

# ABHANDLUNGEN

AUS DEM LANDESMUSEUM DER PROVINZ WESTFALEN

MUSEUM FÜR NATURKUNDE

8. JAHRGANG 1937

HEFT 1

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE  
DES ÖSTLICHEN HAARSTRANGES  
INSBESONDERE DES ALMEGEBIETES

VON HEINRICH SCHULTE



# ABHANDLUNGEN

AUS DEM LANDESMUSEUM DER PROVINZ WESTFALEN

MUSEUM FÜR NATURKUNDE

Unter Mitwirkung des Westfälischen Botanischen Vereins  
und des Westfälischen Zoologischen Vereins

8. JAHRGANG 1937

HEFT 1



# Die geologischen Verhältnisse des östlichen Haarstranges, insbesondere des Almegebietes

---

Von Heinrich Schulte, Witten-Ruhr

## Vorwort

In mehrjähriger Geländetätigkeit wurden die geologischen und hydrologischen Verhältnisse des östlichen Haarstranges bis zu den Ausläufern des Sauerlandes und des Eggegebirges, also des Einzugsgebietes der Alme eingehend untersucht. Da nur von einem kleineren Teil dieses großen Gebietes bisher geologische Spezialkarten vorhanden waren, mußten viele Blätter selbst aufgenommen werden. Es ist mir jedoch unmöglich, all diese Kartenblätter dieser Veröffentlichung beizulegen. Eine Übersichtskarte des östlichen Haarstrangs (Tafel I) gibt die Grenzen des Gebietes an, auf welches die nachfolgenden geologischen Ausführungen sich beziehen.

Die ebenfalls im Maßstabe 1 : 25 000 aufgenommenen hydrologischen Karten des Almegebietes werden später zusammen mit einer Darstellung der Hydrologie der östlichen Haar veröffentlicht werden.

Unterlassen möchte ich nicht, all denen zu danken, die mich bei der Anfertigung der Untersuchung mit Rat und Tat unterstützten. Vor allem gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. Jul. Andree, unter dessen Leitung ich in der Heimat meiner Eltern arbeiten konnte. Großen Dank bin ich auch den Herren der Preußischen Geologischen Landesanstalt: Prof. Dr. W. Paeckelmann und Dr. F. Kühne schuldig, die mir in überaus liebenswürdiger Weise Einsicht in ihre noch nicht veröffentlichten Kartierungsergebnisse der Meßtischblätter Alme, Brilon und Madfeld gewährten. Zu Dank bin ich auch Herrn Prof. Dr. W. Gothan verpflichtet, dem ich die Bestimmung aller Pflanzenfunde verdanke. Herr Dr. Schrammen bestimmte mir einige Spongienfunde. Auch ihm spreche ich hiermit meinen verbindlichsten Dank für die Hülfe aus, ferner all denen, die mir, besonders im Gelände, mündlich und schriftlich Auskunft gaben.

Die vorliegende Arbeit ist von der Philosophischen und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Westfälischen Wilhelms-Universität zu Münster (Westf.) als Dissertation angenommen.

# Einleitung

Im östlichen Haarstrang streichen die Cenoman- und Turon-Schichten der Oberen Kreide des Beckens von Münster zu Tage aus. Sie verlaufen in ost-westlicher Richtung, biegen jedoch im Osten in die Süd-Nord-Richtung des Eggegebirges um. Südlich der Haarhöhe bilden die Schichten der Oberen Kreide eine ausgesprochene Stufenlandschaft. Wegen der verschiedenen starken Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegen die Einflüsse der Verwitterung wechseln hier schmale flächenhafte Bänder mit langen Steilhängen ab. Der Nordabfall der Haar hat dagegen mehr einen flächenhaften Charakter. Nur ganz allmählich neigt sich das Gelände von dem Kamme des Haarstranges, der durchweg von den Lamarcki-Schichten gebildet wird, zum Hellwegtal, das in den weicheren Emscher-Mergeln angelegt ist. Der Ostteil des gegen das Münsterland abfallenden Haarstranges wird Paderborner Hochfläche genannt, ein Name, der genetisch nicht recht paßt, denn da die Schichten etwas steiler als das Gelände zum Innern der Münsterländer Bucht einfallen, haben wir es mit einer Schichten-Schnittfläche zu tun.

Eigenartig sind die Abflußverhältnisse des untersuchten Kreidegebietes. Der Hauptfluß ist die Alme. Sie verbindet das nordöstliche Sauerland mit den diluvialen Ablagerungen des Münsterlandes. Bei Büren fließt ihr die Afte zu, die das Grenzgebiet zwischen dem Sauerlande, der hessischen Zechstein-Trias-Tafel und der westfälischen Kreidebucht entwässert. Bei Borchten mündet in die Alme die Altenau, die ihr Wasser vom Westhange des Eggegebirges erhält.

Die Alme selbst kommt vom Nordrande der Briloner Hochfläche. Als typischer Karstfluß entspringt sie in mehreren Quellteichen bei Niederalme, wo an einer streichenden Störung der Massenkalk der Briloner Hochfläche an die ihm nördlich vorgelagerten Oberdevon- und Kulmsedimente stößt. Die Wässer entstammen der Massenkalk-Hochfläche und werden unterirdisch in Spalten und Klüften den Quellen zugeleitet. In einem breiten, stark vermoorten Tale, das stellenweise mit mächtigen Kalktuff-Ablagerungen erfüllt ist, fließt die Alme in nordwestlicher Richtung bis Weine. Das Tal ist eingeschnitten in die vorwiegend tonigen Schichten des variszischen Gebirges. Bei Ringelstein-Harth betritt die Alme das Gebiet des Kartenblattes Büren. Der linke Talhang wird bis hierhin noch ganz von den Kulm-Sedimenten des Alten Gebirges gebildet. Auf der Höhe der rechten Talseite stellen sich aber schon die fast wagerechten Schichten der Oberen Kreide ein, die sich nach Norden zu immer mehr der Talsohle nähern. Bei Weine erreichen die Ablagerungen der Kreidezeit den Talboden, und von jetzt an ist das Tal der Alme bis hinter Wewer, wo der Fluß ins geschlossene Diluvialgebiet fließt, nur in den Kreideablagerungen angelegt. Mit dem Eintritt in das Gebiet der Kreide ändern sich Richtung und Gestaltung des Tales. Im Oberlauf, im Schiefer- und Grauwacken-Gebiet zwischen Alme

und Weine war die Hauptrichtung des Tales nordwestlich. Jetzt aber mit dem Eintritt in das Plänergebiet der Oberen Kreide biegt die Talrichtung nach Nordosten um. Die Talwände werden in den fast horizontal liegenden Schichten des Cenomans und Turons infolge des Wechsels härterer Kalkbänke mit mergeligen, weicheren Zwischenlagen steil, ganz besonders an den Prallhängen der zahlreichen Flußschlingen.

Die Afte sammelt ihre Wässer in den großen Waldgebieten südlich der Orte Fürstenberg, Wünnenberg, Leiberg und Hegensdorf. Auch ihr Tal ist bis kurz vor Büren in die Schiefer und Grauwacken der Rheinischen Masse eingeschnitten. Erst 1½ km südlich der Stadt Büren betritt sie das Kreidegebiet. Der Oberlauf der Alme und auch die Afte führen immer Wasser. Gespeist werden sie vor allem aus den zahlreichen Quellen, die an der Kreidetransgressionsfläche austreten. Sofort nach dem Eintritt in das geschlossene Plänergebiet der Kreide nimmt die Wasserführung der Alme ab. Schon in den kalkigen Sedimenten des oberen Cenomans verschwindet ein Teil des Almewassers in den zahlreichen Klüften. Der Labiatus-Mergel des unteren Turons, den die Alme zwischen Büren und Brenken durchfließt, ist in frischem Zustande ebenfalls klüftig, verwittert aber leicht. Der Kalkgehalt des Mergels wird wenigstens zum größeren Teil weggeführt, und zurück bleibt ein zäher, toniger Boden, der nahezu wasserundurchlässig ist. Auf diesen tonigen Verwitterungsrückstand des Labiatus-Mergels ist es zurückzuführen, daß die Alme auch in den trockensten Jahren wenigstens immer noch bis Brenken Wasser führt. Mit dem Auftreten der Kalkbänke der Lamarcki-Schichten in der Talsohle nimmt die Wasserführung der Alme aber sofort sehr schnell ab, sodaß in Trockenzeiten schon unterhalb des Ortes Brenken das Almebett vollständig trocken liegen kann. Zwischen Wewelsburg und Tudorf bis nach Borchon liegt die Alme in den meisten Jahren vom Juni bis zum November trocken.

Es sind hier ähnliche Erscheinungen zu beobachten, wie sie schon 1903 H. Stille<sup>1</sup> für das Ursprungsgebiet der Pader beschrieben hat: Die Entwässerung des Kreidegebietes ist unabhängig von der Oberflächengestalt des Geländes. Der Gesteinscharakter allein erklärt das Versickern und Verschwinden aller Oberflächen-Wässer: Der Plänerkalk selbst ist, einmal vollgesogen, für Wasser nahezu undurchlässig. Aber die zahllosen Spalten und Klüfte, die gleichmäßig Kalkbänke und Mergelpackungen durchsetzen, ermöglichen ein vollständiges Verschwinden des Oberflächenwassers, ja sogar das Austrocknen von Flüssen und Bächen.

Auf dem Nordhange des Haarstranges bilden die Schledden tiefe und steile, aber auch nur zur Regenzeit Wasser führende Täler.

Nähere Angaben über die Hydrologie des östlichen Haarstrangs sollen demnächst in einer besonderen Abhandlung gemacht werden.

<sup>1</sup> H. Stille: Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiet der Paderquellen zu Paderborn. Abhandl. Pr. Geol. L.-A., Neue Folge, Heft 38, Berlin 1903.

# Ausbildung, Alter und Lagerung der Gesteine:

## A. Das paläozoische Gebirge

### 1. Allgemeines:

Die Meßtischblätter Büren und Fürstenberg i. Westfalen zeigen recht deutlich und schön die Transgression des Kreidemeeres über das eingebnete variszische Gebirge besonders an den Talwänden der Afte und oberen Alme.

Das Liegende der Kreide wird im Bereiche der Alme und der Afte nur von den Schichten des Karbons, speziell des oberen Unterkarbons und evtl. noch des unteren Oberkarbons gebildet. Es handelt sich durchweg um klastische, marine Sedimente, deren Pflanzenführung und petrographische Ausbildung aber schon auf eine Entstehung nahe der Küste hinweisen.

### 2. Petrographie und Stratigraphie der karbonischen Schichten:

W. Paeckelmann<sup>2</sup> wies nach, daß der Briloner Massenkalk am Kerne eines autochthonen, wenn auch an den Rändern gestörten Sattels liegt. Im Norden ist dem Briloner Sattel ein nach Osten zu immer schmaler werdendes Oberdevon-Kulmkieselschiefer-Band vorgelagert. Hierauf folgt noch weiter nördlich eine Längssenke, die von den weicheren Kulm-Tonschiefern gebildet wird. Bei Alme sind es rauhere Schiefer, in denen feineres Material mit größerem wechselt (Bänderschiefer). Sie enthalten besonders in ihrem östlichen Verbreitungsgebiet Toneisenstein-Knollen, die bei Rösenbeck und bei Bleiwäsche Goniatiten lieferten<sup>3</sup>, die diese Schichten in die Stufe III  $\gamma$  H. Schmidt's, also in das höchste Dinantien verweisen. Im Gebiete der Alme treten in diesen Schichten keine Kalkbänke auf. Der Anteil der gröberen klastischen Komponenten nimmt in dem Gestein von unten nach oben allmählich zu, so daß ein langsamer, stetiger Übergang zu seinen hangenden Schichten, zu den Kulm-Grauwackenschiefern vorhanden ist. Diese Kulm-Grauwackenschiefer enthalten sehr rauhe Bänderschiefer, die mit immer mächtiger werdenden, feinkörnigen, quarzitischen Grauwackenbänken wechsellagern. Ihr Alter konnte noch nicht sicher festgelegt werden, da bislang noch keine Goniatiten in ihnen gefunden wurden. Sie können noch zur Stufe III H. Schmidt's (Oberes Dinantien) oder aber bereits zur Stufe E+H Bisat's (Namurien) gehören<sup>4</sup>. Die nächst höheren Schichten sind gekennzeichnet durch eine rasche Wechsellagerung von Grauwacken,

<sup>2</sup> W. Paeckelmann: Der Briloner Massenkalksattel, die Devon-Carbonmulde von Nehden und das Oberdevon-Culmgebiet von Rixen, Scharfenberg und Wülfe. Jahrb. f. 1926, S. 34 ff.

<sup>3</sup> F. Kühne u. W. Paeckelmann: Die stratigraphische und facielle Entwicklung des Carbons im nordöstlichen Sauerlande und ein Vergleich mit Nachbargebieten. Jahrb. f. 1928, S. 1229 ff.

<sup>4</sup> vergl. Anmerkung 3.

Grauwackenschiefern und milderen Tonschiefern (Zone der Grauwacken und Grauwackenschiefer F. Kühne's)<sup>5</sup>. Diese Schichten bilden im wesentlichen den Untergrund der Kreidedecke, das Paläozoikum auf den Blättern Büren und Fürstenberg. Sie gehören zum obersten Unterkarbon, zum Unteren und Mittleren Namur. Aus diesen Schichten erwähnt F. Kühne<sup>6</sup> zwei wichtige Fossilfunde: Im Nettetal, nördlich der Försterei Bleiwäsche (Bl. Madfeld) wurden Stücke von *Homoceras subglobosum* Bisat gefunden und auf Bl. Alme bei Hallinghausen eine *Aleopteris*-Art. Auf den Blättern Büren und Fürstenberg fand ich in diesen Horizonten kein Fossil, wohl aber nahe des Südrandes von Bl. Fürstenberg auf Blatt Madfeld in einem neuen Steinbruch im Kleinen Aabach-Tal, ca. 350 m ost-südöstlich von Bumbams Mühle, östlich der Straße von Fürstenberg nach Bleiwäsche, eine Reihe von fossilen Pflanzen, und zwar *Lepidodendren* und *Calamites*, Formen, wie sie sonst eigentlich nur dem Produktiven Karbon eigentümlich sind. Bestimmt wurden diese Funde von Herrn Prof. Dr. Gothan-Berlin als *Lepidodendron Veltheimi* Sternberg und cf. *Lepidodendron Veltheimi* Sternberg. Wahrscheinlich handelt es sich bei den schwerer zu bestimmenden Exemplaren um Jugendformen von *Lepidodendron Veltheimi* Sternberg. Die *Calamites* bestimmte Prof. Gothan als *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth. Diese Pflanzenfunde stimmen recht gut mit der Altersbestimmung der Schichten als Unteres und Mittleres Namur überein.

Sehr häufig sind in diesen Bänken Pflanzenreste als Pflanzenhäcksel zu beobachten. Ebenso bilden unbestimmbare Pflanzenreste gelegentlich dünne anthrazitische Zwischenlagen, die ich bis zu 6 cm mächtig sah. Solch ein Kohlenbänkchen sah ich z.-B. in dem schon erwähnten neuen Steinbruch im Kleinen Aabachtal. Einen Wurzelhorizont konnte ich bei diesem Kohlenvorkommen nicht feststellen. Es ist daher anzunehmen, daß es sich um Treibholz handelt, das zu Kohle umgebildet wurde.

In diesem Bruche ist ebenfalls eine 9 cm mächtige Alaunschieferbank vorhanden, die vereinzelt kleine Toneisenstein-Knollen enthält. Leider war es mir trotz eifrigsten Suchens auch hier nicht möglich, irgendwelche Faunen-Reste in den Knollen zu finden.

Sonst treten überall nur mehr oder weniger rauhe Schiefer auf, die mit dünneren und dickeren Grauwackenlagen wechsellagern. Es lassen sich dabei Partien, die mehr aus schiefri gem Material bestehen, von solchen unterscheiden, in denen die Grauwacken vorherrschen. Diese letzten Partien sind härter, verwittern schwerer und treten daher im Gelände schon morphologisch etwas hervor.

