornblende.

Probe E 7 fällt in dieser Beziehung jedoch aus der Reihe.

E 1 Zirkone abgerundet, in der Regel farblos, selten rötlich. Die stets braune Hornblende hat gelegentlich Hahnenkamm-Formen (Verwitterung). Die Titanite sind stets groß (0,1—0,2 mm ϕ).

E 2 Klinopyroxen (Augit) flaschengrün, es liegt meist ein diopsidischer Augit vor. Zirkone abgerundet, selten idiomorph-säulig. Hornblende z. T. mit Verwitterungsformen.

E 3 Zirkone nur abgerundet, teilweise rötlich. Praktisch kein Turmalin.

E 4 wie E 3, relativ viele große Titanie, z. T. mit fast idiomorpher „Briefkuvert“-Form.

E 5 Zirkone gelegentlich idiomorph und dann säulig, sonst abgerollt. \pm 5 % rötliche Zirkone.

E 7 wie E 5.

Die relativ häufigen Titanite lassen sich auf Magmatite von granodioritischen oder saurem Chemismus zurückführen. In basischen Magmatiten (Diabasen, Melaphyren) treten sie kaum auf. Möglicherweise stammen sie teilweise vom Nohfeldener Porphyry? Die relative Größe der Körner — stets 0,1—0,2 mm ϕ — läßt auf geringe Entfernung vom Abtragungsgebiet bzw. geringe Aufarbeitung schließen.

Das Zirkon-Turmalin-Verhältnis ist mit Ausnahme der Probe E 1 stark verschieden von früheren Proben bzw. auch von dem Verhältnis, in dem sie in den meisten Sedimentgesteinen des Rheinischen Schiefergebirges vorkommen. Entweder sind die Herkunftgebiete extrem arm an Turmalin oder ein hoher Prozentsatz der Zirkone stammt von sauren Magmatiten. Gegen letztere Bedeutung spricht jedoch die gut abgerollte Ge-

stalt der Zirkone. Daher darf auch vermutet werden, daß die Probe E 7 — in der vulkanische Minerale praktisch fehlen — aus Material besteht, das im wesentlichen aus Sedimentgesteinen herrührt; wobei auch diese Gesteine relativ arm an Turmalin sind (Quarziten?). Die Proben E 1—E 5 haben alle einen Anteil an saurem und basischen Vulkanitmaterial, der sich aus den Gehalten an Klinopyroxen, Hornblende und Titanit ablesen läßt.“

Tabelle 1

Häufigkeitsverteilung der nicht opaken Schwerminerale in der Fraktion 0,063—0,2 mm ϕ

Probennummer	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	E 7
%-Gehalt*) der schweren Fraktion 0, 063—0,2 mm ϕ	0,06	0,17	0,08	0,25	0,09	0,05
Zirkon	43	34	70	26	71	83
Turmalin	18	4	1	1	3	5
Granat			1			
Rutil	3	4	8	5	10	9
Monazit		1				
Staurolith					1	1
Andalusit		1				
Epidot-Zoisit	1	1			1	
grüne Hornblende	1					
braune Hornblende	11	26	4	39	4	1
Klinopyroxen (Augit)	13	23	8	13	5	
Titanit	8	6	6	16	4	1
Hypersthen	2		2		1	

*) Hierin sind außer den nicht opaken Schwermineralen auch die opaken Bestandteile einschließlich Goethit und mit Goethit imprägnierten Gesteinsfragmente enthalten.

Beschreibung der Geröllkomponenten (> 2 mm ϕ)

„E 1 Wenige kantengerundete 2—3 mm große Gerölle von Sand- und Siltstein sowie Quarzit, z. T. mit limonitischer Kruste. Einige z. T. Mn-haltige Limonit-Aggregate und Quarzgerölle. Insgesamt sehr geringer Anteil an Geröll.“

E 2 Eckige und kantengerundete Quarzbruchstücke (60 %). Etwa 35 % Anteil an phyllitischen Tonschiefer-Bröckchen. Der Rest ist Sandstein und wenige Limonit-Aggregate.

E 3 Kantengerundete Quarzgerölle mit zumeist rötlichen Eisenoxyd-Häutchen (Hämatit) bis zu 3 cm ϕ . Auch einzelne Aggregate von Quarzkörnern, die durch Hämatit zusammengebacken sind. Wenige Prozent von weißlich gebleichtem Sericitschiefer und Quarzit.

E 4 Eckige und kantengerundete Quarzgerölle, bis 5 mm ϕ , selten größere (+ 85 %). Der Rest besteht aus sericitisch-phyllitischem Schiefer und Quarzit bzw. quarzitischem Sandstein.

E 5 Eckige und kantengerundete Quarzgerölle, in der Hauptsache unter 1 cm ϕ . Nur vereinzelt Bröckchen von Sericitschiefer und Quarzit.

E 7 Eckige und kantengerundete Quarzgerölle, vereinzelt bis 2 cm ϕ , meist < 1 cm. Gelegentlich sind Quarzkörner durch Limonit verbacken. Der Rest (10 %) besteht aus Bröckchen von weißlich-grauem, mürbem Sandstein.“

Beschreibung der Sandkomponenten der Fraktion 0,1—2 mm

„E1 Das Korngrößenmaximum dieser Fraktion liegt unterhalb 0,5 mm. Diese Feinsandfraktion besteht fast ausschließlich aus milchigen, z. T. klaren, auch gelblichen Quarzkörnern. Die Form der Körner ist kantengerundet bis gerundet. Zum Teil wirken die Quarze aber wie angelöst bzw. angeätzt. Die gering beteiligte gröbere Fraktion besteht aus Brauneisenkonkretionen, durch Brauneisen verkitete Quarzkörner und wenige ± stark verwitterte Sericitschiefer- bzw. Phyllitbröckchen.

E2 Die Probe zeigt kein eigentliches Korngrößenmaximum. Überwiegend — und zwar besonders die Feinfraktion — besteht dieses Material aus eckigen bis gerundeten Milchquarzkörnern. Untergeordnet sind auch gelblich gefärbte Quarze und Bergkristallbruchstücke vorhanden. Neben Quarz enthält die Probe sehr viel Phyllit- und Tonschiefereste. Die Schiefer sind meist gebleicht, dünntafelig, blättchenförmig und z. T. kreisrund geformt. Außerdem sind Quarze mit Brauneisen- und Hämatitkrusten z. B., auch selbständige Brauneisenaggregate vorhanden. Sporadisch kommen schwarze, glänzende Erzkörner (Titanomagnetite) vor.

E3 Diese Probe ist relativ grobkörnig, zeigt jedoch ebenfalls kein ausgeprägtes Korngrößenmaximum. An Mineralkomponenten liegen überwiegend eckige bis kantengerundete Milchquarze vor. Sporadisch sind auch idiomorphe Bergkristalle (Drusenquarze) vorhanden. Nur in den Grobfraktionen finden sich hin und wieder Brauneisenaggregate und ganz selten Phyllitgerölle.

E4 Auch in dieser Probe ist kein eindeutiges Korngrößenmaximum zu erkennen. An Mineralkomponenten herrscht Quarz, und zwar Milchquarz, vor, daneben sind auch gelbliche Quarze und Bergkristallbruchstücke erkennbar. Z. T. sind die Quarzkörner durch Hämatit und Brauneisen dicht verklebt. Brauneisen und auch Hämatit kommen jedoch auch in selbständigen Körnern vor. Phyllit- und Tonschiefergerölle sind besonders in der gröberen Fraktion häufig. Diese Tongesteine sind, wie ihre helle bis dunkle Färbung zeigt, unterschiedlich verwittert. Sporadisch sind kleine schwarze Erzkörnchen (Titanomagnetit) vorhanden.

E5 Ein schärferes Korngrößenmaximum ist nicht feststellbar. Bei den Sandkörnern handelt es sich überwiegend um Milchquarze, die eckige bis kantengerundete Formen aufweisen. Selten sind feinzellige bzw. poröse Quarzkörner und Bergkristallbruchstücke zu beobachten. In der Probe sind 3 tiefschwarze mit Quarz verwachsene Körner enthalten. Vermutlich handelt es sich um Manganoxyd.