Im unteren Teil dieser Schichtenfolge sind die Grauwackenbänke im allgemeinen etwas grobkörniger als zum Hangenden zu. Jedoch sind die meisten Grauwacken nur als feinkörnig zu bezeichnen. Den Hauptbestand-

<sup>5</sup> vergl. Anmerkung 3.

<sup>6</sup> vergl. Anmerkung 3.

teil der Grauwacken bilden Quarzkörner, die nur eben kantengerundet sind. Daneben fand ich, besonders in den grobkörnigeren Grauwacken, noch Bruchstücke von einem ganz feinkörnigen Quarzit und von Kieselschiefer. Nur sehr selten sind Feldspäte, die dann aber alle noch verhältnismäßig unverwittert sind. Glimmer ist noch seltener.

Das Bindemittel der Grauwacken-Gesteine ist vorwiegend kieselig, nur in den grobkörnigeren Bänken, die dann auch meist mürber sind, tonig-kieselig. In lockeren Grauwacken sieht man häufig auch mehr oder weniger große Tonflatschen. Alle Grauwacken enthalten Eisenkies, durch dessen Verwitterung sich an den Klüften das ursprünglich grau-schwarze Gestein rostig-grau-braun färbt. Sämtliche Grauwacken, nicht aber die milden, feinkörnigen und ursprünglich plastischeren Tonschiefer sind von Milchquarzgängen durchsetzt.

Von den grobkörnigen Grauwacken, deren Korngröße meist 1,5 mm beträgt, gibt es alle Übergänge zu den mildesten Schiefern. Aber immer sind die einzelnen Bänke deutlich voneinander zu trennen, wie folgendes Profil zeigt, das am rechten Hange des Aftetals westlich des Ortes Hegensdorf aufgenommen wurde, und wie es ähnlich im nordöstlichen Sauerlande vielfach zu beobachten ist:

- 14 cm Grauwacke, mittelkörnig, schwach quarzitisch,
- 6 cm Grauwackenschiefer, flaserig,
- 4 cm Grauwacke, mittel- bis feinkörnig, quarzitisch,
- 7 cm Grauwackenschiefer, grau, aber stark verwittert,
- 5 cm Schiefer, bröcklig,
- 16 cm Grauwacke, fein- bis mittelkörnig, quarzitisch,
- 27 cm Schiefer-Faulschiefer, meist rostig und tonig, nur im frischen Kern noch grau-blau,
- 3 cm Grauwacke, feinkörnig, stark quarzitisch,
- 6 cm Schiefer, schwarz, pyritreich, bröcklig-stenglig,
- 10 cm Grauwackenschiefer, grau-braun, mit viel Pflanzenhäcksel,
- 17 cm Schiefer, mild-tonig, rötlich-gelb verlehmt,
- 8 cm Grauwacke, mittel- bis feinkörnig, rostig,
- 40 cm Faulschiefer, bröcklig-mürbe,
- 3 cm Grauwacke, feinkörnig, stark quarzitisch, splittrig brechend, dunkel,
- 8 cm Schiefer, bröcklig, pyritreich, leicht zerfallend zu einem tonigen Lehm.

Das ganze Profil ist steil aufgerichtet durch eine Spezialfalte. Die Schichten fallen an dieser Stelle ungefähr mit 75° nach Nordwesten ein.

Die Grauwackenbänke erreichen durchschnittlich eine Mächtigkeit von 5—30 cm, es konnten gelegentlich aber auch Grauwackenbänke bis zu 1,20 Meter Mächtigkeit gemessen werden (Gegenüber dem Forsthause

Waldbach, im Aatal südlich von Wünnenberg). Die Oberfläche der dickeren Grauwackenbänke ist meist besonders stark wulstig.

Dieser ganze Schichtenkomplex gehört dem Unteren und Mittleren Namur an. Er entspricht in der Bisat'schen Einteilung den Stufen E und H (Eumorphoceras- und Homoceras-Stufe). In der Denckmann'schen Kulmgliederung vertreten diese Grauwacken und Schiefer die oberen, hangenden Alaunschiefer.

An der Grenze der Meßtischblätter Alme und Büren, im Ringelsteiner Walde und nach Osten bis nach Weiberg zu verfolgen, tritt das hangendste Glied des Namur, die Reticuloceras-Stufe, in Form einer kleinen Mulde auf. Diese kleine Mulde bildet den Muldenkern der Nuttler Hauptmulde. Petrographisch unterscheidet sich das Obere Namur kaum von seinem Liegenden. Feineres Schiefermaterial wechselt mit gröberem Grauwackenschiefern und Grauwackensandsteinen. Allerdings kommen in dieser Stufe häufiger Alaunschiefer vor, die lagenweise bis zu 40 cm große Toneisensteingeoden enthalten. Auch die Grauwacken unterscheiden sich durch ihr allgemein größeres Korn von den älteren Grauwacken. Unterhalb der Ruine Ringelstein findet man eine konglomeratische, mürbe Grauwackenbank, deren Gerölle bis zu 10 cm groß werden. Die Gerölle selbst bestehen vor allem aus Quarziten, Kieselschiefern, kleineren Milchquarzen und ganz vereinzelt, winzigen Kalkstein-Bröckchen, die leider eine Herkunftsbestimmung nicht zulassen. Die Schiefer dieser Stufe sind ebenfalls ziemlich grobkörnig. Es sind fast nur Grauwackenschiefer hier vorhanden. Trotz der grobkörnigeren Zusammensetzung der Gesteine gleicht die Stufe petrographisch ihrem Liegenden sehr. Unterscheiden und als Oberes Namur bestimmen läßt sie sich aber durch ihren Fossil-Inhalt. An Pflanzen fand ich in dieser Zone in einem kleinen Grauwacken-Bruch südlich und nahe bei der Krögerschen Sägemühle zu Ringelstein ein gut erhaltenes Exemplar von *Neuropteris schlehani* Stur., eine Form, die nicht bis in das Mittlere Namur hinabreicht. Im Bahneinschnitt zwischen der Mühle und der Försterei Ringelstein sind 5 m Alaunschiefer angeschnitten, welche, wie schon gesagt, große Toneisensteinknollen enthalten. In diesen Knollen fand F. Kühne schlecht erhaltene Stücke von *Anthracoceras spec.*<sup>7</sup> Ich selbst sammelte hier ebenfalls ein Exemplar von *Anthracoceras spec.*, aber auch einige Stücke von *Posidoniella laevis* Brown, deren Bestimmung ich H. Schmidt-Göttingen verdanke. Leider sagen diese Funde nichts aus über das genaue Alter der Schichten, da *Anthracoceras* und auch *Posidoniella laevis* im oberen und tieferen Namur gefunden werden können<sup>8</sup>. Auf Oberes Namur weist allein der Pflanzenfund hin.

<sup>7</sup> vergl. Anmerkung 3.

<sup>8</sup> vergl. Herm. Schmidt: Cephalopodenfaunen des älteren Namur aus der Umgegend von Arnsberg i/Westf. Jahrb. f. 1933, S. 440 ff.

Ob das Obere Namur auch im Aftetal angeschnitten ist, ist nicht sicher, aber wahrscheinlich, da in den Talablagerungen der Afte sehr viele, große Toneisenstein-Geoden vorkommen, wie ich sie nur aus dem Oberen Namur kenne. Als einzigstes Fossil fand ich in diesen Geoden aber wieder nur *Anthracoceras spec.*, wodurch sich das Alter aber nicht festlegen läßt. Wenn überhaupt, dann steht das Obere Namur in der Gegend von Leiberg-Hegensdorf an, da erst von hier ab in den Alluvionen der Afte die Geoden zu finden sind. Trotz eifrigen Suchens war es aber bislang nicht möglich, diese Schichten anstehend zu finden.

Über die Mächtigkeit der Namur-Schichten Angaben zu machen, ist nicht leicht, da die starke Spezialfaltung aller Schichten nur eine ungefähre Schätzung erlaubt. Die Gesamtmächtigkeit des Namur, das im Almegebiet nur in Festlandsnähe abgelagert sein kann, beträgt nach meinem Erachten ungefähr 250—300 m.

### 3. Tektonik des variszischen Untergrundes:

Die beschriebenen karbonischen Ablagerungen bilden die nördlichsten Ausläufer der variszischen Falten des nordöstlichen Sauerlandes, bevor die Rheinische Masse unter den Ablagerungen des transgredierenden Kreidemeeres im Norden untertaucht.

Im östlichen Sauerlande konnte W. Paeckelmann von Norden nach Süden folgende Hauptfaltenelemente feststellen<sup>9</sup>:

Soester Sattel (nur aus Bohrungen bekannt!),  
Belecker Sattel,  
Warsteiner Sattel,  
Nuttlarer Hauptmulde mit dem Scharfenberger Sattel,  
Briloner Sattel mit dem Messinghäuser Spezialsattel,  
Ostsauerländer Hauptsattel als Hauptantiklinale des östlichen Sauerlandes.

Der Ostsauerländer Hauptsattel verläuft südlich des Almegebietes über Bruchhausen, Brilon-Wald, Diemeltalsperren auf Marsberg zu. Der Briloner Sattel besteht im Kern aus mitteldevonischen Tentakuliten-Schiefern, im Großteil aber aus Massenkalk. Nach den Feststellungen W. Paeckelmanns begrenzt ihn im Norden eine streichende Störung, die im Westen, in der Scharfenberger Gegend, oberdevonische Schichten, im Osten bei Alme und Bleiwäsche immer jüngere Schichten des Karbons an den Massenkalk angrenzen läßt.

Heute ist das obere Almetal als Quertal in die Nuttlarer Hauptmulde eingeschnitten. Schiefer und Grauwacken des Namur bauen diese hauptsächlich auf. Nur im Scharfenberger Walde, an der Grenze der Meßtisch-

<sup>9</sup> W. Paeckelmann: Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. Jahrbuch für 1933, S. 217 ff.

blätter Alme und Rüthen, tritt ganz unvermittelt innerhalb der großen Karbon-Mulde das buchenbestandene Kalkgebiet des Scharfenberger Sattels auf. Es handelt sich hierbei um einen kleinen autochthonen Sattel, der unvermittelt in der Mulde auftritt und allseitig von Störungen umgeben ist. — Das Muldentiefste bilden Schichten des Oberen Namur, die bei Ringestein-Harth-Weiberg festzustellen sind und deren weiteres Vorkommen ich weiter nordöstlich bei Hegensdorf-Leiberg vermute. Über den Aufbau der weiter nördlichen Teile der Rheinischen Masse wissen wir nicht mehr viel, da hier das variszische Gebirge schon ganz von der überlagernden Kreide verhüllt ist. Nur einige wenige Bohrungen geben uns Auskunft über den Bau des Kreide-Untergrundes. Leider sind nur erst sehr wenige Bohrlöcher bis in das Liegende der Kreide niedergebracht worden. Auf den Blättern Büren und Fürstenberg fehlen Tiefbohrungen meines Wissens überhaupt. Erst auf Blatt Geseke (nördlich von Bl. Büren) sind bei der Suche nach Steinkohlen und zur Wasserversorgung einige Bohrungen bis in das Alte Gebirge niedergebracht worden. Die südlichste Bohrung wurde in + 168 m Meereshöhe südlich von Geseke zur Wasserversorgung eines Zementwerkes an der Landstraße von Geseke nach Steinhausen-Büren angesetzt. Das Bohrprofil wird von H. Stille<sup>10</sup> wie folgt angegeben:

bis 1,0 m:	Angabe fehlt!	
bis 84,0 m:	Plänerkalke und Mergel	Cuvieri-Pläner
bis 84,0 m:	schwach glaukonitischer Plänerkalk	} Scaphiten-Schichten
bis 90,0 m:	graue Mergel und Kalke	
bis 98,0 m:	schwach glaukonitischer grauer Kalk	} Brongniarti- und Mytiloides-Schichten
bis 143,0 m:	grauer Plänerkalk und Mergel	
bis 167,0 m:	weißgrauer reiner Kalk	} „Arme“ Rhotomag.- Schichten
bis 210,0 m:	grauer Plänerkalk und Plänermergel	
bis 233,0 m:	graue, z. T. schwach glaukonitische Mergel	
bis 229,0 m:	graugrünliche Kalksandsteine	} Unteres Cenoman (Cenoman-Mergel und Tourtia)
bis 241,0 m:	rötliche bis bräunliche glaukonitische, sandige Mergel	
bis 244,0 m:	grobe Quarzsande	
bis 247,0 m:	glaukonitischer Quarzsandstein	} Devon
bis 270,0 m:	graue und rötliche, schwach phyllitische Tonschiefer.	

Es wurde also Devon erbohrt.

Eine 2. Bohrung wurde 1905 östlich der Stadt Geseke beim Gehöft Tölle in + 105 m Höhe über NN angesetzt. Das Bohrergebnis wurde ebenfalls von H. Stille veröffentlicht<sup>11</sup>.

<sup>10</sup> vergl. Jahrbuch für 1906, Seite 549.

<sup>11</sup> vergl. Jahrbuch für 1906, Seite 549.

bis 1,2 m: Verwitterungsboden	Dil. oder All.
bis 17,6 m: Kies, ausschließlich Plänergerölle	Dil. oder All.
bis 216,4 m: grauer Mergel und Pläner	{ Ob. Kreide, Senon- bis Mytiloides-Pläner
bis 218,0 m: weißgrauer Pläner (rötliche Gesteine, die nach dem Bohrbericht durchsun- ken sein sollen, nicht aufbewahrt)	{ Mytiloides-Schichten
bis 245,0 m: weiße und weißlichgraue Kalke	{ Rhotomagensis- Schichten
bis 307,5 m: blaugrauer Plänerkalk	Cenoman-Pläner
bis 318,0 m: schwach glaukonitischer sandiger Kalkstein und kalkiger Sandstein; die tiefste Partie schwach konglomeratisch	{ Unteres Cenoman (Tourtia)
bis 318,7 m: grobes Grundkonglomerat des Ceno- mans	{
bis 399,5 m: steil aufgerichtete, grauschwarze Schiefer und Konglomerate	{ Kulm

Die Bohrung beim Gehöft Tölle erreicht bei 203,7 Metern unter NN das Alte Gebirge. Die Bohrung südlich von Geseke erreicht dasselbe schon bei 79 Metern unter dem Meeresspiegel. Die beiden Geseker Bohrungen sind nur knapp 3,5 km voneinander entfernt. Bei der nördlicheren Bohrung Tölle liegt der Kreideuntergrund trotz dieser geringen Entfernung von der südlicheren Bohrung schon ca. 125 m tiefer. Worauf das zurückzuführen ist, läßt sich nicht entscheiden. Ich vermute, daß hier eine präkretazische Störungszone durchzieht, die zusammen mit regem Gesteinswechsel den Kreideuntergrund so rasch einsinken läßt.

Umstritten wird das Ergebnis einer dritten Bohrung auf Blatt Geseke, die 1904 beim Gehöft Wildsoeden an der Landstraße von Salzkotten nach Obern-Tudorf angesetzt wurde. Als H. Stille<sup>12</sup> zu dieser Bohrung gerufen wurde, waren die meisten Bohrproben schon beseitigt. Bis 399 m unter der Geländekante (+ 115 m zu NN) fehlten schon sämtliche Proben. Von den tieferen Kernen waren auch schon nur noch wenige Reste vorhanden. Die Bohrfirma teilte folgendes Bohrergebnis mit:

- bis 5,65 m: Diluvium
- bis 280,70 m: Plänerkalk
- bis 308,15 m: Mergel mit Kalkstein
- bis 315,40 m: scharfer Sandstein
- bis 319,20 m: bunter Sandstein
- bis 363,60 m: Letten, Schieferletten, Sandschiefer, Sandstein.

<sup>12</sup> H. Stille: Der Ostrand der Rheinischen Masse und seine Kreidebedeckung. Abhandlungen der Pr. Geol. L.-A. N. F. Heft 139.

H. Stille spricht die tiefsten Schichten als Flözleeres an; da aber Fos-silfunde fehlen, kann es sich auch um Kulm handeln. Erreicht wurde das Karbon bei 204,20 m unter NN. Der Kreideuntergrund befindet sich, wie die drei Bohrungen ergaben, südlich von Geseke in — 79 m Teufe,  
beim Gehöft Tölle in — 203 m Teufe  
und beim Hofe Wildsoeden in — 204 m Tiefe.