E7 In dieser Probe sind die Korngrößen relativ gleichmäßig verteilt. Neben eckigen bis kantengerundeten Milchquarzkörnern enthält der Sand ziemlich viel Quarzkörner. Die Quarzite führen z. T. Sericit, z. T. sind sie feinzellig ausgelagert. Selten sind Bergkristallbruchstücke zu beobachten. — Brauneisenaggregate, verschiedentlich Quarzkörner verkitend, kommen nur stark untergeordnet vor.“

Röntgenographische Analysen-Ergebnisse

„Die Proben wurden mittels der Röntgen-Beugungs-Methode auf ihren Mineralbestand analysiert. Untersucht wurde zunächst die gesamte Kornfraktion < 2 mm, und, um die Tonsubstanz besser erfassen zu können, auch die Fraktion < 0,1 mm. Die Ergebnisse sind in den folgenden Tabellen zusammengefaßt. Die quantitativen Angaben sind lediglich geschätzte Werte, geben aber die Unterschiede innerhalb der Probenreihe ziemlich genau wieder. — Mit der Röntgen-Beugungs-Methode ist nur kristallisierte Substanz erfaßbar, Minerale mit einer Mengenbeteiligung von etwa < 3% sind meist nicht mehr analysierbar.

Tabelle 2

Fraktion < 2 mm

Probenbezeichnung	Quarz	Feldspat	Glimmer-Minerale	Kaolin-Minerale	Chlorit-Montmorillonit	Chlorit
E 1	55	≈ 3	25 (Illit)	10—15 (Fireclay)	≈ 3	-
E 2	45	≈ 5	20-25 (Sericit + Illit)	20 (Fireclay)	3	-
E 3	85	≈ 3	5 (Sericit)	5 (Kaolinit)	≈ 3	-
E 4	60	≈ 5	10—15 (Sericit + Illit)	5—10 (Fireclay)	3	5-10
E 5	80	?	10 (Illit)	5—10 (Fireclay)	≈ 3	-
E 7	80	≈ 3	5-10 (Sericit)	5 (Fireclay)	≈ 3	-

Erläuterungen zur Mineraltabelle

- Glimmer-Minerale:** Die Glimmer-Minerale kommen in zwei Arten vor, und zwar dem gut kristallisierten, wenig verwitterten Sericit und dem stark verwitterten Illit.
- Kaolin-Minerale:** An Kaolin-Mineralen ist außer der Probe E 3 nur die weniger gut kristallisierte Form des Kaolinites Fireclay nachzuweisen.
- Chlorit:** Eigentlicher Chlorit ist nur in der Probe E 4 enthalten.
- Chlorit-Montmorillit:** Es handelt sich hierbei um stark verwitterte Chlorite die z. T. in Montmorillonit umgewandelt sind.“

Tabelle 3

Fraktion < 0,1 mm

Proben-Bezeichnung	Quarz	Feldspat	Glimmer-Minerale	Kaolin-Minerale	Chlorit-Montmorillonit	Chlorit
E 1	50	≈ 3	20-25 (Illit)	20 (Fireclay)	3	
E 2	35-40	≈ 3	25 (Sericit + Illit)	25 (Fireclay)	3	
E 3	70	≈ 3	10-15 (Sericit)	10-15 (Kaolinit)	≈ 3	
E 4	50	≈ 3	25 (Sericit + Illit)	10 (Fireclay)	≈ 3	5-10
E 5	50	3	20-25 (Illit)	20 (Fireclay)	≈ 3	
E 7	55	5	15-20 (Sericit)	20 (Fireclay)	≈ 3	

Ergebnis der röntgenographischen Analyse

„Während die Proben in ihrer Kaolinführung und den Chlorit-Montmorillonitgehalten kaum Unterschiede aufweisen, lassen sich bei den Glimmern deutliche Verwitterungsunterschiede erkennen. Z. T. liegt noch frischer Sericit vor, z. T. stark verwitterter Illit. — Die Ursache für diese Erscheinung ist mit großer Wahrscheinlichkeit in der unterschiedlichen Korngröße des umgelagerten Tonminerals zu suchen. — Das meiste Tonmaterial dürfte aus den Hunsrückschiefern und den Phylliten der Nahezone stammen. Diese Tongesteine wurden wahrscheinlich während des Miozäns intensiv und tiefgründig kaolinisiert. Diese Kaolinisierung betraf jedoch nur die reichlich vorhandene Chloritkomponente der Tongesteine. (Vgl. z. B. F. J. ECKHARDT 1960.) Diese Beobachtung fanden wir bei unseren eigenen Untersuchungen immer wieder bestätigt. — Wird jedoch das in sich verwitterte Material in feinen Korngrößen umgelagert, so wird durch die zusätzliche mechanische Beanspruchung auch der Sericit angegriffen und in Illit umgewandelt. Der Illit dürfte daher in den vorliegenden Proben in der Tonkomponente enthalten und auch als solcher umgelagert sein. Der Sericit wird dagegen im wesentlichen in den Phyllit- bzw. Tonschiefer-Bröckchen transportiert worden sein, wo er gegen Verwitterung besser geschützt war und daher erhalten blieb.“

Krefeld, den 1. 12. 1967.

gez. Dr. Scherp

Dr. Stadler

Dr. Werner

Nachtrag zu dem Bericht

„Von den Proben E 1—E 5 und E 7 sind in dem o. a. Bericht die Fraktionen < 2 mm und $< 0,1$ mm nun mit Hilfe der Röntgen-Beugungs-Methode auf ihren Mineralbestand untersucht worden. Um eine Vergleichsmöglichkeit ... zu erhalten, sollte ... noch die Fraktion $< 0,002$ mm analysiert werden.

Die quantitativen Angaben in den nachstehenden Ergebnissen sind lediglich geschätzt worden, da nicht nur die quantitative Beteiligung eines Minerals sondern auch der Grad seiner Kristallinität für die Intensität seiner Röntgeninterferenzen verantwortlich ist.“

Tabelle 4

Analysenbefund der Fraktion $< 0,002$ mm

Proben- bezeichn.	Quarz	Feldspat	Glimmer-Min. (meist Illit)	Kaolin- Minerale	Chlorit- Montmoril.
E 1	10	< 3	25	35	-
E 2	5-10	< 3	30	35	2
E 3	10-15	?	25	40	≈ 3
E 4	5-10	< 3	20	45	≈ 3
E 5	5-10	< 3	25	50	≈ 3
E 7	5	?	30	40	≈ 3

Ergebnis: Vergleicht man die Analysen der Fraktion $< 0,002$ mm mit denjenigen der größeren Fraktionen, so ergeben sich nur in der quantitativen Zusammensetzung deutliche Unterschiede. In der Tonfraktion nehmen die Gehalte der detritischen Minerale — wie zu erwarten war — stark ab. Der Kaolin hingegen ist weitaus stärker vertreten, da er als Neubildung eine im Durchschnitt geringe Korngröße aufweist. Auffällig ist, daß die quantitativen Angaben bei weitem nicht 100% ergeben. Dies kann darauf schließen lassen, daß die Tonfraktionen einen höheren Gehalt an röntgenamorpher Substanz aufweisen, oder daß die Minerale in einem schlechteren kristallinen Zustand vorliegen. Wahrscheinlich sind beide Möglichkeiten dafür verantwortlich.“

Krefeld, den 27. 12. 1967

gez. Scherp

Bildteil

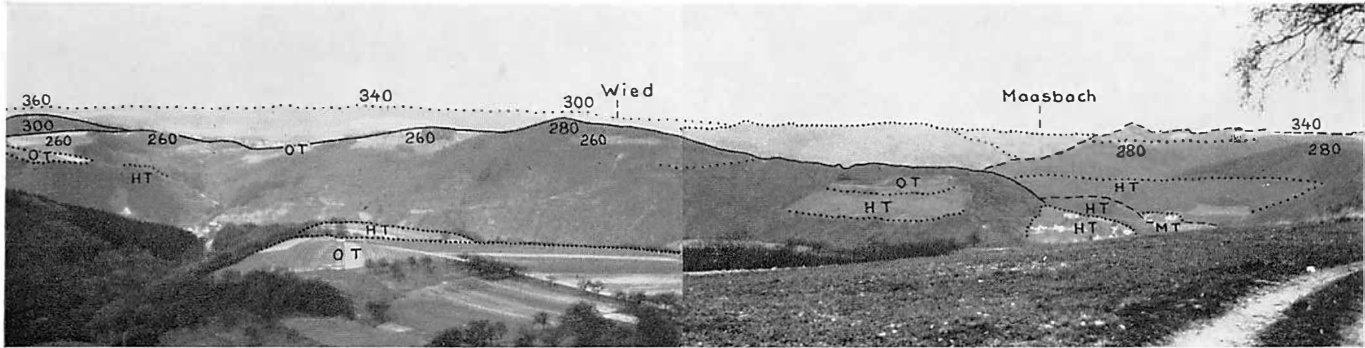


Bild 1 Blick von östlich Waldbreitbach (Standort auf dem 300 m-Niveau südlich Wüscheid) nach NW über den Weiler Gasbitze auf dem Mittelterrassensporn. Von Gasbitze nach links (= W) Steilanstieg zur Hauptterrasse und von dort zum 260 m-Niveau. Hinter Gasbitze der Sporn der HT von Lache. Im Hintergrund links Verebnungen in 300 m NN um Rahms, die sich nach rechts zur Bildmitte hin (= O) zum Einschnitt des Masbaches absenken, überragt vom Roßbacher Häuptchen (300 m NN). Von dort Anstieg nach O (rechts) zum 340/360-Niveau von Breitscheid.

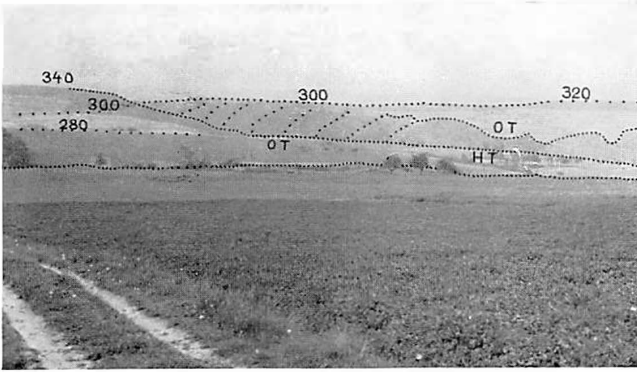


Bild 2 Nordteil des *Miehlener Beckens*: Blick vom 280 m-Niveau östlich Niederbachheim an der Straße Niederbachheim-Marienfels nach NO. Auf das Mühlbachtal — diagonal vom rechten Bildrand hinten (= SO) nach links (= NW) — und auf das Tal von Geisig (vom linken Bildrand hinten nach rechts) dachen sich die Riedel zur Oberterrasse flach ab. Jenseits des Tales von Geisig, am linken Bildrand, ist der bewaldete Hang ins 280 m-Niveau eingeschnitten. Von dort geht er nach N steil zum 340 m-Riegel des Hauckberges empor. Das 280 m-Niveau läuft nach rechts (= O) in den Sporn der Ober-Terrasse aus, dem gegenüber auf der östlichen Talseite des Mühlbaches ein Gleithang im selben Niveau entspricht. Auf diesem Gleithang liegt der Ort Berg vor dem Anstieg von der OT zum bewaldeten 300/320 m-Niveau, das, lang hinziehend, den Blick nach O begrenzt. Vom Gleithang bei Berg ab, zur Bildmitte hinten hin, versteilt und verengt sich das Mühlbachtal zusehends beim Eintritt in den Durchbruch durch das 300 m-Niveau.

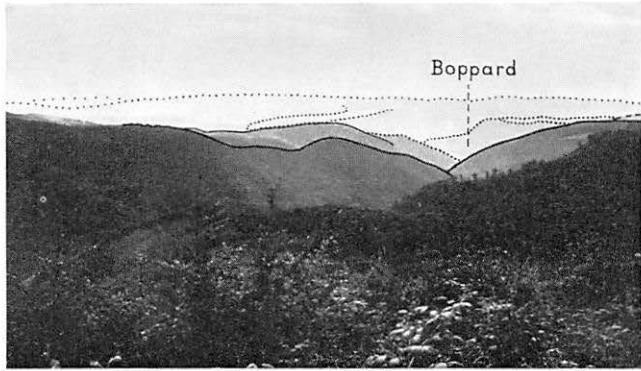
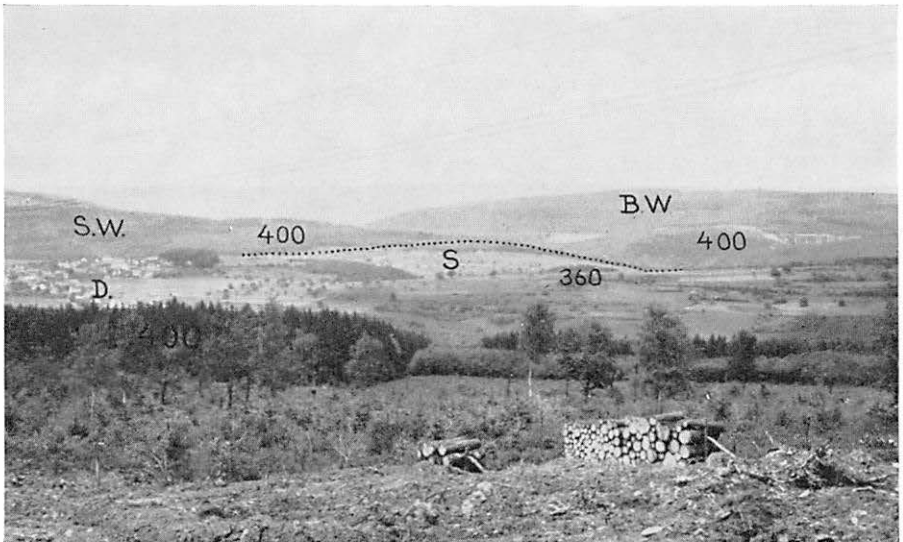


Bild 3 Am P. 433 beim Steinkopf nordwestlich *Boppard*. Blick nach SO, dem Steinigtal abwärts auf Boppard an der Rheinschleife. Von dort Steilaufstieg zur Hauptterrasse (rechts zum „Eisenholz“, links zum langen, von der großen Rheinschleife umzogenen Terrassenstück von Filsen gegenüber Boppard = helle Fläche). Dem Steinigtal von Boppard aufwärts sind die vorspringenden Riedel jeweils im nächsthöheren Niveau ausgebildet (d. h. das Tal reißt quer zu den Niveaus diese an): am Rhein die HT mit deutlichem Knick zum 300 m-Niveau, nach aufwärts davor die Riedel im 300 m-Niveau (rechts: Kalmut) mit Anstieg auf 360 m (links) und dort auf etwa 400 m. Im Vordergrund rechts um 360 m. Der Hintergrund des Bildes wird abgeschlossen durch die 400 m-Schwelle, die den „Rheintrog“ vom Michleener Becken hinter der Schwelle abtrennt.



Text zu Bild 4:

Bild 4 Von der Schöneberger Höhe (491 m) aus nach N über Kohlenberg (400 m) rechts (= O) und das Dorf Dörrebach links (= W), ferner über das Dorf Seibersbach (Bildmitte) auf den Einschnitt des *Guldenbaches* in den Quarzitrücken des Soonwaldes (links) und des Binger Waldes (rechts). Die bewaldete Kuppe rechts unterhalb Seibersbach ist der Erzhell im 360 m-Niveau, dem die sanfte Abdachung dahinter und um Seibersbach entspricht. Die Waldkulisse rechts oberhalb des Ortes verläuft im 400-m-Niveau, dem die neue Brücken- und Straßentrasse östlich des Guldenbaches zwischen Dachweiler (unmittelbar rechts der rechten Bildkante) und dem Rabenacker entspricht.

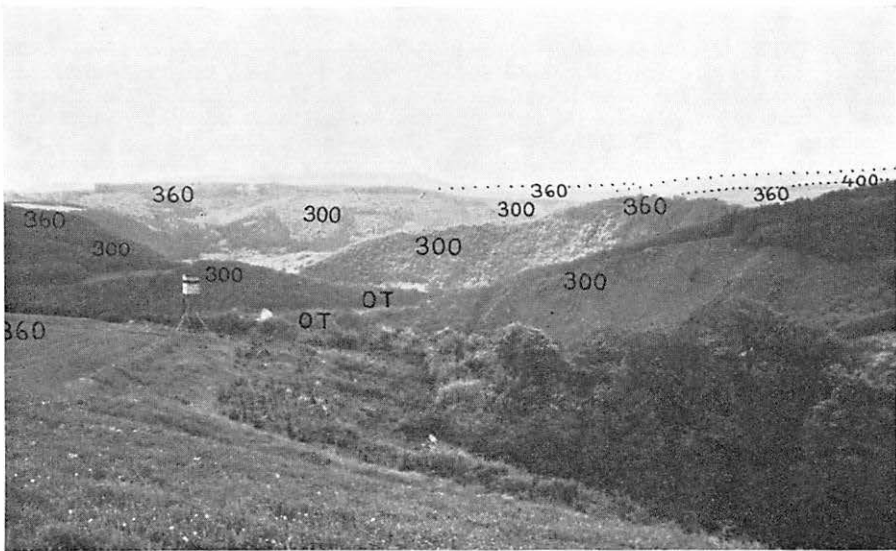


Bild 5 Der Mäanderabschnitt des *Simmernbaches* bei Königsau und Kellenbach vom „unteren Liniefeld“ (südwestlich Henau) aus nach SW hin gesehen. Die ausgeprägten Verflachungen im Vorder- und Hintergrund sowie im Mittelgrund rechts gehören dem 360 m-Niveau an. Von dort stufen sich die Rücken zwischen den Mäanderhälsen deutlich zunächst auf das 300 m-Niveau ab, um bei den niedrigsten Teilen der Sporne auf das Niveau der Oberterrasse abzufallen (sichtbar an den beiden sich verschränkenden Spornen in der Bildmitte). Das das Bild links hinten abschließende lange Plateau ist der „Heisterheck“ (= die Nordseite des 360-m-Plateaus von Brauweiler).