Die Frage der Kreideauflagerungsfläche soll uns erst später beschäf-tigen. Vorläufig interessiert uns nur die Frage, ob wir aus diesen drei Bohrerergebnissen irgendwelche Schlüsse auf den tektonischen Bau des kreidebedeckten Schiefergebirges ziehen können. Auf Grund dieser ange-führten Bohrungen allein gelingt das nicht.

H. von Dechen<sup>13</sup> berichtet von einer Bohrung, die zwischen 1840 und 1850 bei Bad Westernkotten auf der Suche nach NaCl-Soole am rechten Ufer der Gieseler, dicht an der Landstraße von Lippstadt nach Erwitte niedergebracht wurde. Sie kam von 359,4—428,1 m unter der Gelände-kante (= 270 bis 339 m unter NN) in einen schiefrigen, sehr quarzigen Porphyroid, den H. von Dechen zum Devon rechnet.

Eine weitere Bohrung liegt noch weiter nördlich. Im Jahre 1901 wurde nördlich der Stadt Lippstadt die Bohrung Kreuzkamp betrieben. Diese erreichte bei 571 m unter NN Massenkalk<sup>14</sup>. Es handelt sich wahrscheinlich um einen Massenkalk mitteldevonischen Alters.

Das Mitteldevon der Bohrung Kreuzkamp und der devonische „Por-phyroid“ von Westernkotten gehören sicherlich schon zum „Soester Sattel“, der auch weiter im Westen nur aus Bohrungen bekannt ist.

Ob das Devon der südlichen Geseker Bohrung im Zuge des bei Belecke an der Möhne unter der Kreide verschwindenden Belecker Sattels hoch-gebracht ist, läßt sich aus der einen Bohrung nicht mit Sicherheit ent-scheiden. Es ist aber zu vermuten, daß es so ist. Das Muldentiefste der Nuttларer Hauptmulde liegt bei Ringelstein. Nördlich davon kommen wie-der ältere Schichten, der Nordflügel der Mulde, bis bei Weine vor. Es muß aber angenommen werden, daß zwischen Büren und Geseke ein Sattel die Mulde ablöst. Ob das allerdings der Belecker Sattel ist, ist nicht eher zu entscheiden, bis auch in diesem Gebiete durch Bohrungen der Kreideunter-ground bekannt ist.

Über den Verbleib des Warsteiner Sattels, der bei Rüthen an der Möhne unter der Kreide untertaucht, lassen die Bohrungen keine Schlüsse mehr zu, da die Bohrpunkte sich zu weit nördlich befinden.

Immerhin läßt sich schon aus diesen wenigen Bohrungen des Gebietes schließen, daß der Sattel- und Muldenbau, den wir im Paläozoikum des nordöstlichen Sauerlandes sehen, sich auch weiter nach Norden unter der

<sup>13</sup> H. von Dechen: Erl. z. geol. Karte von Rheinl. u. Westf. Band II.

<sup>14</sup> vergl. Jahrbuch für 1906, Seite 548.

Kreidedecke fortsetzt. Aus dem großen Höhenunterschiede, den die Oberkante des Alten Gebirges unter der Kreide der beiden Geseker Bohrlöcher zeigt, läßt sich ferner schließen, daß auch in diesem Teil der Rheinischen Masse Querstörungen vorkommen.

## B. Der Ostrand der Rheinischen Masse

Im Eggegebirge sinkt das Alte Gebirge staffelförmig zur hessischen Zechstein-Triastafel ab. Als westlichster Hauptabbruch ist nach den Kartierungsergebnissen Stille's<sup>15</sup> und Kühne's<sup>16</sup> der Westheimer Abbruch anzusehen. Im Gebiete der östlichen Haar ist keine westlichere große Störung festzustellen. Meine Untersuchungen bestätigen daher die bisherige Kenntnis. Es gibt zwar noch einige kleinere Verwerfungen, die westlich des Westheimer Abbruchs zu konstatieren sind. Ihre Verwurfshöhe erreicht meist aber kaum 5 Meter. Im eigentlichen Talgebiet der Alme fehlen sogar diese kleinen Störungen fast gänzlich. Untere Kreide konnte ich im ganzen östlichen Haarstrang bis zur Ostgrenze des Blattes Fürstenberg nirgendwo unter der Oberen Kreide feststellen. Allenthalben transgredierte hier das Meer der Oberen Kreidezeit sofort über den variszischen Untergrund, nur bei Essentho über Schichten des Zechsteins und Buntsandsteins. Nirgendwo sah ich auch nur eine Spur der Unteren Kreide. Jetzt ist zwar im Südtile der Egge die Untere Kreide auch schon nur noch lückenhaft ausgebildet, sodaß weiter westlich auch nichts mehr zu erwarten ist. H. Stille sprach nun 1932<sup>17</sup> die untersten Kreideschichten, die 1904 bei Wildsoeden erbohrt und die er selbst ursprünglich als Unteres Cenoman angesprochen hatte, als Untere Kreide an, und zwar als bunten Gaultsandstein und scharfen Flammenmergel. Dieser Umdeutung vermag ich nicht zu folgen: Am südlichen Kreiderand habe ich sowohl bunten als scharfen Sandstein gesehen, der nach Fossilführung und Lagerung ohne Zweifel der Oberen Kreide angehören muß. Daher nehme ich an, zumal H. Stille die Wildsoedener Bohrproben ja auch nicht selbst gesehen hat, daß Stille's erste Auslegung als transgredierendes Cenoman seiner späteren Umdeutung vorzuziehen ist. Ich sehe keinen Grund, der zu der Annahme zwingt, daß das Gault-Meer mit einer Bucht bis zur Salzkottener Gegend über das variszische Gebirge vorgedrungen wäre. Eine örtliche Depression ist nicht anzunehmen, da die Wildsoedener Bohrung recht harte klastische Bildungen gerade hier unter der Kreide anbohrte. M. E. reicht das Rheinische Schiefergebirge bis nahe an das Eggegebirge. Das Bruchfaltengebirge der Egge ist schon im Paläozoikum angelegt, aber erst zur Zeit der kimmerischen Gebirgsbildung endgültig gestaltet worden. Die Meere der Unteren Kreide sind nicht über die Zone der Eggestörungen

<sup>15</sup> H. Stille: Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung, 1922.

<sup>16</sup> vergl. H. Stille: Der Ostrand der Rhein. Masse etc. Anmerkung S. 151.

<sup>17</sup> H. Stille: Der Ostrand der Rheinischen Masse etc.

hinaus gegen das alte Festland vorgedrungen. Die Nord- und Ostgrenze des stehengebliebenen variszischen Gebirges zieht sich in nächster Nähe parallel dem Osningzuge entlang. Der Osning ist nach Quiring<sup>18</sup> das Presungsgelenk der schräggestellten Scholle von Münster gegen Haack's nord-westfälisch-lippische Schwelle<sup>19</sup>. Die im Eggegebirge zu erkennenden Ost-Abbrüche der Rheinischen Masse ziehen sich parallel dem Osning unter der Kreide zu einer schmalen Störungszone zusammen.

### C. Die Auflagerungsfläche der Kreide

Die alte Landoberfläche, über welche das Cenoman-Meer transgredierte, ist gerade im Gebiete der Alme und ihrer Zuflüsse der Beobachtung besonders gut zugänglich. Weitere Anhaltspunkte liefert der Vergleich mit den Ergebnissen der nördlicheren Tiefbohrungen. Die Skizze, Taf. 1, zeigt, daß der Untergrund ziemlich einheitlich beschaffen ist. Im Großen senkt sich der Kreideuntergrund verhältnismäßig stetig nach NNW ab, wobei der Fallwinkel im Südteile geringer ist als im Norden der Skizze. Im Durchschnitt senkt sich die Kreide-Unterkante alle 500 m um je 1 m. Im Norden fällt die Transgressionsfläche des Kreidemeeres steiler ein. Man erkennt das, wenn man die beiden Geseker mit den beiden Lippstädter Bohrungen vergleicht.

Zwischen den Geseker Bohrungen fällt in der Verbindungslinie der Bohrpunkte der Kreideuntergrund schon bei je 25 m um 1 m, zwischen den beiden Lippstädter Bohrungen bei je 28 m um 1 m. Die Bohrung Tölle und die Bohrung Kreuzkamp ergeben, daß die Kreideunterkante zwischen den beiden Ansatzpunkten dieser Bohrungen ungefähr alle 45 m um je 1 m einfällt. Das Einfallen ist, ganz allgemein gesagt, also hier bedeutend steiler als im Süden, wo die Kreidekante ausstreicht.

Noch weiter nördlich, im Innern der Münsterschen Bucht wird dann bekanntlich das Einfallen der Kreide-Unterkante wieder flacher. Die Gestaltung der Kreide-Unterfläche ist z. T. auf primäre Niveau-Unterschiede, z. T. auf sekundäre Niveau-Veränderungen zurückzuführen. Primär müssen wir generell ein gleichmäßiges Einfallen des cenomanen Meeresbodens annehmen, modifiziert durch die physikalischen Eigenschaften des Untergrundmaterials. In der Skizze, Taf. 1, tritt deutlich der Einfluß der Gesteinhärte auf die Gestaltung der Fläche hervor. Die auffälligen Ausbuchtungen der Kreideuntergrund-Isohypsen bei Barkhausen und Hegensdorf sind nach meinem Dafürhalten bedingt durch den Einfluß des östlich von Rüthen im Möhnetal unter der Kreide verschwindenden Warsteiner Sattels, der hier dann allerdings eine ähnliche Schuppenstruktur besitzen

<sup>18</sup> H. Quiring: Über Wesen und Ursprung der postvaristischen Tektonik Nordwestdeutschlands. Zeitschrift 1924, S. 62 ff.

<sup>19</sup> W. Haack: Rotliegendes im östlichen Münsterschen Kreidebecken. Jahrbuch für 1927, S. 765 ff.



müßte, wie sie H. Schmidt von der Warsteiner Gegend beschreibt. Die Nuttllarer Hauptmulde, deren von obernamurischen Schichten gebildetes Tiefstes sich bei Ringelstein-Weiberg befindet, müßte in diesem Falle über den Warsteiner Sattel geschoben sein.

Im Kleinen zeigt sich im Gebiete der Kulm-Grauwacken und -Schiefer der Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit in den tief erodierten Tälern sehr häufig. Jeder Aufschluß, der die Cenoman-Transgression sowohl über Grauwacken als auch über Schiefern zeigt, läßt auch die verschieden starke Wirkung der Verwitterung und der Abrasion des Kreidemeeres auf Schiefer und härtere Grauwacken erkennen (z. B. zwischen Kedinghausen und Hegensdorf an der linken Talwand unterhalb des Gehöftes Hohenroden). Auf kürzesten Entfernungen schwanken über den verschiedenen Gesteinen die Höhe der Kreideunterkante und die Mächtigkeit des basalen Cenomans bis zu 2 m.

Die Höhenunterschiede der Kreideunterkante müssen schon vor der Transgression des Kreidemeeres wenigstens zum Teil durch die Verwitterung auf der alten Landoberfläche bestanden haben. Die abradierende Tätigkeit des Kreidemeeres kann nicht besonders groß gewesen sein, denn, wie wir aus den verschiedensten Veröffentlichungen W. Paeckelmann's aus der Briloner Gegend vor allem wissen, fällt die Transgressionsfläche der Kreide ungefähr mit der permischen Landoberfläche zusammen. W. Paeckelmann brachte ferner den Nachweis, daß die Briloner Hochfläche in ihrer heutigen Höhe die wieder freigelegte Kreidetransgressionsfläche ist, weil sich auf ihr verkieselte Reste des basalen Cenomans in relativ primärer Höhenlage noch befinden. Auch auf den Massenkalkflächen des Warsteiner Gebietes liegen die dort noch vorhandenen Cenomanreste noch in (relativ) ursprünglicher Höhe. All diese Gebiete haben aber dieselbe Abdachung nach dem Innern der Münsterschen Kreidebucht, wie die Kreideunterkante im Ausgehenden der Kreide an der östlichen Haar. Diese Beobachtung stützt daher die Annahme, daß das Kreidemeer nicht stark abradierete, sondern daß es sich mehr um eine Ingression über die vorhandene Landoberfläche handelte.

Die Kreideunterkante hat nach der Ablagerung des Cenomans weitgehende Veränderungen erfahren, wie schon ein Vergleich der Mächtigkeits-Kurven mit den Linien heutiger gleicher Höhe lehrt. Beide Linien müßten ungefähr parallel zueinander verlaufen. Die Linien gleicher Kreidemächtigkeit laufen in der westfälischen Kreidebucht aber westnordwestlich, während die Unterkanten-Isohypsen im allgemeinen nordnordwestlich verlaufen.

Auch die Faziesverhältnisse der Kreide lassen schließen, daß der Meeresboden in seiner Tiefe wechselte. Ich erinnere nur an die Tatsache, daß jede Bildung eines Glaukonit-Grünsandes auf eine Regression der Kreidemeere zurückzuführen ist.

Während der kimmerischen Faltung wurden die Kreideschichten an der Egge und am Teutoburger Walde gehoben, sodaß jetzt erst die eigentliche Bucht der westfälischen Kreideablagerungen entstand. Die Schichten der Kreide fallen seitdem zum Münsterlande hin ein. Daß sie auch am Südrande zum Innern der Münsterländer Bucht einfallen, bewirkte die Heraushebung des Sauerlandes, die zur Wende des Pliozän-Diluvium geschah. Es ist selbstverständlich, daß bei der Aufwölbung des Kreideuntergrundes auch die Kreidedecke selbst mit hochgehoben werden mußte.

Eine lokale Aufwölbung des Untergrundes, die erst nach der Ablagerung des Cenomans geschehen sein kann, läßt sich sehr gut zwischen Wünnenberg und Fürstenberg beobachten. Das Karpketal, das von Essentho kommt, ist angelegt in den namurischen Grauwacken und Tonschiefern. Zwischen Fürstenberg und Wünnenberg geht die Kreide bis unter die Talsohle des Baches hinab. Östlich von Wünnenberg, an der Zinsdorfer Mühle, tritt dann aber wieder an den Talwänden das Karbon hervor. Zwischen Wünnenberg und Kedinghausen ist die Karpke, bzw. die Afte tief ins Karbon eingeschnitten. Wahrscheinlich macht sich hier der Einfluß des im Untergrunde befindlichen Warsteiner Sattels bemerkbar. Er bildet eine starre Masse, auf welche durch eine der letzten varistischen Faltungen die Nuttlarer Hauptmulde überschoben wurde. Zur Zeit der kimmerischen Faltung, als dann das Bruchfaltengebirge der Egge entstand, verhinderte dieses Widerlager dann, daß die Aufrichtung der Kreideschichten ungestört nach Westen ausklingen konnte. Östlich des Warsteiner Sattels kam es dann zu einer Eindellung des Kreide- und auch des dort nachgiebigeren variszischen Gebirges. Die erwähnten Verbiegungen der Kreideunterkante warnen davor, allein auf Grund der heutigen Morphologie Aussagen machen zu wollen über die ursprüngliche Ausdehnung der kretazischen Meere. Genauere Angaben hierüber lassen sich nur dort machen, wo noch Kreidereste vorhanden sind oder aber die Faziesverhältnisse des heutigen Denudationsrandes der Kreide exakte Schlüsse zulassen.

Auf dem Briloner und auf dem Warsteiner Massenkalkplateau sind die dort erhaltenen Kreidereste ursprünglich in Strandnähe abgelagert worden. Das Massenkalkplateau ist die freigelegte ehemalige Transgressionsfläche des Kreidemeeres, während das Gelände südlich bedeutend höher ansteigt. Wir können daraus schließen, daß im nordöstlichen Sauerlande das Kreidemeer den Hauptgrünsteinzug südlich der Stadt Brilon und die Höhen des Arnsberger Waldes südlich von Warstein nicht überschritten hat.

## D. Das Kreide-Gebirge

### 1. Allgemeines:

Der weitaus größere Teil des untersuchten östlichen Haarstranges wird von Schichten der Oberen Kreide eingenommen. Diese Kreidedecke drückt der Gesamtlandschaft den ihr eigentümlichen Stempel auf: Größere, fast ebene Flächen wechseln mit langgezogenen Steilkanten ab.