Bild 6 Östlich der Grohenmühle nördlich Gehlweiler (= südlich von Gemünden). Standort auf der talwärtigen Kante des 300 m-Niveaus. Blick nach S in den *Durchbruch des Simmernbaches*. Die Talsohle verläuft an der Mühle im Bereich der Oberterrasse und ist beim Ort Gehlweiler (Bildmitte) in das 280 m-Niveau (deutliche Kante und Verebnung) eingelassen. Die Fläche über den Häusern links bei den Pappeln ist in 340 (unten) und 360 m (Hangknick zum Soonwald-Anstieg am Waldrand links) ausgebildet und zieht sich nach S in den Durchbruch hinein. Darüber als Leiste links und rechts des Tales das 400 m-Niveau.

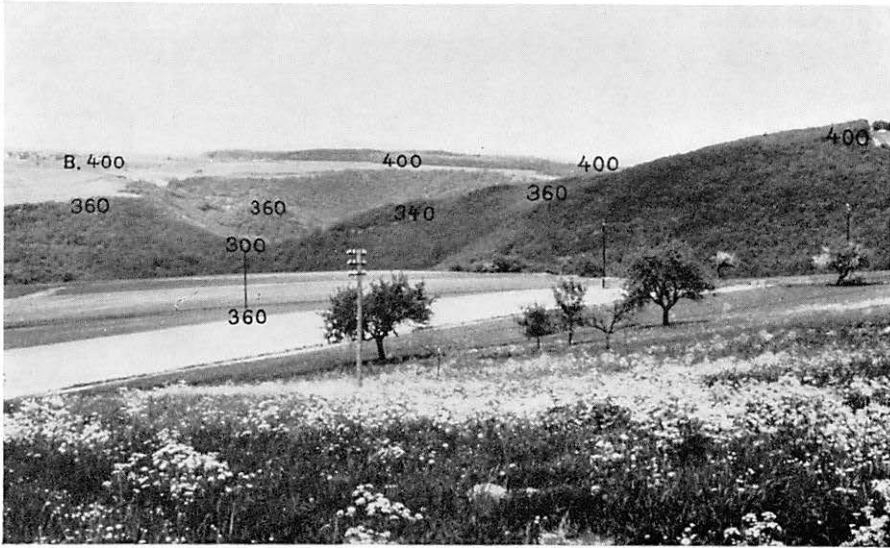
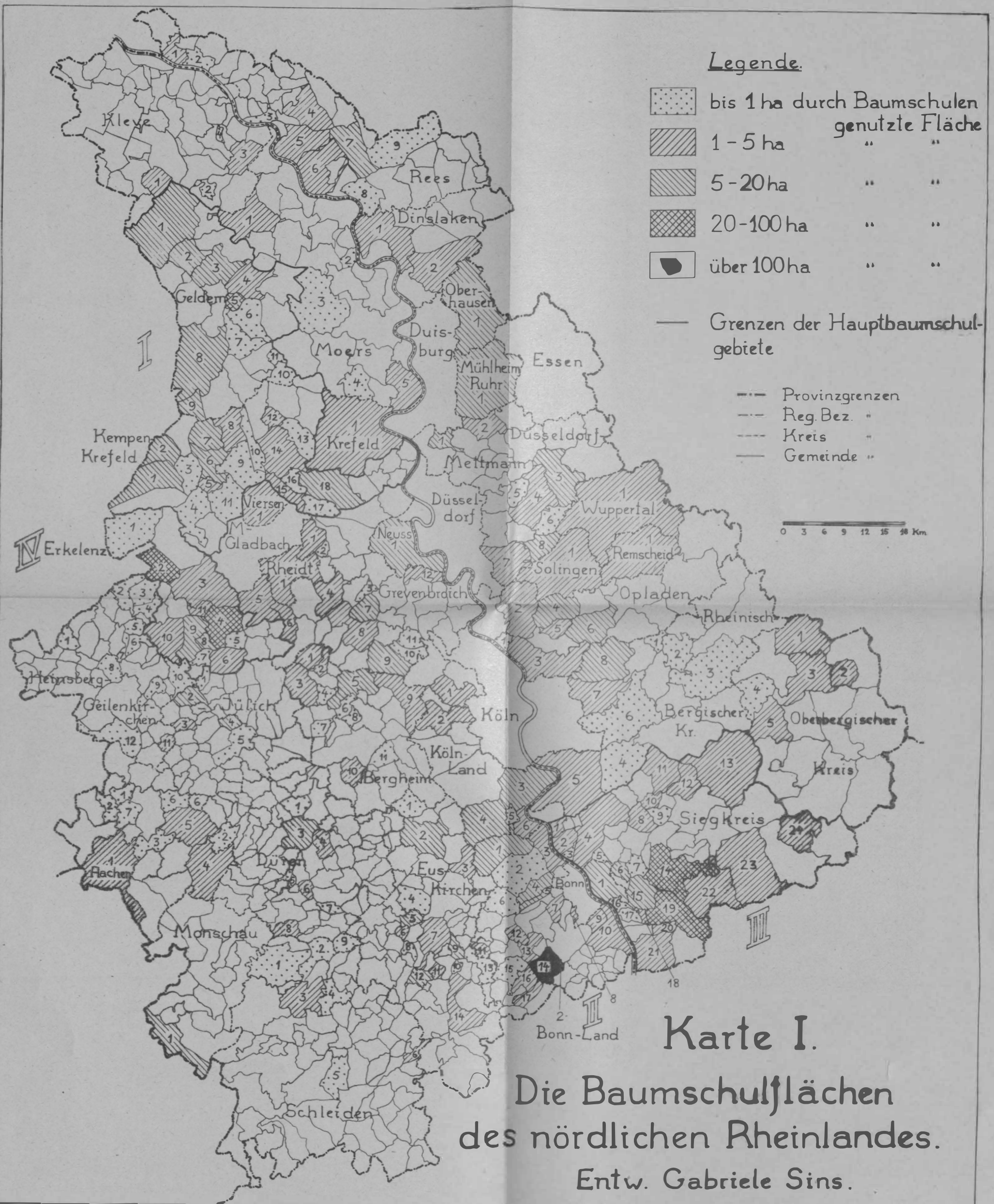







Bild 7 Das Habnenbachtal zwischen Bundenbach im W (linker Bildrand — Hintergrund) und dem Ginzberg bei Bruschied im O (rechter Bildrand — Vordergrund). Beide Orte, wie auch der Ginzberg, liegen im 400 m-Niveau, das hier, oberhalb des Durchbruchs (= nördlich) durch den Lützelsoon (im Rücken des Betrachters) morphologisch weithin beherrschend ist. Das 400 m-Niveau flacht sich (im Vordergrund, wie auch an der Mitte des linken Bildrandes) in die „Hochwanne“ des (340-) 360 m-Niveaus ab, das seinerseits unmittelbar durch die Erosion zerschnitten wird, wodurch die oberen, scharfen Talkanten entstanden sind; das 340- bzw. 360 m-Niveau begleitet also hier das Tal terrassenartig bzw. läßt sich nur noch in der Form von Hangknicken und Hangverflachungen verfolgen (z. B. rechter Talhang in der Bildmitte). Die am weitesten links stehende Stange zeigt mit dem oberen Ende auf zwei sich von links und rechts verschränkende, niedrige, gratartige Sporne, die auf halber Höhe des Talhangs im 280—300 m-Niveau ausgeprägt sind.



Bild 8 Das Nahetal oberhalb Kirn. Blick nach SW. Links der Ganskopf mit Kuppe im 400 m-Niveau. Das 360 m-Niveau darunter ist terrassenartig in den Fels eingeschnitten, wie darunter ebenfalls das 300 m-Niveau (unter dem Abschnitt der Umgehungsstraße). Das Nahetal wird durch das unmittelbar auf den Porphyrfelsen heranreichende 400 m-Niveau gesteinsbedingt stark eingengt. Nach oberhalb wird das eingengte Tal wieder geräumiger, da das 300 m-Niveau (Bildmitte) und das in 360 m (Hintergrund links) breiter entwickelt sind.



Legende.

-  bis 1 ha durch Baumschulen genutzte Fläche
-  1 - 5 ha " "
-  5 - 20 ha " "
-  20 - 100 ha " "
-  über 100 ha " "

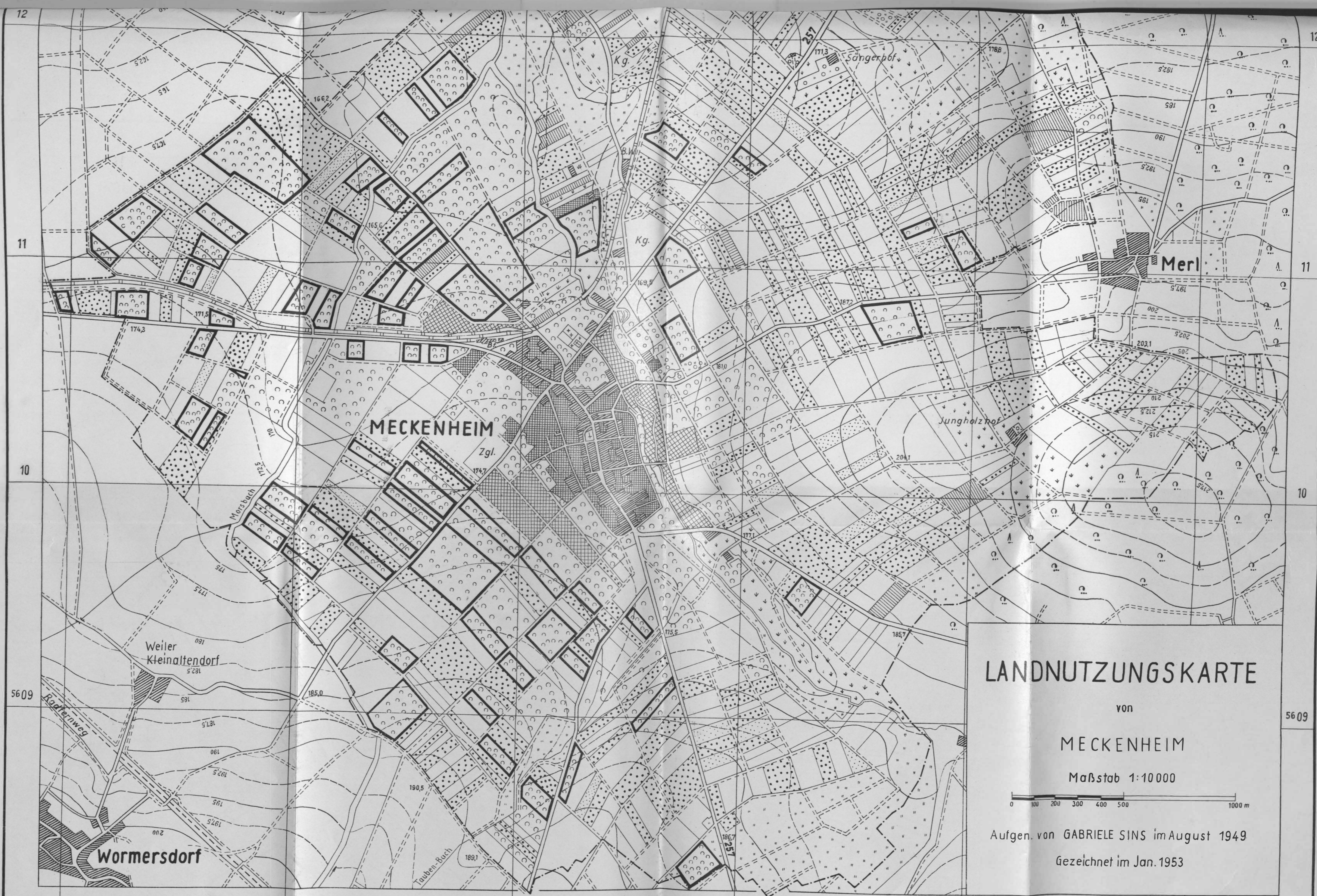
— Grenzen der Hauptbaumschulgebiete

- - - Provinzgrenzen
- - - Reg. Bez. "
- - - Kreis "
- Gemeinde "

0 3 6 9 12 15 18 Km.

Karte I.

Die Baumschulflächen des nördlichen Rheinlandes.
Entw. Gabriele Sins.