Im Osten, im Eggegebirge, sind auch Schichten der Unteren Kreide vorhanden. Im Einzugsgebiet der oberen Alme und deren Nebenflüsse Nette, Afte und Gosse dagegen kam die Untere Kreide nicht mehr zur Ablagerung bezw. wurde sie uns nicht mehr erhalten. Die Kreidedecke besteht hier nur aus den Schichten des Cenomans und Turons, vorwiegend in Plänerfazies.

### 2. Morphologie:

Die Untere Kreide des Eggegebirges bildet zusammen mit der sie bedeckenden Oberkreide eine große, flachwellige Mulde, deren Flügel ganz flach ungefähr auf Paderborn zu einfallen, so daß von Süden nach Norden und von Osten nach Westen immer jüngere Schichten an der Oberfläche liegen. Das der Haar nördlich vorgelagerte alte Hellwegtal ist in den weicheren Schichten der Emschermergel angelegt. Der Kamm der Haar fällt nur ganz allmählich zu diesem Tale ab, sodaß der Nordabfall der Haar manchmal einen hochflächenartigen Charakter annimmt, wie im Bockfelde südlich von Paderborn, in der Paderborner Hochfläche, die von der Altenau durchschnitten wird, oder in der Brenker Mark zwischen Geseke und Steinhäusen. Nur zwischen Salzkotten und dem Almetal steigt das Gelände vom Hellwegtal plötzlich zur Plänerhöhe an.

Die Breite der zu Tage tretenden Schichten der Oberen Kreide ist bedingt durch Gesteinsbeschaffenheit und Lagerung. Im westlichen Westfalen sind die Ablagerungen der Oberen Kreide tonig-mergeliger ausgebildet als im Osten. Nach Osten zu nimmt der Kalkgehalt der Plänerkalke zu, während die mergeligen Zwischenlagen durchweg geringmächtiger werden oder sogar auskeilen. Die Lagerung ist am ganzen Südrande überall gleich: Die Schichten fallen flach zur Münsterschen Bucht zu ein. Der petrographische Charakter der Schichten, der zunehmende Kalkgehalt und die dadurch erzeugte größere Widerstandsfähigkeit gegen die Einflüsse der Verwitterung nach Osten, erklärt es, daß die Haarstrangbreite, die (bei Essen ungefähr 1,5 km) bei Unna 4 km, zwischen Soest und dem Möhnetal 7—8 km, zwischen Geseke und Alme ca. 20 km beträgt, ganz im Osten zwischen Wewer und Essentho schließlich ungefähr 25 km erreicht.

Im Eggegebirge und Teutoburger Walde wurden die Kreideschichten durch die saxonische Faltung steil aufgerichtet. Deshalb ist hier die Breite der zu Tage ausgehenden Schichten trotz der großen Festigkeit des Gesteins gering.

Die Kleinformen des Kreidegebietes verdanken ihre Entstehung vor allem dem Wechsel von härteren und weicheren Schichten. Ihm verdankt die Stufenlandschaft im Süden der eigentlichen Haar-Höhe ihre Entstehung. Härtere Schichten bilden hier langgestreckte Steilhänge, während über den weicheren Schichten sich größere Flächen bilden konnten. Diese Stufenlandschaft zwischen dem südlichen Denudationsrande und der höchsten Erhebung der Kreide sehen wir besonders gut ausgeprägt in der Gegend von Rüthen, nördlich der Möhne, und dann zwischen dem Aftetal und dem Höhenzuge bei Haaren-Helmern.

Der Einfluß des fließenden Wassers auf die Kleingestaltung des Geländes ist heute wegen der starken Verkarstung des Gebietes, besonders im Norden, nur noch gering, da fast alles Oberflächenwasser im Kreidegebiet subterran abfließt. Die im Kalkgebiet befindlichen Bäche versiegen in regenarmen Zeiten fast gänzlich. Zur Zeit der Schneeschmelze oder sonstiger großer Wasser-Zuflüsse bilden sich aber reißende Bäche. Die Erosion wirkt also nur kurze Zeit, dann aber sehr heftig. Die Bäche im Kalkgebiet sind daher meist auch nur enge, aber steile Rinnen.

Auch die Täler, die ihre Wässer aus dem Sauerlande oder von der westlichen Egge erhalten und daher das ganze Jahr hindurch Wasser führen, sind im geschlossenen Kreidegebiet schmal und steil gestaltet. Besonders gut zeigt sich das im Durchbruchstal der Alme. Im Oberlauf, im Grauwacken- und Schiefergebiet des nordöstlichen Sauerlandes ist das Almetal weit und flach angelegt. Mit dem Eintritt in das geschlossene Plänergebiet verändert sich die Talform: Es wird schmal, eng und gewunden, manchmal kaum Platz lassend für die wegen der besseren Wasserversorgung vorzugsweise in dem Tale befindlichen Siedlungen. Klippenzüge weisen an den Talhängen auf härtere Gesteinspacken in der Kreide hin. Der Wechsel von härteren und weicheren Sedimenten erhält und fördert die Steilheit der Ufer und unterstützt das tiefe Einschneiden der Flußläufe.

Wegen der Verkarstung des Kreidegebietes ist die Taldichte nur sehr gering. Dazu sind die meisten Täler noch als Trockentäler anzusprechen.

Bei den Tälern können wir sehr gut unterscheiden zwischen Längs- und Quertälern. Die Längstäler sind die älteren. Es handelt sich hier um das Möhnetal, für welches F. Goebel<sup>20</sup> schon früher epigenetischen Charakter nachwies, und dessen östliche Fortsetzung: das (meist trockene) Gossetal, Aftetal, und das Trockental des Langen-Grund, Eilergrund, Gollenthaler Grund, von Wünnenberg bis Meerhof. Dieses zusammenhängende Längstal war ursprünglich in den weichen Labiatus-Mergeln angelegt und konnte sich bis heute, wenigstens wo es heute noch von einem Flusse benutzt wird, bis in das unterlagernde Karbon einschneiden. Epige-

<sup>20</sup> Fr. Goebel: Die Morphologie des Ruhrgebietes. Diss., Verhandl. Bonn 1916, S. 105.

netischer Entstehung ist ebenfalls das der Haar im Norden vorgelagerte alte, heute trockene Hellwegtal. Es liegt im Ausgehenden der weicheren Emschermergel.

Quertäler befinden sich fast nur auf der Nordabdachung der Haar. Es sind jüngere Abdachungstäler. Auch die kleinen Quertäler, die südlich der Haarahöhe zu den heutigen Tälern der Afte und Möhne führen, sind jünger als die Längstäler.

Das einzigste ältere Quertal ist wohl das Durchbruchstal der Alme. Während alle anderen Quertäler ziemlich geradlinig verlaufen, konnte sich hier Mäander hinter Mäander bilden. Die Strecke zwischen Brenken und Borchon, die heute auch, zum wenigsten im Sommer, kein oder nur sehr wenig Wasser führt, ist besonders reich an Flußschlingen. Sie entstanden in ihrer Anlage sicher schon zu einer Zeit, als der Grundwasserstand des Plänergebietes noch höher lag. Auch aus anderen Gründen, die aber erst weiter unten erörtert werden sollen, ist zu schließen, daß das Quertal der Alme altangelegt ist.

### 3. Stratigraphie der Kreide-Schichten:

Im östlichen Westfalen ist die Obere Kreide nicht besonders reich an Fossilien. Jedoch gelang es mir, durch längeres Begehen des Geländes noch verhältnismäßig zahlreiche Spezies zu sammeln. Bei der Bestimmung der Fossilien unterstützte mich Herr Prof. Dr. Andree, die Kreidepflanzen bestimmte mir liebenswürdigerweise Herr Prof. Dr. W. Gothan und die Spongienfunde bestimmte Herr Dr. Schrammen. Diesen Herren danke ich auch an dieser Stelle nochmals für ihre Unterstützung.

#### **Cenomangrünsand:** Kro 1<sup>a</sup>.

Der Cenomangrünsand bildet am Südrande der Haar ein durchgehendes, leicht zu verfolgendes Band an der Basis der Kreidebildungen von Essen im Westen über Unna, Rüdhen bis nach Wünnenberg-Fürstenberg im Osten. Noch weiter östlich ist das basale Cenoman schon nicht mehr als Grünsand, sondern als Mergel ausgebildet. Der Cenomangrünsand umfaßt Bildungen verschiedenen Alters. Im Westen Westfalens, bis in die Unnaer Gegend, ist das Untere Cenoman als Grünsand ausgebildet. Im Osten des Haarstranges transgredierte hingegen erst das Mittlere Cenoman, dessen Leitfossil: *Schloenbachia varians* Sow. ich verschiedentlich in den Grünsanden finden konnte. Ich fand sie in dem Grünsand von Rüdhen in einem Steinbruch im Kitzelbachtal zwischen Rüdhen und Altenrüdhen, an der Grünsandsteilwand westlich des Gehöftes Aschental und ferner in den konglomeratischen Granden von Wünnenberg. Nach F. Kühne<sup>21</sup> wurde von W. Henke in verkieselten Blöcken des sandig-konglomeratischen Ceno-

<sup>21</sup> F. Kühne: Das oberste Unterkarbon etc., Jahrbuch für 1927, S. 385.

mans bei Nehden (nordöstlich von Brilon) ebenfalls ein Exemplar von *Schloenbachia varians* Sow. gefunden. In den basalen Cenomanmergeln östlich von Fürstenberg konnte ich dagegen leider keine Fossilien sammeln. H. Stille<sup>22</sup> erwähnt aber in den Erläuterungen zu Blatt Kleinenberg, daß er in dem basalen Cenomanmergel, wenn auch als Seltenheit, als Leitfossil *Schloenbachia varians* Sow. habe finden können. Somit dürfte bewiesen sein, daß der Grünsand der östlichen Haar gleich alt ist mit den basalen Cenomanmergeln östlich von Fürstenberg. Ebenso ist hiermit der Nachweis gebracht, daß im östlichen Westfalen überall erst das Mittlere Cenoman transgredieren konnte. Die Sedimentationslücke reicht in der südlichen Egge also von den verschiedenen Stufen der Unteren Kreide<sup>23</sup> bis in das Mittlere Cenoman.

In den Grünsanden finden sich manchmal einzelne kleine Gerölle eines mergeligen Plänerkalks, woraus wir schließen müssen, daß in diesen Grünsanden ältere Kreideschichten wieder aufgearbeitet worden sind. Im allgemeinen setzen sich die Grünsande fast nur aus hartem Material zusammen. Meist sind es aufgearbeitete Gangquarze, die sehr gut gerundet sind und meist weiß, selten gelblich-rötlich gefärbt sind. Außerdem findet man in dem basalen Cenoman noch dunkle und gebleichte Kieselschiefer bezw. Kieselkalke, die aber alle bedeutend weniger gerundet sind als die Quarzkörner, ferner noch seltener Gerölle quarzitischer Grauwacken. Kalksteine habe ich, abgesehen von den erwähnten Plänerkalk-Geröllen, im Variansgrünsand nicht feststellen können. Die Korngröße schwankt zwischen knapp 1 mm und mehr als 5 cm, sie wechselt auf nächste Entfernung, eine Erscheinung, die sicher auf lokale Strömungen zurückzuführen ist. Bei Wünnenberg ist der Sandstein besonders grobkörnig. Nach Westen und Osten nimmt die Korngröße von hier ab. Wo das liegende sandige Cenoman feinkörnig ausgebildet ist, ist an der Basis stets ein Transgressionskonglomerat vorhanden, z. B. in der Rühther Gegend in den zahlreichen Grünsandsteinbrüchen bei Altenrühren. Die Komponenten des Transgressionskonglomerates sind verschieden stark abgerollt, je nachdem sie aus der nächsten Umgebung oder aber aus größerer Entfernung stammen. Von nur kantengerundeten Geröllen finden wir alle Übergänge zum vollständig gerundeten Block. Die Gerölle des Transgressionskonglomerates sind eingehüllt in eine meist zähe, tonige Masse, die dem Wasser, das vom Hangenden kommt, ein weiteres Absinken unmöglich macht. Daher ist die Kreideunterkante im Gelände auch sehr leicht an dem Quellengürtel zu verfolgen.

Toneisenstein-Gerölle, die weiter westlich für das Transgressionskonglomerat des Cenomanmeeres so charakteristisch sind, konnte ich im

<sup>22</sup> H. Stille: Erläuterungen zu Bl. Kleinenberg, Berlin 1904, S. 15.

<sup>23</sup> H. Stille: Der Ostrand der rheinischen Masse und seine Kreidebedeckung. Abh. N. F. Heft 139, S. 148.

ganzen östlichen Haarstrang im liegendsten Cenoman nirgendwo feststellen. Es ist das um so auffälliger, als doch hier in den unterlagernden Schichten des Karbons Toneisensteine garnicht so selten sind. Die Tatsache, daß aber dennoch nirgendwo in den liegendsten Kreideschichten Toneisenstein-Gerölle vorkommen, deutet auf eine nur geringe Abrasion des Kreidemeeres hin. Da ferner im Westen über den Schichten des Produktiven Karbons Toneisenstein-Gerölle ziemlich häufig, weiter im Osten über älteren Schichten des Karbons aber nur selten oder garnicht vorkommen, weist das ferner darauf hin, daß die damalige Meeresströmung nicht von Westen nach Osten gerichtet gewesen sein kann.

Im Talbereich von Alme und Afte ist das Grundkonglomerat ganz verschieden mächtig ausgebildet. Im Norden ist es verständlicherweise bedeutend schwächer ausgebildet als im Süden, in der eigentlichen Strandnähe. Auf der Briloner Massenkalkfläche und bei Warstein sind uns Reste eines groben Strandkonglomerates des Kreidemeeres als verkieselte Blöcke erhalten geblieben. Ihre Lage beweist, daß das Kreidemeer bis zum Diabaszuge des Nordschenkels des Ostsauerländer Hauptsattels vorgerückt ist. Die petrographische Beschaffenheit dieses Konglomerates beweist aber auch gleichzeitig, daß das Meer nur bis hierhin hat vorrücken können.

Eigenartig grob ist das unterste Cenoman bei Wünnenberg ausgebildet. Fast der gesamte Grünsandstein ist hier konglomeratisch. Seine durchschnittliche Korngröße beträgt hier  $\pm 1$  cm. Es kommen aber auch viel größere Gerölle vor. Neben den schon früher angegebenen Komponenten fand ich in dem Wünnenberger Grobsand ein Geröll, das auf die Entstehung des ganzen Grünsandes dieser Gegend hinweist: ein Gestein, das an den Roteisenstein der Briloner Gegend erinnert. Dieses Geröll und die grobe Ausbildung des Grünsandes lassen vermuten, daß sich bei Wünnenberg zu jener Zeit ein alter Flußlauf vom Sauerlande her in das Kreidemeer ergossen hat.

Westlich von Wünnenberg, am Südhange des Franzberges, und nur dort, fand ich in dem dort schon feinkörnigeren Grünsand zwei je ungefähr 1,20 m mächtige Bänke eines Kalksteins, der nur aus parallel geordneten Muschelschalen-Bruchstücken besteht. Es handelt sich vorwiegend um Inoceramen-Schalenreste, wie die starke Prismenschicht zeigt. Ob auch andere Muschelreste sich dabei befinden, läßt sich nicht entscheiden, da alle Schalen zu einem Muschelschill zerrieben sind. Die beiden Muschelschalenbänke sind durch eine ca. 60 cm mächtige Grünsandbank getrennt. Sie weisen auf die Existenz von Meeresströmungen hin, die vielleicht mit der bei Wünnenberg anzunehmenden Flußmündung im Zusammenhang stehen.

Das Bindemittel des Grünsandes ist wie allgemein in der Oberen Kreide kalkig. Groß ist der Reichtum des Grünsandes an Glaukonit, der ihm in frischem Zustande die schöne grüne Farbe gibt. Leider verwittert

der Glaukonit leicht zu Brauneisen, das dem Gestein dann eine schmutzig braun-grüne Farbe aufprägt. Brauneisen vertritt auch häufig das kalkige Bindemittel und erzeugt festere Bänke.

Nach dem Hangenden zu wird der Grünsand im allgemeinen lockerer und feinkörniger. Ebenso nimmt der Mergelgehalt nach oben hin zu, sodaß man die höheren Lagen schon als einen feinsandigen, lockeren Mergel bezeichnen kann.

Stellenweise ersetzt der Mergel auch den ganzen Grünsand, vor allem dort, wo der Untergrund sich vorwiegend aus feinkörnigen Gesteinen zusammensetzt. Feinkörnige Mergel bilden z. B. die untersten Kreideschichten der Gegend von Harth—Ringelstein—Auf dem Molmschen. Eben solche basalen Cenomanmergel befinden sich im Aftetal südlich von Büren und weiter im Osten von Fürstenberg. Ihre Entstehung ist zu erklären durch die zunehmende Meerestiefe nach Norden und Osten. Die frischgrünen, gleichkörnigen, fast nur aus gutgerundeten, reinen Quarzkörnern bestehenden, lockeren Grünsande der Gegend von Siddinghausen deuten auf eine Meeresströmung hin, die ein ganz reines, gleichgroßes, gut abgerolltes Sandmaterial in dieser Gegend ablagerte. Östlich der Ortschaft Leiberg ist der Großteil des Cenomangrünsandes anormal bunt gefärbt. Rote Sandsteine kommen neben gelben, braunen, grünen und fast weißen gleichalten Sandsteinen vor. Die Farbunterschiede beruhen in der verschiedenen Färbung der Zersetzungsprodukte des Glaukonits. Die starke Buntfärbung des Cenomans hier bewog mich, an der Richtigkeit der Stilleschen Umdeutung der tiefsten Kreideschichten der Bohrung Wildsoeden (scharfer, bunter Sandstein = Untere Kreide) zu zweifeln.

Die Mächtigkeit der Cenoman-Grünsande — das erklärt sich leicht durch die küstennahe Bildung — ist starken Schwankungen ausgesetzt. Des leichteren Überblicks wegen will ich zunächst einige Profile dieser Schichten gegenüberstellen:

#### Rüthen-Altenrüthen:

- 3,20 m bankig-knollige Kalke, Mächtigkeit der Bänke 12—55 cm.
  - 0,60 m Kalkbank mit unregelmäßigen, lagig angeordneten Hornsteinknollen.
  - 1,10 m lockerer Grünsand, fossilreich, oben mergeliger als unten; die obersten Schichten konglomeratisch.
  - 6—8 m fester Sandstein, stark glaukonitisch, gleichmäßig feinkörnig, fossilarm, fast nur schlecht erhaltene Pflanzen und Saurierknochen führend. Das tiefste  $\frac{1}{2}$  m braun oxydiert.
  - 0—0,75 m Basalkonglomerat, lehmig-tonige Füllmasse mit Geröllen.
- Liegendes: Gefaltetes Karbon.

Siddinghausen, Stbr. am Westhang des Mühlenberges:

7 m Plänerkalk, deutlich gebankte Mergelkalke wechsellagern mit mergeligen Zwischenmitteln, die geringmächtiger sind. In den unteren 4 m dieses Pläners führen die Kalkbänke unregelmäßige Hornsteinknollen-Kieselsäurekonkretionen.

Die oberen Kalkbänke sind zu Hottensteinen ausgewittert.

3—4 m Grünsandmergel, unten sandiger, oben mergeliger. In den oberen Schichten treten schon einige glaukonitarmer, mergelige Kalksteinbänkchen auf.

5—7 m Grünsandstein, scharf, rein, glaukonitreich, gröber als der Rütthener Grünsand, aber nicht sehr stark verfestigt.

In einem Schurf konnte ich 0,80 m unter der Steinbruchsohle ein ca. 20 cm mächtiges Basalconglomerat feststellen. Das Liegende waren Grauwackenschiefer.

Aftetal südöstlich Büren, Steilhang des Schwalenberges:

6 m Plänerkalk mit Kieselsäureknollen. Das Hangende war verdeckt.

9 m Kalkig-sandiger Mergel mit unregelmäßigen, bis kopfgroßen, innen bläulichen, außen weißlich-grauen Kalksteinknollen, die nach oben zu immer häufiger werden, bis sie in den Cenoman-Pläner übergehen.

1,5 m Feinkörniger mergeliger Quarzsandstein.

Liegendes: Feinkörnige Schiefer des Unt. Karbons.

Keddinghausen, Grandbruch beim Gehöft Scharboken:

4 m Knolliger Kalkmergel, vergl. oben Schwalenberg.

4,80 m Grünsandstein, durchweg erbsengroß, meist locker, nur wenige Bänke durch  $\text{CaCO}_3$  stärker verfestigt, stark verwittert.

Wünnenberg, Grandbruch am Winkel zw. Aabach- und Karpketal:

3—6 m Glaukonitische, sandige Mergel.

8 m Feinkörnigerer Grünsand.

4—7 m Kiesig-konglomeratischer, stark verwitteter Grünsand.

Liegendes: Gefaltetes Karbon (Sandschiefer).

Fürstenberg, Steilhang am Wege hinter der Gärtnerei:

Der Grünsand zeigt nur noch eine Mächtigkeit von ca. 1,50 m. Er ist aber schon so mergelig-tonig ausgebildet, daß er nur schlecht zum Mauern verwendet werden kann.

Östlich Fürstenberg verschwindet der Grünsand vollständig. Hier tritt an seine Stelle ein toniger Mergel, der im allgemeinen folgendes Profil zeigt:

Hangendes: Wechsellagerung von blau-grauen Kalkbänken, die vereinzelt noch Hornsteine enthalten, mit gelblich-grauen Mergeln,  
ca. 9 m Kalkbänke mit Hornsteinen, die lagig angeordnet sind, in stetigem Wechsel mit Mergelbänken.  
1—4 m Gelblich-graue, leicht zerfallende Mergel mit einzelnen harten Kalkknollen.

Die Mächtigkeit des Mergels nimmt von Westen nach Osten und von Süden nach Norden entsprechend der zunehmenden Meerestiefe zu. Bei Blankenrode gibt H. Stille seine Mächtigkeit mit ca. 20 m und bei Altenbeken schon mit ca. 50 m an<sup>24</sup>.

Da der Mergel leicht zerfällt, wurde er früher gern zum Mergeln der Felder abgebaut. Neben dem Kalkgehalt wirkte auch der Glaukonitgehalt als Kali-Bringer mit an der Besserung der Böden.

Das Leitfossil des Cenoman-Grünsandes und des Cenoman-Mergels ist der Ammonit *Schloenbachia varians* Sow., der ebenfalls auch noch in den hangenden Schichten des Cenoman-Pläners vorkommt.

Im Cenoman-Grünsand fand ich außerdem nur noch einen Nautiliden am Mühlenberge bei Siddinghausen, südlich von Büren. Bei Wünnenberg-Fürstenberg fand ich in höheren Lagen des mergeligen Grünsandes ein Exemplar von *Acanthoceras rhotomagense* Defr. Sonst bemerkte ich nur noch einige unbestimmbare Spongien-Reste. In den großen Grandbrüchen bei Wünnenberg sollen auch schon häufiger „Schnecken“ gefunden sein, jedoch hatte ich keine Möglichkeit, ein solches Exemplar zu erhalten. In einem verkieselten Block des strandnahen basalen Cenomans, das die Alme wahrscheinlich von der Briloner Hochfläche bis nach Tudorf transportiert hatte, fand ich den Abdruck einer Schnecke, wahrscheinlich *Pleurotomaria*.

#### **Cenoman-Pläner:** Kro 1 $\beta$ .

In den hangendsten Teilen des oberen, mergeligen Grünsandes vermindern sich die Abstände zwischen den Kalkknollen-Lagen, während gleichzeitig deren Mächtigkeit zunimmt. So entsteht allmählich aus dem Grünsande der Cenoman-Pläner. Eine scharfe Grenze ist zwischen diesen beiden Zonen daher nicht zu ziehen. Als Grenzschicht habe ich eine 2—3 m mächtige blaugraue, zu Quadern zerklüftete Kalkbank angenommen, die als erste Schicht die für den Cenoman-Pläner des Untersuchungsgebietes typischen Hornsteine = Kieselsäure-Knollen enthält, die aus amorpher Kieselsäure bestehen. Diesen Knollen haben keine feste, bestimmte Grenze gegenüber dem sie umgebenden Kalkstein, sondern der Kieselsäure-Gehalt nimmt zum Rande zu allmählich ab, während der Kalkgehalt bis zu dem des normalen Plänerkalkes zunimmt. Recht häufig findet man in diesen blauschwarzen, splittrigen Knollen Spuren von Kieselschwämmen. Bei Alten-

<sup>24</sup> H. Stille: Erl. zu den Blättern Altenbeken und Kleinenberg, Berlin 1904.

rüthen fand ich eine Knolle, die nach freundlicher Bestimmung von Dr. Schrammen den Schwamm *Plectascus labrosus* T. Smith noch erkennen läßt. Es ist anzunehmen, daß kieselsäurereiche Skelettreste, vor allem Spongienadeln, das Material zu diesen Knollen lieferten. Im Westen bei Unna existiert nur eine einzige Hornstein führende Bank, die dort nur ca. 0,50 m mächtig wird<sup>25</sup>. Von dort nimmt nach Osten zu die Zahl und Mächtigkeit der Hornstein-Bänke zu. Bei Weine—Siddinghausen beträgt ihre Gesamtmächtigkeit schon ungefähr 4 m, bei Kedinghausen—Büren 8—10 m und schließlich bei Wünnenberg—Fürstenberg knapp 20 m. Wo die Hornsteine nicht in allen Plänerbänken vorhanden sind, sondern nur in einem Teil, ist ihr Vorkommen stets auf den unteren Teil des Pläners beschränkt. Nicht alle Bänke der Hornstein führenden Zone führen solche Knollen, sondern es wechseln hornsteinreiche mit hornsteinarmen, ja sogar mit hornsteinfreien Kalkbänken ab. Die mächtigste und zugleich auch hornsteinreichste Hornsteinbank liegt zu tiefst. Sie ist ungefähr 2—2,5 m mächtig. Gegen die Verwitterung sind diese Bänke sehr widerstandsfähig. Daher kann man die Knollen an alten Steinbruchwänden, an freiliegenden Felsklüften und als Lesesteine auf den Feldern leicht erkennen. Als härtestes Gestein der ganzen Plänergegend wird das Material gern zum Ausbau von Wegen benutzt. Unerwünscht ist es jedoch der Zementindustrie, einmal wegen des hohen Kieselsäuregehalts und dann auch wegen der schweren Gewinnbarkeit. In kürzester Zeit ist jeder Steinbohrer stumpf.

Der Cenoman-Plänerkalk enthält ungefähr 75%  $\text{CaCO}_3$ . In frischem Zustande ist er ein bläulich-grau gefärbter, fester, dickbankiger Mergelkalk, dem mergeligere Schichten zwischengelagert sind. Seine Schichtflächen sind unebenflächig, wulstig. Angewittert nimmt der Plänerkalk eine weißgraue Farbe an. Der Cenoman-Pläner enthält ziemlich viele Fossilien. Ich fand in ihm:

<i>Schloenbachia varians</i> Sow.	<i>Inoceramus tenuis</i> Mantell
<i>Schloenbachia coupei</i> Brongn.	<i>Inoceramus cripsi</i> Mantell
<i>Turrilites cenomanensis</i> Schlüter	<i>Inoceramus orbicularis</i> Münster
<i>Turrilites tuberculatus</i> Bosc.	<i>Inoceramus virgatus</i> Schlüter
<i>Turrilites costatus</i> Lam.	<i>Pecten beaveri</i> Sow.
<i>Acanthoceras rhotomagense</i> DeFr.	<i>Rhynchonella spec.</i>
<i>Acanthoceras mantelli</i> Sow.	<i>Holaster subglobosus</i> Ag.
<i>Nautilus elegans</i> Sow.	<i>Discoidea subuculus</i> Klein
<i>Nautilus spec.</i>	<i>Discoidea cylindrica</i> Ag.

Das Leitfossil der nächst höheren Stufe, *Acanthoceras rhotomagense*, tritt also neben dem älteren Leitfossil *Schloenbachia varians* auf. Auf Grund eines einzigen Fossilfundes läßt sich daher eine bestimmte Schicht nicht ohne weiteres dem Cenoman-Pläner oder dem Cenoman-Kalk zuteilen, da

<sup>25</sup> R. Bärtling: Erl. zu Blatt Unna, Berlin 1911.

außerdem im Cenoman-Kalk neben *Acanthoceras rhotomagense* auch noch, wenn auch vereinzelt, *Schloenbachia varians* vorkommt. Es bewahrheitet sich also Schlüter's Ansicht (Ztschr. d. D.G.G. für 1866, S. 61), daß die Verschiedenheit des Rhotomagense-Kalkes und des Varians-Pläners nicht auf der Verschiedenheit der Spezies, sondern auf der größeren oder geringeren Individuenzahl einiger Arten beruht.

Die Gesamtmächtigkeit des Cenoman-Pläners beträgt ca. 30—45 m.

#### **Cenoman-Kalk: Kro 17.**

Überlagert wird der Cenoman-Pläner von Schichten, die man petrographisch als Cenoman-Kalk, nach ihrem Fossilinhalt als „Arme Rhotomagense-Schichten“ (Strombeck) bezeichnet. Petrographisch unterscheiden sie sich von der liegenden Zone eigentlich nur bei und östlich von Büren. Westlich von Büren lassen sich Cenoman-Pläner und Cenoman-Kalk petrographisch kaum voneinander unterscheiden, lediglich die Fossilarmut der hangendsten Schichten des Plänerkalkes etwa in der Rütthener Gegend läßt hier in diesen oberen Plänerbänken ein zeitliches Äquivalent der im Osten typisch ausgebildeten Cenoman-Kalke vermuten. Östlich von Büren bildet das höchste Cenoman eine ca. 15—20 m mächtige Stufe hochprozentiger, bläulich- bis grauweißer, fester Kalke. Dieser Kalk zeigt einen glatten, muscheligen Bruch. Nach Osten zu kann man häufiger feststellen, daß die Schichtflächen der einzelnen Bänke stylolithisch miteinander verzahnt sind. Fossilien sind nur selten zu finden. Ich fand:

*Schloenbachia varians* Sow. (Büren, Zementwerk-Stbr. Evers)

*Acanthoceras rhotomagense* Defr.

*Nautilus elegans* Sow.

*Pleurotomaria plana* Münster

*Holaster subglobosus* Ag.

*Ptychodus spec.*

Sehr häufig enthalten diese durchschnittlich 30—50 cm mächtigen, nur durch dünne, dunkle, mergelige Zwischenlagen getrennten Kalkbänke FeS<sub>2</sub>-Konkretionen. Diese sind auch das Ursprungsmaterial des Brauneisens, das früher im Steinbruchbetriebe häufig auf breiten Spalten des Kalkes als Nebenprodukt gewonnen wurde. Der Cenomankalk wird sehr viel gebrannt zu Dünge- oder Mörtelzwecken. In Büren verarbeiten ihn einige Zementwerke auch mit anderem Material zu Zement.

Im Sindfelde, der mit Äckern bedeckten, tiefgründigen, weiten Ebene zwischen Haaren-Helmern im Norden und Wünnenberg, Fürstenberg im Süden, fehlen Aufschlüsse fast ganz, sodaß hier die Grenzziehung zwischen dem Cenoman-Pläner und -Kalk mehr auf bestem Ermessen als auf direkter Beobachtung beruht.

### Der Rotpläner: Kro 2<sup>α</sup>.

Der Rotpläner leitet zu den Schichten des Turons über. Er ist aber nur südlich von Atteln an den Talwänden der Altenau und zwischen dem Nordholz und dem Böckerberg vorhanden. Am Böckerberg verschwindet er nach Westen hin ganz. Es handelt sich um vorwiegend rötliche, mergelige Kalke, denen verhältnismäßig starke Mergelbänke zwischengelagert sind. Fossilien konnte ich in diesen Schichten nicht sammeln. Nach Bärtling<sup>26</sup> ist der Rotpläner in den Geseker Bohrungen angetroffen worden. Ebenfalls bekannt ist er aus der Egge. Im Ausgehenden des tiefsten Turons konnte ich ihn am Südhang der Haar aber nirgendwo feststellen. Er ist eine Bildung der tieferen See.