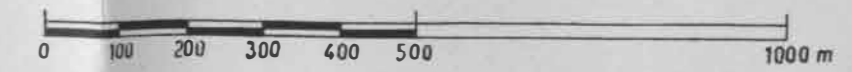


LANDNUTZUNGSKARTE

von

MECKENHEIM

Maßstab 1:10 000



Aufgen. von GABRIELE SINS im August 1949

Gezeichnet im Jan. 1953

25 75

J. Birkenhauer:

Die „rheinischen“ Flächen und das präpliozäne Talnetz

- Städte, Gemeinden
- Gewässernetz
- 250
○ 250 Höhenlinien mit Höhenzahl

1 : 250 000

0 5 10 km

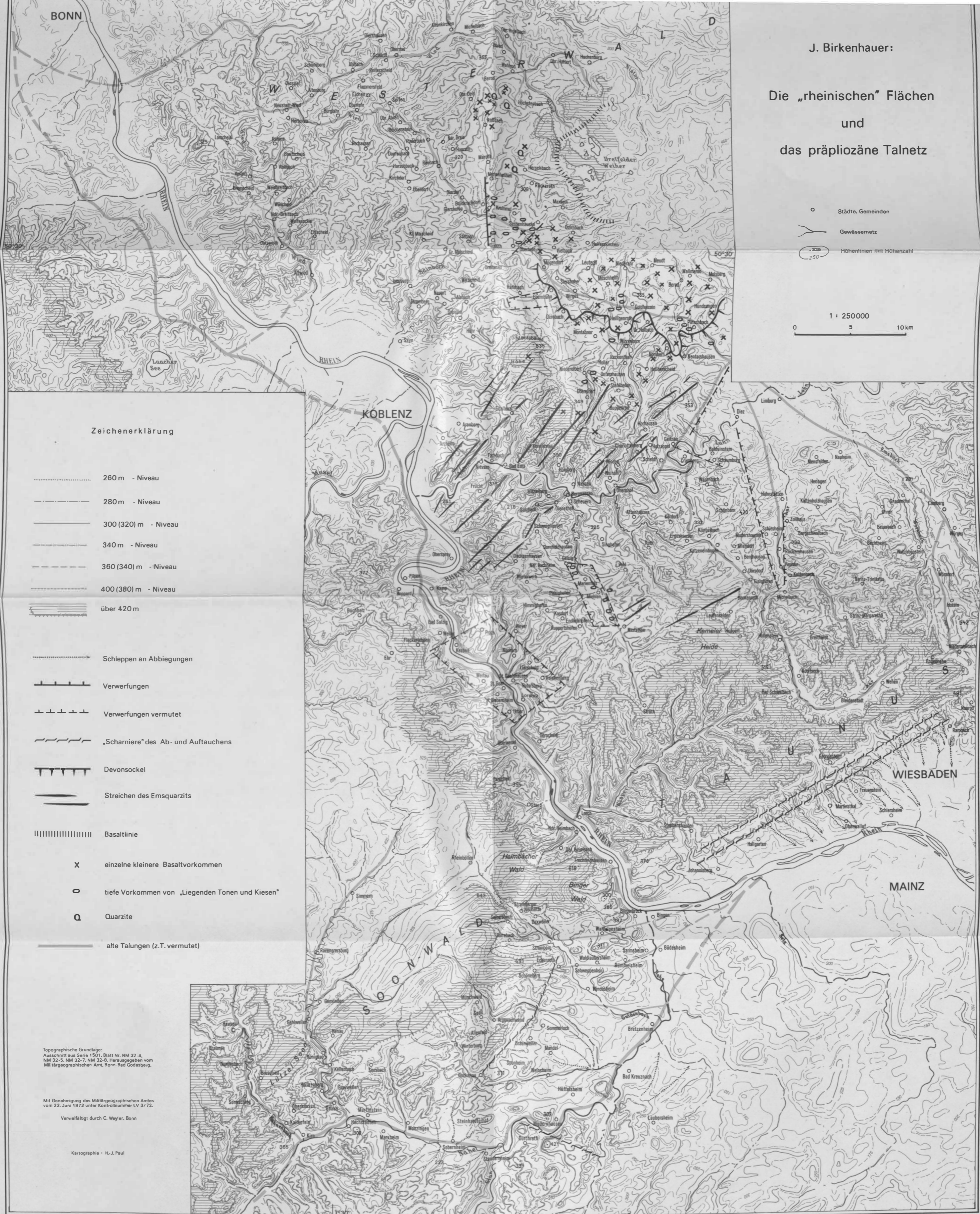
Zeichenerklärung

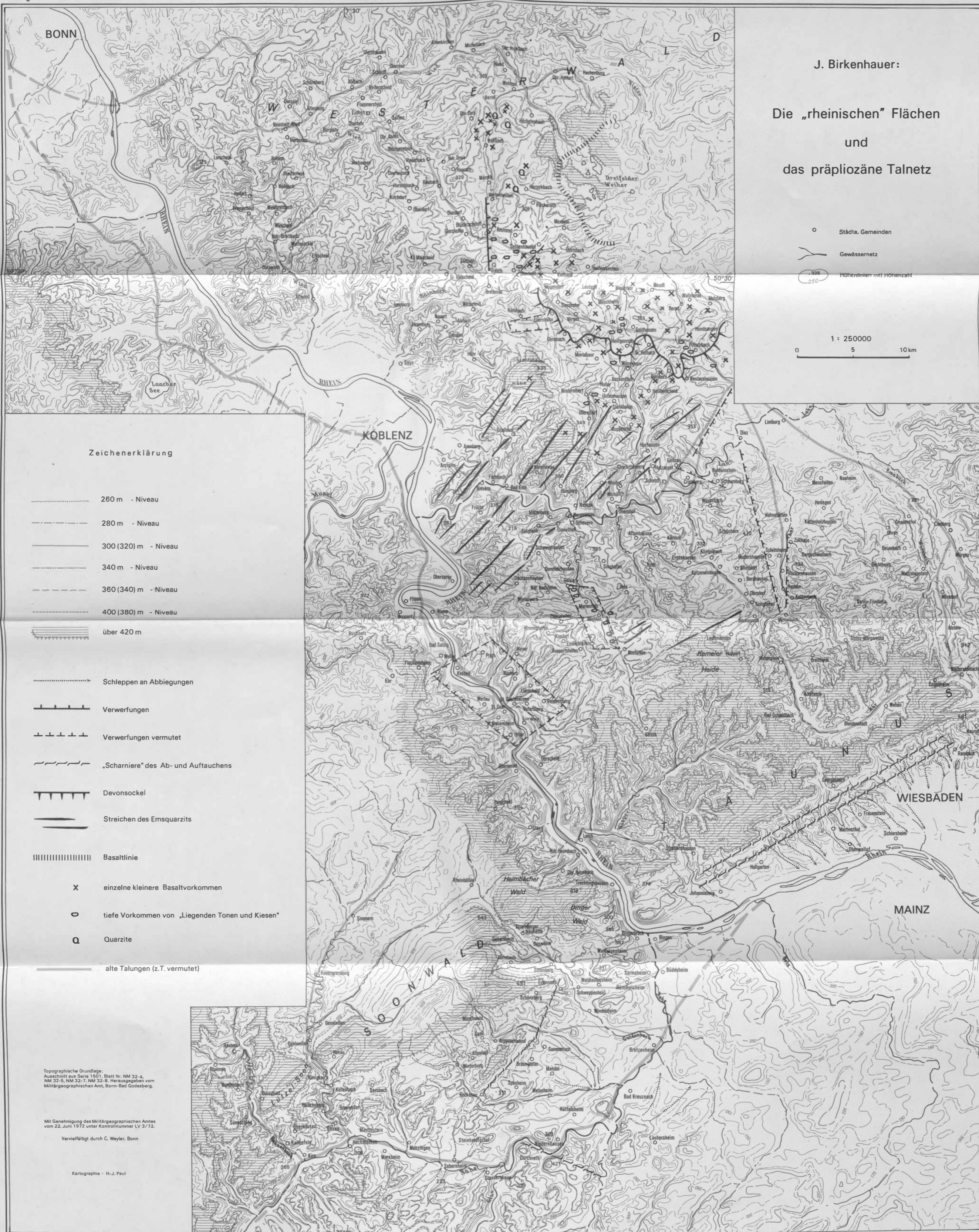
- 260 m - Niveau
- 280 m - Niveau
- 300 (320) m - Niveau
- 340 m - Niveau
- 360 (340) m - Niveau
- 400 (380) m - Niveau
- ===== über 420 m
- Schleppen an Abbiegungen
- Verwerfungen
- Verwerfungen vermutet
- „Scharniere“ des Ab- und Auftauchens
- Devonsockel
- Streichen des Emsquarzits
- ||||| Basaltlinie
- X einzelne kleinere Basaltvorkommen
- tiefe Vorkommen von „Liegenden Tonen und Kiesen“
- Q Quarzite
- alte Talungen (z.T. vermutet)

Topographische Grundlage:
Ausschnitt aus Serie 1501, Blatt Nr. NM 32-4,
NM 32-5, NM 32-7, NM 32-8. Herausgegeben vom
Militärgeographischen Amt, Bonn-Bad Godesberg.

Mit Genehmigung des Militärgeographischen Amtes
vom 22. Juni 1972 unter Kontrollnummer LV 3/72.
Vervielfältigt durch C. Weyer, Bonn

Kartographie - H.-J. Paul



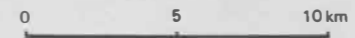


J. Birkenhauer:

Die „rheinischen“ Flächen
und
das präpliozäne Talnetz

- Städte, Gemeinden
- Gewässernetz
- 326
○ 250 Höhenlinien mit Höhenzahl

1 : 250000



Zeichenerklärung

- 260 m - Niveau
- 280 m - Niveau
- 300 (320) m - Niveau
- 340 m - Niveau
- 360 (340) m - Niveau
- 400 (380) m - Niveau

über 420 m

Schleppen an Abbiegungen

Verwerfungen

Verwerfungen vermutet

„Scharniere“ des Ab- und Auftauchens

Devonsockel

Streichen des Emsquarzits

Basaltlinie

X einzelne kleinere Basaltvorkommen

○ tiefe Vorkommen von „Liegenden Tonen und Kiesen“

Q Quarzite

— alte Talungen (z.T. vermutet)

Topographische Grundlage:
Ausschnitt aus Serie 1501, Blatt Nr. NM 32-4,
NM 22-5, NM 32-7, NM 32-8, Herausgegeben vom
Militärgeographischen Amt, Bonn-Bad Godesberg.

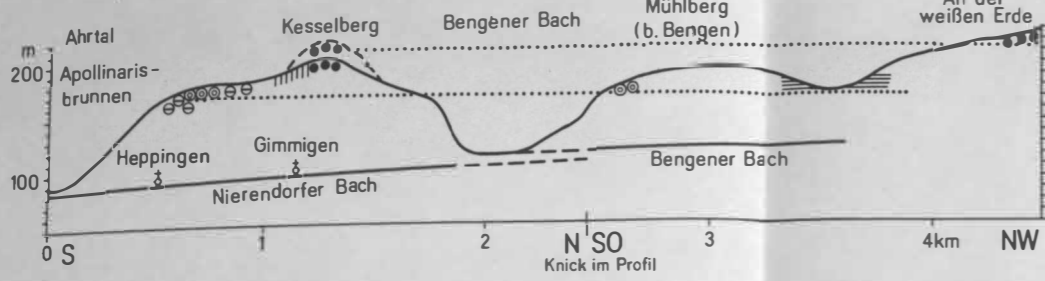
Mit Genehmigung des Militärgeographischen Amtes
vom 22. Juni 1972 unter Kontrollnummer LV 3/72.