### Der Labiatusmergel: Kro 2<sup>α</sup>.

An der Haar beginnt das Turon im allgemeinen erst mit der Zone des *Inoceramus labiatus* v. Schloth, einem mürben, leichtverwitternden, im frischen Zustande aber klüftigen, blau-grau-gelben Mergel, der überaus oft das Leitfossil: *Inoceramus labiatus* v. Schloth. enthält. Sonst fand ich nur noch einige kleine Brachiopoden: *Rhynchonella cuvieri* d'Orb. und *Terebratula gracilis* v. Schloth. R. Bärtling erwähnt aus der Soester Gegend noch das Vorkommen von *Acanthoceras nodosoides* v. Schloth. und H. Stille auf Bl. Etteln *Terebratula semiglobosa* Sow.

Die Fauna des Labiatus-Mergels ist also artenarm, aber sie ist sehr reich an Individuen dieser wenigen Arten.

Die unteren Partien des Labiatus-Mergels sind dunkler als die oberen, die schon reicher an CaCO<sub>3</sub> sind. In den höheren Lagen nimmt der Kalkgehalt immer mehr zu, es treten Einlagerungen von harten, knolligen Kalken auf, die zum Hangenden zu immer mächtiger werden, sodaß ein allmählicher Übergang zu der nächsthöheren Zone der Lamarcki-Schichten stattfindet.

### Der Lamarcki-Pläner: Kro 2<sup>β</sup>.

Diese Zone bildet überall den eigentlichen Kamm der Haar. Auf dem allmählichen Nordabfall der Höhe gegen die Münsterländer Ebene nimmt sie wegen der flachen Lagerung große Flächen ein und stößt in den tiefeingeschnittenen Tälern weit nach Norden hin vor. Das Gestein ist petrographisch ziemlich einheitlich ausgebildet: Mächtige, blau-gelbe bis weißliche Kalke, die nur einen geringen Tongehalt besitzen, wechseln ab mit geringmächtigeren, dunkleren Mergelbänkchen und festen, dünnschichtigen Mergelkalken. In ganz frischem Zustande läßt sich der Kalkstein dieser Zone nur schwer vom Cenoman-Kalk unterscheiden. Wie dieser hat er dann eine bläulich-weiße Farbe, die jedoch an der Luft ziemlich schnell zu einem

<sup>26</sup> R. Bärtling: Transgressionen, Regressionen etc. Ztschr. d. D.G.G. 1920, S. 161 ff.

schmutzigen Grauweiß ausbleicht. Unterscheiden lassen sich die Kalke dieser beiden Zonen aber immer leicht an der größeren Rauheit des Lamarcki-Kalkes.

Da die Steine dieser Zone viel zu Bauten und Wegenanlagen verwendet wurden und werden, finden wir den Pläner in vielen Brüchen aufgeschlossen. Versteinerungen sind nicht gerade selten, jedoch nimmt die Zahl der Individuen und Arten vom Hangenden zum Liegenden ab. Am häufigsten findet man das Leitfossil der Zone:

*Inoceramus lamarcki* Park. Ferner fand ich noch:  
*Pachydiscus peramplus* Mantell  
*Acanthoceras woolgari* Mantell  
*Rhynchonella cuvieri* d'Orb.  
*Cardiaster planus* Mantell (?).

Die in der Scaphitenzone so häufigen Micraster-Arten konnte ich in den Lamarcki-Schichten noch nicht feststellen, ja ich benutzte östl. der Alme, wo die Scaphitenschichten in Plänerfazies ausgebildet sind, das Fehlen der Micraster in den Lamarcki-Plänern geradezu als Unterscheidungsmerkmal der beiden Zonen.

Glaukonit fehlt fast ganz. Über die Mächtigkeit dieser Zone lassen sich nur ungefähre Angaben machen, da die sehr flach gelagerten Schichten kein regelrechtes Vermessen gestatten. Die Gesamtmächtigkeit der Lamarcki-Zone schätze ich auf 50—60 m.

Das Ausgehende dieser Schichten ist im Gelände meist stark überstreut mit Hottenstein-Bruchstücken. Diese Hottensteine sind ein Verwitterungsprodukt der tonigen Kalke. An der Tagesoberfläche wird durch das Wasser der Kalkgehalt des Gesteins ausgelaugt und weggeführt; nur die Tonsubstanz bleibt zurück und bewahrt die ursprüngliche Struktur des kalkigen Ausgangsmaterials. Der Hottenstein ist natürlich bedeutend leichter, und da das Gestein durch die Auslaugung porös und toniger geworden ist, nimmt es bei jedem Regen oder Tau Wasser auf, welches es ziemlich lange festhalten kann. Sehr oft sind daher die Hottensteine im Gelände an der dunkleren Farbe und an dem grünen Moosbewuchs zu erkennen. Gelegentlich entsteht auch durch Brauneisen eine Rostfärbung des Hottensteins.

Durch die Auslaugung des Kalkes durch Wasser entstehen die Hottensteine. Wasser kann aber in dem allgemein stark verkarsteten Plänergebiet nur dort einige Zeit an der Erdoberfläche wirksam sein, wo nahe der Erdoberfläche wasserundurchlässigere Schichten sich im Untergrunde befinden, die es verhindern, daß das auffallende Regenwasser sofort zum Grundwasserspiegel abfließt. Daher finden wir Hottensteinbildungen der Plänerkalke vor allem in den unteren Bänken des Cenoman-Pläners und des Lamarcki-Pläners, weil sie von dem Cenomanmergel bzw. dem Labiatusmergel unterlagert werden. Diese Mergel sind in frischem Zustand klüftig und daher auch wasserdurchlässig, in angewittertem Zustande dichten sie aber doch

recht gut ab. Cenoman-Hottensteine findet man daher besonders oft am Südrande des Cenoman-Pläners in der Fürstenberger Flur, im Leiberger Walde und bei Siddinghausen. Im Turon sind Hottensteine häufig in der Bürener Waldung „Wiesung“, aber auch weiter im Norden, in höheren Schichten des Pläners in den Feldfluren Schwafern und Fiegenburg nördlich von Haaren. Hier ist die Entstehung durch zwei mächtige Mergelpacken bedingt, die nahe der Oberfläche das Oberflächenwasser etwas langsamer versickern lassen.

### Die Scaphiten-Schichten: Kro 27.

Über diese Zone, insbesondere über ihre faziellen Unterschiede westlich und östlich des Almetals berichtete schon früher ausführlich H. Stille<sup>27</sup>. Ich kann mich daher im wesentlichen auf einen kurzen Überblick beschränken und auf Stille's Ausführungen verweisen. Im Gebiete des östlichen Haarstranges müssen wir eine westliche Grünsand-Fazies = Soester Grünsand (= Anröchter „Dolomit“) von einer östlichen Plänerfazies der Scaphitenzone unterscheiden. Der Übergang der Grünsandfazies in die Plänerfazies geschieht ganz allmählich dadurch, daß der Kalkgehalt des Gesteins nach Osten zu immer mehr zunimmt, während der Glaukonit-Gehalt in gleicher Weise abnimmt. Die Grünsandfazies ist immer auf die ältesten Schichten der Zone beschränkt. Bei Werl, Ampen, Soest ist die ganze Zone als Grünsand entwickelt, nach Osten zu ist die Grünsand-Ausbildung immer mehr auf die tieferen Schichten beschränkt. Der Grünsand wird im Osten immer härter, eine Folge des steigenden  $\text{CaCO}_3$ -Gehalts. Die östlichsten abbauwürdigen Grünsandbänke befinden sich bei Steinhausen. Bei Brenken, Ahden erinnert ein gewisser Glaukonitgehalt noch an die westliche Grünsandfazies; östlich und nördlich dieser Orte ist dann aber die ganze Zone schon als Pläner abgelagert.

Bei Anröchte wird der Grünsandstein, der als Baustein sehr beliebt ist, von den Steinmetzen fälschlicherweise als „Dolomit“ bezeichnet. Petrographisch sind diese „Dolomite“ im liegenden Teil als stark kalkhaltige Sandsteine, im hangenden Teil als sandreiche Kalksteine zu bezeichnen. Der Grünsandstein ist reich an Glaukonit, der ihm eine schöne, frischgrüne Farbe verleiht. Von dem cenomanen Rühthener Grünsandstein ist der Soester Grünsandstein immer leicht zu unterscheiden, da der Rühthener Grünsand viel reicher an Kieselsäure ist. Der Soester Grünsand ist reicher an  $\text{CaCO}_3$ , verwittert daher auch leichter, besonders wo Abgase einwirken können. Ist das Gestein zu regenarmen Zeiten gebrochen worden, ist das Gestein vor der Einmauerung erst richtig ausgetrocknet gewesen, dann hält es sich viel besser, unter sonst gleichen Verhältnissen, als wenn dies nicht der Fall gewesen ist.

<sup>27</sup> H. Stille: Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfäl. Kreidemulde etc. Jahrbuch für 1905, Seite 141 ff.

Im Gegensatz zum Rütthener Grünsandstein behält der Scaphiten-Grünsandstein viel besser seine grüne Farbe. Im Rütthener Grünsandstein ist immer schon ein Teil des Glaukonits zu Brauneisen umgewandelt, daher hat dieser Stein auch immer schon wenigstens einige rotbraune Tupfen. Die Verwitterung des Glaukonits kann im Cenoman-Grünsand so weit fortschreiten, daß jeder Glaukonitgehalt verschwindet und der ursprüngliche Grünsand ein „Tigersandstein“ wird.

Der Scaphitengrünsandstein ist reich an organischen Resten. Besonders häufig sind *Micraster*, *Brachiopoden* und *Lamellibranchiaten*. Ich konnte sammeln:

*Micraster cor testudinarium* Ag.  
*Micraster cor anguinum* Lam. (?)  
*Micraster breviporus* Ag.  
*Terebratula semiglobosa* Sow.  
*Terebratulina chrysalis* Schloth,  
*Rhynchonella plicatilis* Sow.  
*Rhynchonella cuvieri* d'Orb.  
*Ostrea hippopodium* Nilss.  
*Spondylus spinosus* Desh.  
*Spondylus lineatus* Goldf.

Inoceramen-Schalenbruchstücke sind zahlreich in diesem Gestein, jedoch sind sie nicht bestimmbar. Diese Schalen haben manchmal eine ganz außergewöhnliche Dicke. Im Steinbruch Evers in Ahden fand ich in den Übergangsschichten des Grünsandsteins zum Plänerkalk Schalen-Reste, die bis zu 18 mm dick sind.

Zahlreich sind auch Fischreste in dem Grünsand. Meist handelt es sich bei diesen Funden um einzelne Placoiden-Wirbel. Guterhaltene Fische sind nur wenige bekannt.

Petrographie und Fossilinhalt des Grünsandes zwingen zu der Annahme, daß die Grünsande eine strandnahe Seichtwasserbildung sind. Außer den Resten einer widerstandsfähigen, dickschaligen Strandfauna verlangen diese Deutung auch die öfteren Funde von Pflanzen. Es handelt sich dabei vorwiegend um Coniferen-Reste, von denen Prof. Gothan einige als *cf. Geinitzia formosa* Heer bestimmen konnte. Aber auch andere Pflanzen sind zu finden. Im Museum des Geologischen Instituts der Universität Münster befindet sich ein gut erhaltener Farnstamm, der aus dem Grünsande von Soest stammt. Prof. Gothan bestimmte ihn als *Protopteris punctata* (Sternberg) Presl. Er zeigt nach Prof. Gothan in dem anhaftenden Grünsand noch Reste des Wurzelmantels, der wenigstens teilweise die Stämme umgeben haben muß, wie runde Närbchen unterhalb der Blattnarbe zeigen.

Der Grünsand entstand durch eine Regression des Kreidemeeres, die wahrscheinlich verursacht wurde durch eine lokale Hebung des Geländes

im Gebiete der oberen Ruhr, etwa südlich des Arnsberger Waldes, wie R. Bärtling<sup>28</sup> annimmt.

Östlich der Alme ist der Scaphiten-Pläner nur schwer von seinem Liegenden petrographisch zu unterscheiden. Er ist im allgemeinen etwas heller in der Farbe und zäher. Die mergeligen Pläner-Kalkbänke brechen meist splittrig und sind dickbankig abgesondert. Ihre Oberfläche ist besonders in den unteren Lagen wulstig. Die oberen Kalkbänke dieser Zone werden bei Tudorf, an der „Postecke“ nördlich von Haaren und ferner bei Wewelsburg gebrochen, um aus ihnen ein Kleinpflaster, das „Paderborner oder Tudorfer Zick-Zack-Pflaster“ zu schlagen. Dieses Pflaster wird viel zum Belegen von Fußwegen benutzt; es ist leicht zu erkennen an den gelegentlichen Micraster-Querschnitten.

Scaphitengrünsand und Scaphitenpläner sind beide reich an Micraster-Formen. Während im Grünsand aber daneben die Brachiopoden vorherrschen, kommen in den Plänerbänken besonders zahlreich noch Inoceramenschalen vor. Im einzelnen fand ich im Scaphitenpläner:

*Scaphites geinitzi* d'Orb.  
*Pachydiscus peramplus* Mantell  
*Inoceramus undulatus* Mantell  
*Inoceramus cuneiformis* d'Orb.  
*Inoceramus latus* Mantell  
*Micraster cor testudinarium* Ag.  
*Micraster breviporus* Ag.  
*Ananchytes ovatus* Lam.  
*Echinocorys gravesi* Desor  
*Holaster planus* Mantell  
*Inoceramus spec.*

Recht häufig sind ferner Spongienreste, die aber nur selten gut erhalten sind. Einen erkennenbaren Schwamm bestimmte Herr Dr. Schrammen als *Leiostracosia angustata* Roemer spec.

Bei Tudorf soll 1932 ein gut erhaltener Fisch gefunden sein, der „aus-sah wie ein Karpfen“; leider war es mir unmöglich, dieses Stück zur Bestimmung zu erhalten.

#### **Der Schloenbachi-Pläner: Kro 2<sup>δ</sup>.**

In der hangendsten Zone des Turons zeigt sich am deutlichsten die in allen Schichten des Cenomans und Turons des Haarstranges festzustellende Tatsache, daß der CaCO<sub>3</sub>-Gehalt von Westen nach Osten immer mehr zunimmt. In den großen Zementwerksteinbrüchen zwischen Anröchte und Erwitte haben die Schichten dieser Zone einen ungefähren Gehalt von 70% CaCO<sub>3</sub>. Das ganze Profil ist hier noch ziemlich gleichmäßig als stark mer-

<sup>28</sup> R. Bärtling: Transgressionen, Regressionen usw. Zeitschrift, 1920, Seite 161 ff.

geliger Kalk ausgebildet. Schon bei Geseke stellen sich mehrere hochprozentigere Bänke ein, die sog. „Mauerbänke“, die als härteres, widerstandsfähigeres Material besonders in früheren Zeiten zu Bauzwecken gern verwendet wurden. Bei Paderborn ist dann schon die ganze Zone als ein recht fester Kalk entwickelt, zwischen welchem sich nur noch ganz vereinzelt dünne mergelige Zwischenlagen befinden. Im Westen des Haarstrangs ist der Glaukonit-Gehalt schon nicht groß zu nennen, er verschwindet nach Osten dann aber gänzlich. Die Regression des Kreidemeeres, auf welche der Scaphiten-Grünsand hinweist, ist vorbei. Das Kreidemeer ist wieder weiter vorgerückt und im Haarstrang-Gebiet auch wieder zur Normaltiefe des Plänermeeres, die R. Bärtling mit 200—300 m annimmt, vertieft.

Das häufigste Fossil dieser höchsten Zone des Turons ist neben den verschiedenen *Micraster*-Formen das Leitfossil, das nach Stille<sup>29</sup> aber auch schon in den höheren Bänken der Scaphitenzone vorkommt:

*Inoceramus schloenbachi* J. Böhm. Außerdem sah ich:

*Inoceramus cordiformis* Sow.