Vervielfältigt durch C. Weyler, Bonn

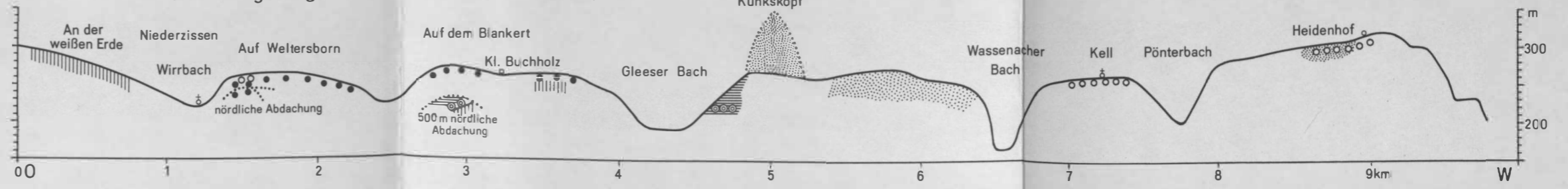
Kartographie · H. J. Paul

Line Reference Target LRT-BE4-VZ

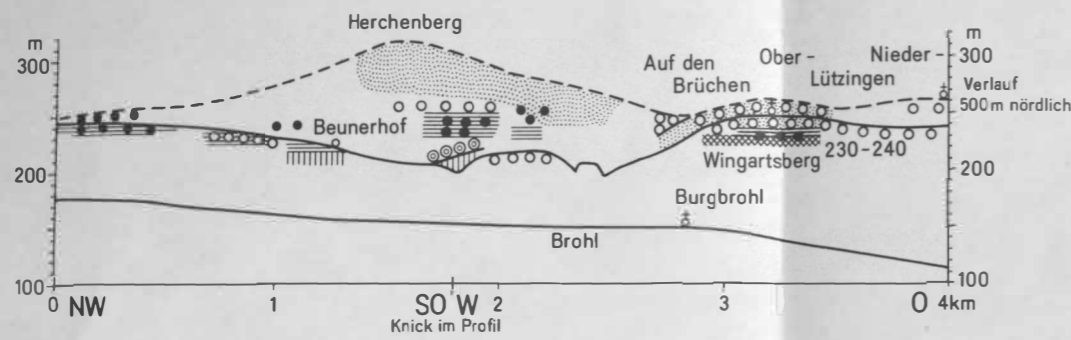
I Die Ablagerungsverhältnisse nördlich der untersten Ahr



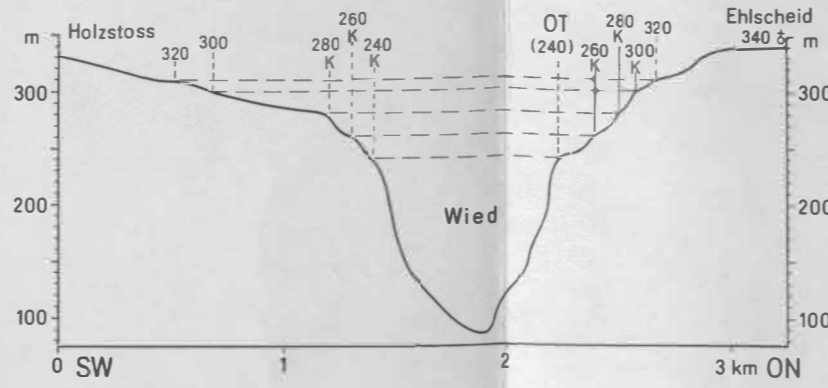
II Die Ablagerungsverhältnisse südlich der Brohl



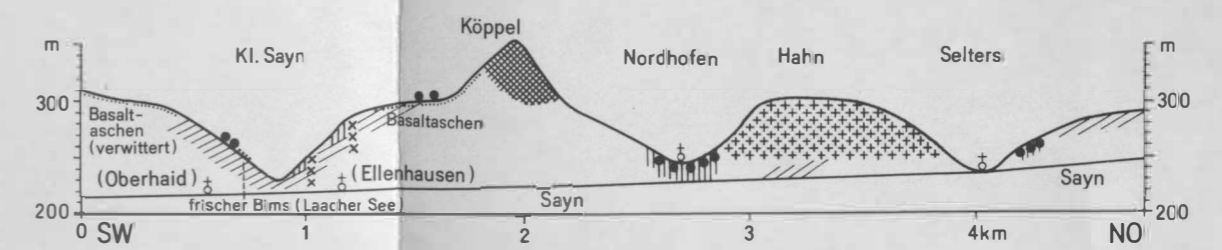
III Die Ablagerungsverhältnisse nördlich der Brohl



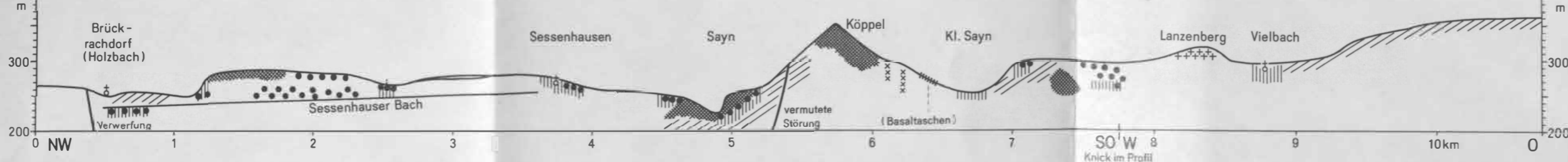
IV Niveaus an der Wied (oberhalb Altwied)



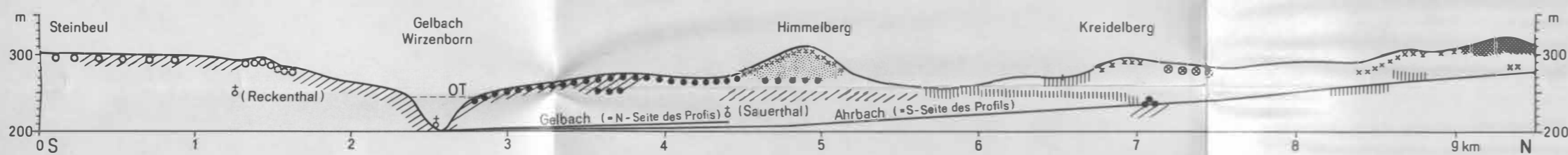
V Südlicher Talhang der Sayn zwischen Oberhaid und Selters



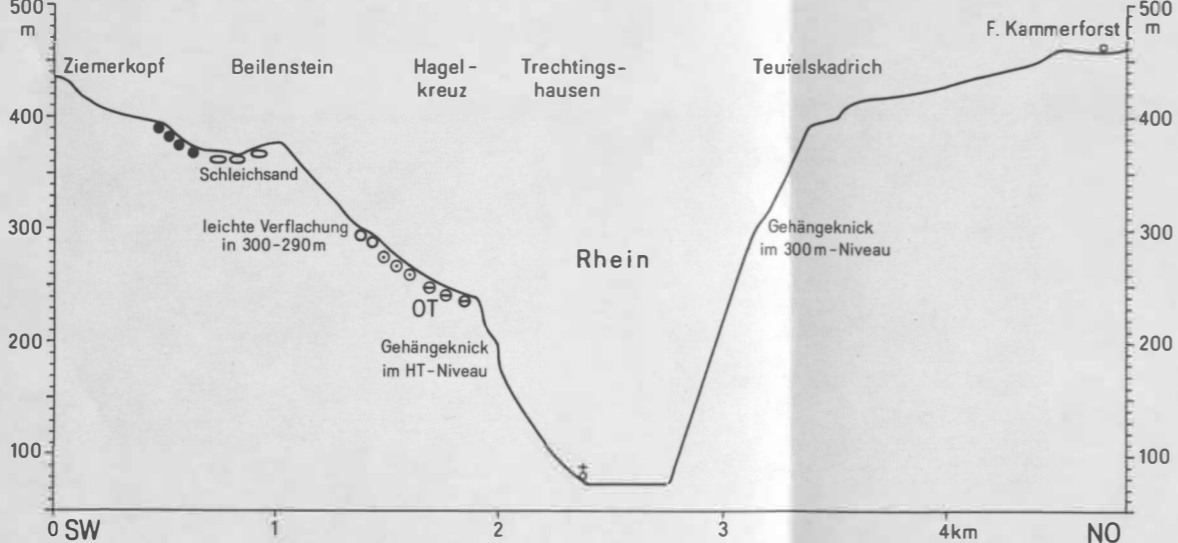
VI Herschbacher Weitung -S- und Montabaure Senke -N-