*Inoceramus cuvieri* Sow. var. *annulata* Goldf.

*Inoceramus spec.*

*Micraster cor testudinarium* Goldf.

*Micraster cor anguinum* Lam.

*Ananchytes ovatus* Lam.

*Infulaster excentricus* Forb.

*Epiaster brevis* Des. (?)

*Stereocidaris sceptrifera* Mantell.

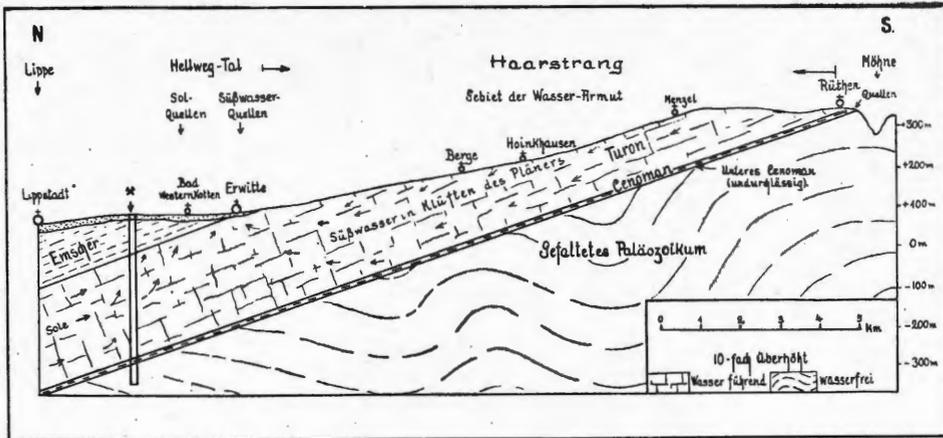
*Pachydiscus peramplus* Mantelli fand ich als einzigsten Cephalopoden. Der Schloenbachi-Pläner hat eine große Verbreitung. Wegen seiner flachen Lagerung nimmt er den weitaus größten Teil der Nordabdachung der Haar zum Hellwegtal ein. Seine Mächtigkeit schätze ich auf 80—90 m.

### Der Emscher-Mergel: Kro 3.

Der Emschermergel kommt im Gebiete des eigentlichen Haarstrangs nicht mehr vor. Die Mergel bilden aber den Untergrund des dem Haarstrang nördlich parallel vorgelagerten Hellwegtals. Heute ist dieses alte Tal zwar sehr tief von mächtigen diluvialen Lockermassen bedeckt, sodaß man die Mergel des Emschers nur selten anstehend beobachten kann. In früheren Zeiten hatten diese weicheren Mergel aber einen großen Einfluß auf die morphologische Gestaltung des Gebietes, weil sich in ihnen das Hellwegtal anlegen konnte. Früher und auch heute noch beeinflusste der Emscher die Wasserverhältnisse der Kreideschichten. Nur soviel soll hier über die Hydrographie des Haarstrangs gesagt werden, daß die Grenze Turon-Emscher eine ausgesprochene Quellenlinie ist, weil hier das auf den Kalk-

<sup>29</sup> H. Stille: Erläuterungen zu Bl. Etteln, Berlin 1904.

böden versickernde Wasser, das in Klüften und Spalten abfließt, nicht weiter nach Norden strömen kann, da die wasserundurchlässigen Emschermergel als Stauer wirken. Gleichzeitig muß an der Grenze Emschermergel-Turonpläner auch die von Norden unter dem Emscher fließende Sole hochsteigen. Die Zone der Solquellen liegt im allgemeinen etwas nördlicher als die Zone der Süßwasserquellen. Es ist aber auch schon vorgekommen, daß eine Solquelle im eigentlichen Bereich des Süßwassers angebohrt wurde. Ganz allgemein kann man aber folgende drei Zonen unterscheiden: Gebiet der Wasserarmut auf der Haar, am Nordfuße der Haar: Süßwasserquellengürtel und noch weiter nördlich: Gebiet der Solquellen. Folgender Nord-Süd-Schnitt von Lippstadt auf Rüthen zu mag das veranschaulichen:



Das Einfallen der Schichten ist hier  $3^{\circ}\text{N}$ ; die 10-fache Überhöhung verzerrt das Profil.

Nähere Ausführungen über dieses Kapitel werden demnächst gemacht werden.

Der Emscher ist fast nur aus Bohrungen oder anderen künstlichen Aufschlüssen bekannt. Er ist ziemlich einheitlich zusammengesetzt. Durchweg ist das Gestein ein grauer, schmierender Mergel, der äußerst rasch an der Luft zerfällt. Daher findet man in den wenigen Tagesaufschlüssen, z. B. Ziegeleigruben im Riemekerkfeld westlich von Paderborn, Bahneinschnitt zwischen Scharmede und Elsen etc., auch nur sehr selten bestimmbar Versteinerungen. In einem gelegentlichen Aufschluß nahe der Burg Erwitte fand ich in frischen Mergeln einige sehr gut erhaltene, große Exemplare von *Micraster cor testudinarium* Ag. Inoceramen wurden aber auch hier nicht gesehen, sodaß eine genauere Altersbestimmung nicht gegeben werden kann. Aus der Lagerung ergibt sich aber, daß es sich hier wahrscheinlich um die unteren Schichten des Emschers, die Zone des *Inoceramus koeneni* G. Müller handeln wird.

Bezeichnung der Zone	Gesteinsart:		Zerklüftung		Wasserführung
	westlicher Haarstrang	östl. Haar und Paderborner Geb.	W.	O.	
Emscher-Mergel	toniger Mergel		kaum zerklüftet		Kein Wasser! Wasserstauer!
Schloenbachi-Zone	helle Mergelkalke	helle Kalkmergel mit harten, mächtigen Kalken	stark zerklüftet		Große Wassermengen.
Scaphiten-Zone	grüne bis blaue Sandmergel	harte splittrige Plänerkalke	enge Klüfte	weite Klüfte	Wechselnde Wasser- führung.
Lamarcki-Pläner	weiß-blauer, harter Plänerkalk mit Mergelbänken		stark zerklüftet		Große Wassermengen.
Labiatus-Mergel	tonige Mergel mit einzelnen knolligen Kalksteinlagern		angewittert: kluffrei frisch: enge Klüfte		nur geleglich Wasser führend.
Cenoman-Kalk	hochprozentiger Kalkstein mit sehr dünnen Mergellagern		stark zerklüftet		Große Wassermengen.
Cenoman-Pläner	Mergeliger Kalkstein mit eingelagerten Hornsteinbänken, deren Zahl und Mächtigkeit nach Osten zunimmt		zerklüftet		Wassermengen.
Cenoman-Grünsand Cenoman-Mergel	Grünsandstein	Glaukonitischer Mergel	zerklüftet	wenig zerklüftet	nach der Klüftung wechselnde Wasser- mengen.
Unterer Grünsand und Transgressions-Kong- lomerat des Cenomans	grobe und kleine Gerölle in tonig-lehmiger Füllmasse		nicht zerklüftet		wasserfrei.

#### 4. Lagerung der Oberen Kreide:

Größere Störungen fehlen im Kreidegebiet des östlichen Haarstrangs. Auch kleinere Verwerfungen sind selten. Südlich von Henglarn legt eine Störung oberes Cenoman neben unteres Turon. Weiter im Süden bei Helmerm ist aber auch diese kleine Störung schon nicht mehr nachweisbar. Sie kann also nur eine geringe Verwurfshöhe haben. Die Schichten der Oberen Kreide sind stark zerklüftet. Dabei sind die Mergelbänke ebenso von Klüften durchsetzt wie die Kalkbänke. Teils stehen die Klüfte seiger, teils fallen sie schräg ein, teils durchsetzen sie den gesamten Pläner, teils setzen sie ab. Einige Klüfte stehen offen, andere sind mit Lehm und Schottern vollgeschwemmt. Zum größten Teil sind die Klüfte sicher schon bei der Austrocknung des Kalkschlammes entstanden, denn garnicht selten sieht man an Kluftwänden, daß die eine Hälfte eines Fossils — meist ist es ein *Micraaster* — auf der einen Kluftwand sitzt, während sich die andere Hälfte des Fossils in entsprechender Lage auf der anderen Kluftwand befindet. Es kommen aber auch Klüfte vor, die Spuren von Bewegungen im Gebirge zeigen. In dem großen Steinbruch am Bahnhofs Wewelsburg sah ich Klüfte, die mit Kalkspäten verschiedener Generationen besetzt waren. Von diesen Kalkspäten war die ältere Generation zerquetscht. Daher ist der Schluß berechtigt, daß auch im Kreidegebirge Bewegungsklüfte nicht ganz fehlen. Die Bewegung selbst kann allerdings nur sehr gering gewesen sein. Wann diese Bewegungen nun stattgefunden haben, läßt sich nicht entscheiden, wahrscheinlich aber zur Zeit der kimmerischen Gebirgsbildung. Es ist noch zu prüfen, ob nicht auch die bewegungsanzeigenden Klüfte ursprünglich als Trocknungsspalten entstanden sind und dann erst später tektonisch beansprucht wurden. Ich fand im Gelände leider keinen Hinweis, der diese Frage lösen könnte. Trotzdem neige ich zu dieser Annahme, wenn auch die Regelmäßigkeit der Kluftrichtungen so nur schwer zu erklären ist. Vielleicht ist es aber auch so, daß Austrocknung und tektonische Beanspruchung des Kalkschlammes gleichzeitig stattfanden.

Die Richtung der Klüfte wechselt. Trotzdem ist die Klüftung aber als regelmäßig zu bezeichnen, weil bestimmte Kluftrichtungen bevorzugt sind. Bevorzugt ist vor allem die Süd-Nordrichtung mit einer Ablenkung nach Westen bis zu  $20^\circ$  und nach Osten bis zu  $12^\circ$ . Ein anderes vorherrschendes Kluftsystem ist ost-westlich orientiert. Die meisten Klüfte verlaufen aber in der Richtung W  $15^\circ$  N. Als ganze, geschlossene Masse ist das Kreidegebirge aber sicher bewegt worden, als zur Wende Tertiär-Diluvium das nordöstliche Sauerland aufgewölbt wurde. Dabei wurde natürlich auch die Lage der der Rheinischen Masse im Norden aufgelagerten Kreidedecke verändert.

Entsprechend dem Umstreichen der Kreideschichten aus der Richtung des Haarstranges in die des Osningzuges fallen die Schichten zum Innern der Münsterschen Bucht ein. Dabei nimmt der Grad des Einfallens von

Westen nach Osten zu. Bei Erwitte-Anröchte ist ein Einfallen nur schwer zu messen, weil die Schichten kaum geneigt sind. Am Westrande von Blatt Büren konnte ich meist den Einfallswinkel mit 3—5° messen. Bei Helmern-Atteln beträgt der Winkel schon meist 7° und steigt dann bis Lichtenau auf 9—10°. Örtlich wechseln Richtung und Stärke des Einfallens gelegentlich. Nur einige Beispiele sollen das zeigen: In Geseke stellte ich das Einfallen des oberen Turons mit 10—12° nach Norden fest, südlich Geseke, im Orte Steinhausen, ergab die Messung 1—2° nach Süden und auf der Höhe zwischen Steinhausen und Büren waren es wieder 4° nach NNW.

Schön zu beobachten ist die Umkehr der Einfallsrichtung auch in den Grünsandbrüchen von Anröchte. Während die Schichten in den nördlichen Brüchen nach Norden einfallen, zeigen die Brüche im Orte selbst deutlich eine Einmündung.

Die Tabelle auf Seite 36 gibt noch einmal einen Überblick über die Kreideablagerungen im Südosten der Münsterschen Bucht.

## E. Das Haarstranggebiet im Tertiär

Über die Geschichte des Haarstranges während der Tertiärzeit wissen wir nur wenig. Ablagerungen jener Zeitperiode fehlen fast ganz. Nur die Verhältnisse der Nachbargebiete gestatten einige Schlüsse über das Geschehen im Südosten der westfälischen Kreidemulde während des Tertiärs.

Vom Hessenkamp bei Scharfenberg beschrieb W. Paeckelmann<sup>30</sup> eine Lagerstätte mulmiger Eisen- und Mangan-Erze, die sich nach allem nur unter dem tropisch-feuchten Klima der Alttertiärzeit gebildet haben kann. Wir müssen annehmen, daß solche und ähnliche Verwitterungslagerstätten sich auch sonst noch im Bereiche des Massenkalks aus metallhaltigen Wässern niedergeschlagen haben; nur sind uns in jener Gegend solche Vorkommen nur in der einen Doline bekannt. Wahrscheinlich sind alle sonstigen Vorkommen schon wieder zerstört. Aber auch dieses eine erhaltene Vorkommen genügt, um zu schließen, daß zur Zeit der Bildung im Alttertiär der Grundwasserstand des ganzen Gebietes höher gelegen haben muß, daß das Gebiet versumpft oder sogar mit flachem Wasser bedeckt war.

In Spalten des Massenkalks von Brilon wurden uns ebenfalls zweifellos tertiäre Ablagerungen erhalten. Am Vossloh bei Brilon und am Stemmel bei Thülen führen mehrere Spalten feine, gleichkörnige, helle Quarzsande, die in einigen Spalten vollkommen glimmerfrei sind, in anderen Klüften aber, besonders wenn der Quarzsand sehr feinkörnig ist, sehr viel weißen Glimmer führen. Kretazischen Alters können die Sande nicht sein, in der ganzen Briloner Gegend kenne ich keine glimmerhaltige Ablagerung des Kreidemeeres. Außerdem fehlt diesen Sanden das Leit-Mineral der

<sup>30</sup> W. Paeckelmann: Der Scharfenberger Sattel bei Brilon i/W. Jahrbuch für 1928, S. 254 ff.

Kreidesedimente, der Glaukonit, der in den nächst gelegenen Kreide-Relikten überall zu sehen ist. Als dünnen Belag der Kluftwände führen einige sanderfüllte Spalten vollständig kalkfreie, lettige, fette Tone von grauweißer bis grünlicher Farbe. Unter dem heutigen humiden Klima verwittert der Massenkalk zu einem gelben Lehm, der fast stets mit Gesteinsbrocken durchsetzt ist. Auch im Diluvium konnte sich die gleichkörnige Sandablagerung nicht bilden.

Wir müssen daher diese Spaltenausfüllungen als Tertiärrelikte ansehen, die sich nur in wenigen Dolinen und Klüften erhalten konnten.

H. Stille fand ähnliche Sande in der östlichen Egge in Klüften des Muschelkalks<sup>31</sup>. Er hält sie ebenfalls für tertiär.

Der Sand kann nicht jüngsttertiären Alters sein, da zu jener Zeit die erodierenden Kräfte zu mächtig waren, als daß sich solche feinkörnigen, gleichkörnigen Materialien absetzen konnten. Die Spaltenausfüllungen können oligozänen oder miozänen Alters sein. Die glimmerfreien Sande erinnern an die terrestrischen Sande miozänen Alters etwa von Dörentrup in Lippe, die glimmerführenden Sande hingegen haben mehr Ähnlichkeit mit den oligozänen Meeressanden bei Kassel. Nur fehlen alle gröberen Bestandteile, wie sie die oligozänen Ablagerungen Hessens besitzen. Die Briloner Sande können daher nur in niedrigen, wenig bewegten Wässern und auf fachwelligem Gelände transportiert und abgelagert sein, nicht aber in rasch fließenden Strömen. Ich neige daher mehr zu der Annahme, daß die Sande und Letten Reste der miozänen Ablagerungen sind, die zu jener Zeit die Briloner Hochfläche bedeckten, später aber zumeist wieder fortgeschafft worden sind. Beweisen kann ich eine Entstehung der Sande und Letten als terrestrisches Miozän aber nicht, da sich weder eine Spur von Braunkohle oder irgendwelche tierische Fossilien fanden. Im Gebiete der Egge und des nordöstlichen Sauerlandes müssen wir hiernach im älteren und mittleren Tertiär eine Zeit tropischen oder wenigstens subtropischen, warm-feuchten Klimas annehmen. Ähnliche Klimaverhältnisse und damit zusammenhängende Verwitterungsvorgänge sind daher auch im benachbarten Gebiet der Haar zu fordern. Leider sind uns hier, wohl wegen der stärkeren Abtragung des Geländes in der Nähe größerer Täler und wegen der hobelnden und ausstrudelnden Wirkung des Saale-Eises und der Schmelzwässer, keine Ablagerungen des älteren Tertiärs, auch nicht in Spalten oder Klüften des Pläners, erhalten geblieben.