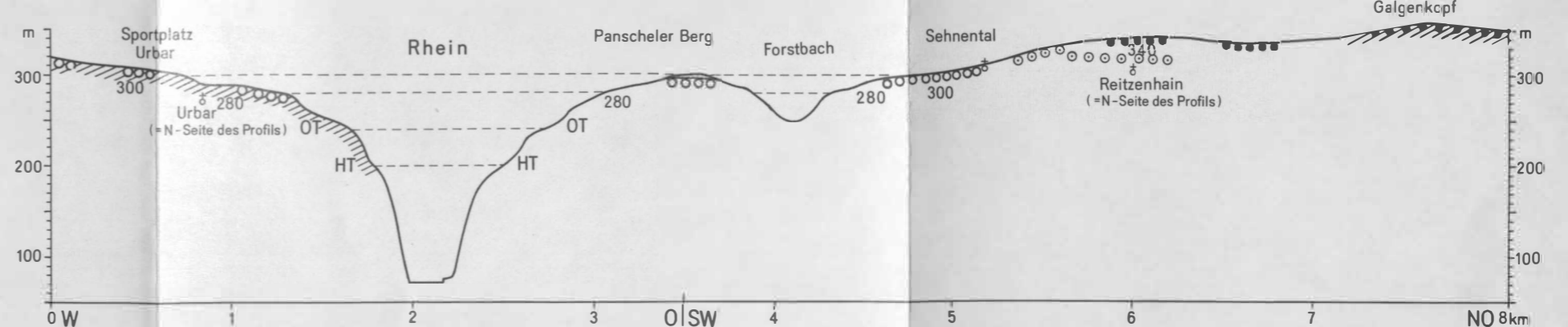
VII Montabaure Senke - Mitte -



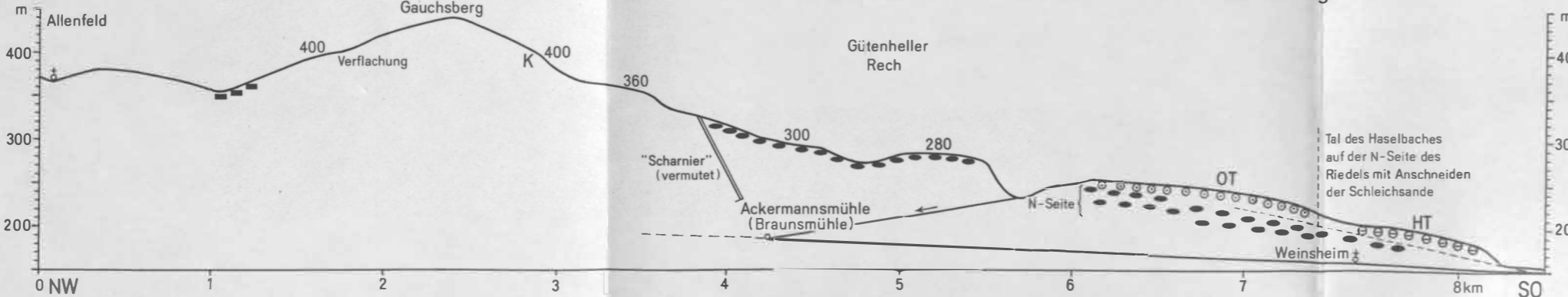
VIII Niveaus am südlichen Mittelrhein auf der Höhe des Teufelskadrich



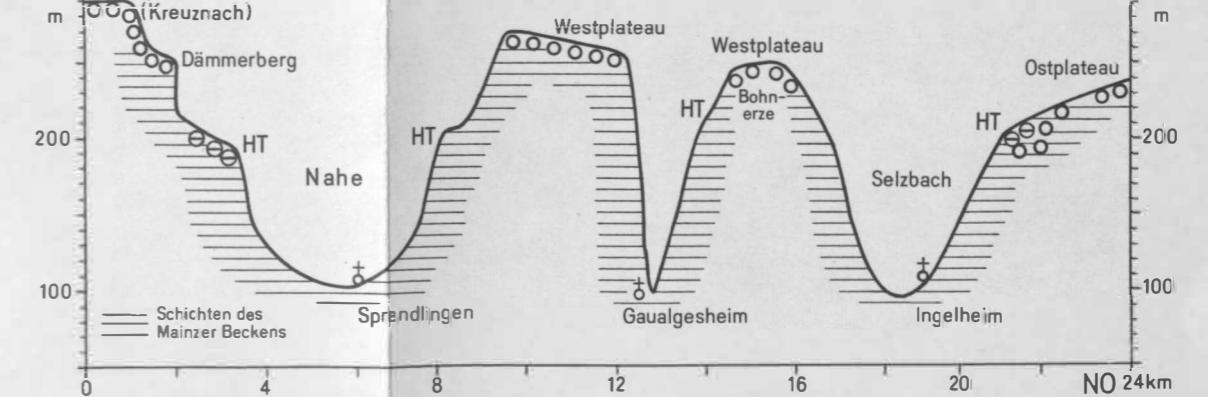
IX Niveaus am südlichen Mittelrhein auf der Höhe von St. Goarshausen



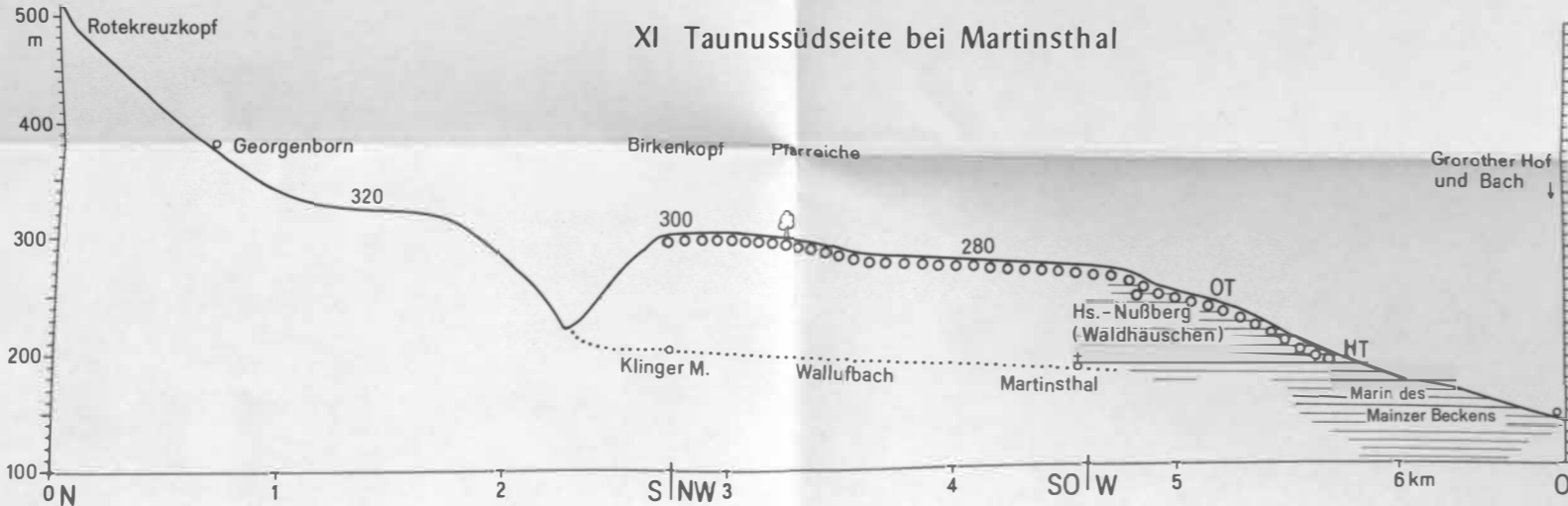
X Der Südfall des Hunsrücks im Gebiet des Gauchsbergs



XII Schematisches Profil des Pliozäns im Mainzer Becken zwischen Ingelheim und Kreuznach



XI Taunussüdseite bei Martinsthal



- Fluß-Schotter des Oligozäns (bzw. untersten Miozäns) ("Vallendar")
 - Oligozänschotter (gerollt)
 - — — — — Fluvimarine Schleichsandschotter (Mittel-Oberoligozän)
 - — — — — Süßwasserschichten des Mainzer Beckens (Oberstoligozän)
 - ||||| Ton (lagunäre Tone, "Liegende Tone", Oligozän)
 - ||||| Ton bzw. völlig weißverwittertes und zersetztes Grundgebirge
 - Vulkanische Aschen (basaltische und trachytische)
 - ■ ■ ■ ■ Basalt : größere Lager
 - × × × × × Basalt : Einzelvorkommen, Gänge
 - Basalt : grobe unverwitterte Basaltschotter
 - Andesit
 - Oberpliozäne Schotter (Kieselloi/thschotter)
 - Schotter der Oberterrasse bzw. des Ältestpleistozäns
 - Hauptterrassenschotter
 - ||||| anstehendes Grundgebirge (nur dargestellt wo notwendig, um Situation zu verdeutlichen)
- Abkürzungen: HT Hauptterrasse
OT Oberterrasse
K Hangknick

J. Birkenhauer :
Reliefentwicklung im
Rheinischen Schiefergebirge
Ausgewählte Einzelprofile