Erst aus dem allerjüngsten Tertiär haben wir einige Zeugen in jenem Gebiet. Auf der Höhe der Haar findet man allenthalben Schotter, die nach ihrer Zusammensetzung nur aus dem Sauerlande stammen können. Diese Gerölle müssen vom Flußwasser auf die Haarhöhe gebracht worden sein, als die Flüsse noch nicht sehr tief eingeschnitten waren. Wegen der Größe der Gerölle sind sie ferner abgelagert zu einer Zeit reger Erosionstätigkeit.

<sup>31</sup> H. Stille: Erl. z. den Bl. Willebadessen und Peckelsheim, Berlin 1908.

Um alttertiäre Ablagerungen kann es sich demnach nicht handeln, da zu dieser Zeit die Erosionsbasis nicht sehr tief gelegen haben kann. Hier bei den Höhenschottern, die bis zu 170 m über den heute nächsten Tälern liegen, handelt es sich aber um Gerölle von Kieselschiefer, Gangquarz, Quarzit, Grauwacke und verkieseltem Cenoman, wie man es heute noch auf den Massenkalkflächen von Brilon, Schärferberg und Warstein sieht; die Gerölle erreichen Faustgröße. Sie liegen auf den höchsten Erhebungen des Haarstrangs. Ich erwähne hier nur ihr Vorkommen auf dem Eilerberg, auf der Höhe von Helmern und Haaren, zwischen Büren und Steinhausen, bei der „Spitzen Warte“ zwischen Hemmern und Rüthen und schließlich noch das Vorkommen nördlich der Möhnetalsperre in der Umgebung des Bismarck-Turmes an der Soester Landstraße.

Alle diese Vorkommen liegen nördlich der Senke, die sich von der Egge im Osten am Südfuße des Haarstrangs bis in das heutige Möhnetal entlang zieht. Diese langgestreckte Depression wird heute noch in einigen Teilstücken von Flüssen und Bächen durchflossen: Afte, Gosse und Möhne. Diese Täler sind epigenetischer Entstehung. Ein großer Fluß floß ursprünglich auf der Kreide in der Streichrichtung der weichen Mergel der Labiatus-Zone. Er schnitt sich immer tiefer ein, bis heute das Afte- und Möhnetal in die Unterlage der Kreide, ins Karbon, eingegraben sind. Ein großer Fluß hat diese ganze Rinne von Osten nach Westen durchströmt, da seit dem Ende der saxonischen Gebirgsbildung das Eggegebirge hoch lag. Dieser Fluß, der natürlich auch Seitentäler gehabt haben wird, brachte die Schotter auf die Höhe der Haar, und zwar zu einer Zeit äußerst reger Erosion, weil anders die Größe der einzelnen Gerölle nicht zu erklären ist. Solch eine Periode starker Erosion setzte aber sicher ein, als im Jungtertiär das Sauerland, speziell das nordöstliche Sauerland aufgewölbt wurde. Während dieser langsamen Geländeaufbiegung müssen diese Schotter auf der Haar zur Ablagerung gekommen sein, da später das ursprüngliche Tal in der Streichrichtung der Kreideschichten verlassen wurde und neue Täler in der neuen Abdachungsrichtung angelegt wurden.

Auch noch aus einem weiteren Grunde können die Höhenschotter nicht viel jünger als die Hebung des Geländes sein: Das bis zum Kamm der Haar vorrückende Eis der Saale-Eiszeit fand die Schotter dort schon vor. Da zur Zeit des großen Eisvorstoßes die nach der Kippung des Geländes neu angelegten Abdachungstäler (Schledden und Pöppelschen der Haar) bereits ungefähr bis zur heutigen Form gestaltet waren, muß zwischen dem Ablagern der Schotter und dem Vorstoßen des Eises ein größerer Zeitraum liegen. Man könnte allerdings nun noch fragen, ob nicht das Inlandeis die Gerölle weiter im Norden aus älteren Flußablagerungen aufgenommen und dann bis zu ihrer jetzigen Stelle gebracht habe. Diese Möglichkeit scheidet aber aus, weil die Schotter schon vorhanden waren, ehe das Eis kam: In dem Steinbruch, der 1932 zum Ausbau der alten Heeresstraße nördlich von

Büren auf der Höhe des Mchtsberges angelegt wurde, beobachtete ich eine Spalte in den Plänerkalken, die in der Tiefe neben mürben Kalksteinbrocken eine Reihe von ortsfremden Geröllen von Quarz, Kieselschiefer und besonders Grauwacken und Quarzit enthielt. Nordisches Material war nicht dabei, auch nicht in dem feinen gleichartigen Material. Diese Schotter wurden überlagert von einem ganz andersartigen Kies, der fast nur aus eckigen, kaum kantengerundeten Plänerkalkbrocken, die bis zu 5—6 cm groß waren, bestand. Als Füllmasse umgab den Kalkschotter ein lehmiger, scharfer Sand, der unter anderem auch einen kleinen Feuerstein enthielt. Die gleichen, mit nordischen Gesteinen vermischten Plänerkiese liegen auf dem Nordhang der Haar allenthalben als Lokalmoräne unter dem Geschiebemergel. Sie müssen also älter als der Geschiebemergel sein und sind meines Erachtens die ältesten Ablagerungen des Saale-Inlandesees überhaupt. Da die in der Spalte unter dem Plänerkies liegenden Gerölle noch älter sein müssen, diese tiefsten Schotter aber nach Höhenlage und Zusammensetzung den Schotterresten auf der Höhe der Haar völlig gleichen, so folgere ich daraus, daß auch die Gerölle der Haarahöhe nicht vom Eis dorthin gebracht worden sind, sondern daß sie sich als Reste einst größerer Schottermengen dort noch in (relativ) ursprünglicher Lage befinden.

Afte-, Gosse- und Möhnetal sind also vor der Kippung des Geländes, vor der Vereisung des Gebietes angelegt gewesen. Ebenso muß das heute trockene obere Hellwegtal schon früh angelegt gewesen sein. Diese alte Flußrinne befindet sich nördlich der Haar, ebenfalls im Streichen der Schichten, in den dort weichsten Schichten der Oberen Kreide: dem Emshermergel. Kiesreste des Flusses, der dieses Tal einst durchfloß, sind uns nicht bekannt. Entweder sind sie nicht erhalten oder aber, was ich vermute, wir können sie nicht erkennen. Das ganze Längstal nördlich der Haar ist sehr tief ausgeräumt und später mit diluvialen Lockermassen ausgefüllt worden. Die Bohrung Tölle bei Geseke kam erst bei 18 m in das anstehende Kreidegebirge. Gerade diese große Tiefe der Talrinne und dazu die Gestaltung der Talhänge zeugen für eine Anlage des Tales in einer Zeit, als das Sauerland noch nicht emporgewölbt war. Die Hellwegebene wird von einem langgestreckten Kreidezuge von dem heutigen, nördlicheren Lippetal getrennt. Der Hang dieses Rückens, den die Abdachungstäler der Schledden und Pöppelschen (meist trocken liegende Täler von der Haar zur Lippe) schon vielfach unterbrochen haben, ist viel steiler und plötzlicher als der Anstieg vom Hellweg zur Haar. Gewiß hat bei dieser Formung der Ufer auch die Lagerung der Kreide eine gewisse Rolle gespielt, aber die exzentrische Lage der Zuflüsse und die ähnlichen Formen des Talzuges Afte-Möhne veranlassen mich, auch dem Hellwegtal ein tertiäres Alter zuzuschreiben.

Die Richtung der diese alten Täler durchfließenden Wässer muß ostwestlich gewesen sein. Bei der „Spitzen Warte“ fand ich mehrere Gerölle,

die nur aus der südlichen Egge stammen können: Buntsandstein und Neokomsandstein. Daß die Flußrichtung ost-westlich gewesen sein muß, ergibt sich auch noch aus anderen Erwägungen: Das Eggegebirge bestand schon, während der Niederrheintalgraben die Erosionsbasis darstellte.

Nach der Aufwölbung des Sauerlandes wurden diese Täler verlassen. In der neuen Abdachungsrichtung des Geländes wurden neue Täler zur neuen einzelnen Erosionsbasis angelegt oder bisherige Zuflüsse zu Haupttälern vergrößert.

Die Abdachungstäler in süd-nördlicher Richtung halte ich für die jüngsten Talbildungen. Hierzu zähle ich die Täler am Nordabfall der Haar, die heute nur selten Wasser führenden Schledden und Pöppelschen.

Das Mittelstück des Almetals muß aber älter sein. Wahrscheinlich war das Almetal zwischen Weine und Borchen, also das SW-NO gerichtete Stück, ursprünglich in umgekehrter Richtung als heute durchflossen. Ich nehme das an, einmal weil das Tal schon zur Zeit der Mittelterrassen ebenso tief wie heute war, sogar noch tiefer, dann aber auch, weil man in Terrassenresten, die der Höhenterrasse angehören müssen, Schotter findet, die nur aus dem nördlichen Eggegebirge stammen können: Gaultsandstein etc. Vielleicht brachte dieses Tal auch die Neokom-Gerölle, die ich bei der Spitzen Warte fand, dorthin.

## **F. Der östliche Haarstrang während des Diluviums**

Die Alme verbindet das nordöstliche Sauerland mit den Flächen des Münsterlandes. Einheimisches und nordisches Diluvium stoßen hier zusammen. Fluß- und Eisablagerungen greifen ineinander.

Im Gebiete des östlichen Haarstrangs ist nur eine Vereisung festzustellen, obwohl die weite Entfernung der Grenzen der Geschiebemergel-Vorkommen und der Geschiebeverbreitung mich lange Zeit vermuten ließ, daß man hier zwei Eisbedeckungen annehmen müsse. Die Lagerungsverhältnisse der Eisablagerungen zu den Schottern ergaben aber die Nichtigkeit der Vermutung.

1. Den ältesten Schotter des Gebietes, den Höhenschotter der Haar, habe ich schon früher erwähnt. Der nächst jüngere Schotter entstand nach der Kippung des Sauerlandes. Die neuen Abdachungsflüsse lagerten ihn in ihrem Ablagerungsgebiet, in ihren Unterläufen und im Hellwegtal ab. Dieser Kies, der schon diluvial, nicht mehr tertiär ist, besteht aus dem Material, das die jungen Flußläufe in ihrem Abtragungsgebiet als Lockermassen oder als anstehendes Gestein vorfanden. Daher verfrachteten die Flüsse zuerst vor allem die auf dem Haarstrange liegenden ältesten Schotter, die in ihrer größten Menge aus paläozoischen Gesteinen des Sauerlandes bestanden. Später schnitten die Abdachungsflüsse sich am Nordhange der Haar dann mehr in die Kreideschichten ein, sodaß die höheren Lagen

des Kieses jener Zeit fast nur noch aus Plänerkalkstücken bestehen. Das Paläozoikum-Material nimmt nach oben ab, aber auch die höchsten Schichten der Kiese enthalten immer noch einige Gerölle des alten Materials. Verhältnismäßig zahlreich sind Sauerlandgerölle in den Plänerkiesablagerungen der Alme, nur sind diese Gerölle hier immer in einzelnen Schichten zu finden. Nur die heutigen Abdachungstäler der Haar hatten keine Verbindung zum Sauerlande. Als diese daher das tertiäre Schottermaterial von der Haar zum Hellwegtal verfrachtet hatten, konnten sie nur noch gelegentlich, wenn die rückschreitende Erosion ein neues Ausräumungsgebiet erschlossen hatte, paläozoisches Gesteinsmaterial im Hellwegtal ablagern.

Das alte Hellwegtal war zu jener Zeit die Erosionsbasis der Abdachungsflüsse. Da die Kippungsachse der Schollenkipfung weiter im Süden lag, war das schon vorhandene Tal selbst in eine relativ tiefe Lage gekommen. Diese Vertiefung wurde dann im Altdiluvium durch den Plänerschotter, der in der Tiefe reichlich, oben aber nur wenig paläozoisches Material enthält, ausgefüllt.

Auch die Alme brachte ihre Schotter zu jener Zeit schon zum Hellwegtal. Im Gegensatz zu den Ablagerungen der kleinen Täler auf der Nordabdachung der Haar enthalten ihre Plänerkiese immer noch viel Sauerlandgestein. Am Flugplatze zu Paderborn, 60—70 m über der heutigen Talau, also im Hauptterrassen-Niveau, fand ich noch sehr viele Gerölle, die nur aus dem Sauerlande stammen können und zwar auch damals schon aus der Briloner Gegend. Beweisen kann ich diese Behauptung damit, daß sich unter ihnen besonders häufig das Leit-Geröll der Alme befindet: Verkieseltes Cenoman, wie es nur auf der Briloner Kalkfläche vorkommt. Diese Cenoman-Gerölle fand ich sehr groß und oft unter den Schottern. Daneben kamen noch Grauwacke, Kieselschiefer, vor allem gebleicht, ferner Quarzit, und auch Massenkalk vor. Von dem Massenkalk nahm man früher ganz allgemein an, daß er einen so weiten Transport und eine so lange Erhaltung nicht ertrüge. Aber auch in rezenten Schottern der Alme konnte ich Massenkalk noch an der Mündung der Alme bei Neuhaus feststellen unter den Geröllen. Einen noch weiteren Transport in der Lippe erträgt er aber nicht mehr, da das Lippewasser NaCl-reich ist. Im Lippewasser zersetzt sich der Massenkalk schnell.

Die Alme verband also wenigstens zur Zeit der Hauptterrasse das Sauerland mit dem Münsterland. Sie war nicht, wie H. Stille 1904<sup>32</sup> schrieb, vor der Saale-Vereisung erst, allerdings in ihrer heutigen Tiefe schon, bis Büren eingeschnitten, um dann nach dem Rückzuge des Eises durch rückschreitende Erosion bis zu ihrer heutigen Quelle vorzuschreiten.

Die Schottermassen im Hellwegtal und den Unterläufen der Zuflüsse wurden, besonders während des langen Elster-Saale-Interglazials, wenig-

<sup>32</sup> H. Stille: Zur Geschichte des Almetales südwestlich Paderborn. Jahrbuch für 1903, S. 234 ff.

stens zum größeren Teil wieder ausgeräumt. Es blieben aber immer noch große Mengen, besonders im Hellweg- und Almetale liegen, bis das Saale-Inlandeis bis dorthin vorrückte.

2. Das Eis rückte über den Teutoburger Wald vor und kam im alten Hellwegtal über die lockeren Schotter, die besonders in ihren oberen Teilen reich an nur wenig gerundeten Plänerkalkbrocken sind und nur wenig paläozoische Gerölle enthalten. Als das Eis über diese lockeren Massen hinwegging, nahm es natürlich sehr viel davon auf und brachte dieses Material bis zu seiner weitesten Lage auf der Haar mit. Es vermischte den aufgenommenen Kies mit mitgebrachtem nordischen Material und reicherte den Plänerkalk-Bestandteil noch dadurch an, daß auch aus dem anstehenden Pläner der Haar Kalkbrocken mitgenommen wurden. Die erste Ablagerung des Eises ist daher eine Lokalmoräne, die nur wenig nordisches, schon mehr kantengerundetes Plänermaterial und sehr viele (infolge des kurzen Transportes) noch eckige Plänerbrocken enthält.

Schlechte Aufschlußverhältnisse veranlaßten H. Stille<sup>33</sup>, diese Lokalmoräne als Schotter der Alme aus der Zeit vor der Vereisung anzugeben. Er erwähnt aus dem Almetal zwei Vorkommen „präglazialer Plänerkiese, die frei von nordischem und auch paläozoischem Gesteinsmaterial“ sind. Das eine Vorkommen, das er beschreibt, liegt am Judenbegräbnisplatz bei Niederntudorf und das andere zwischen Alfien und dem Ortsberge. Bei dem Niederntudorfer Vorkommen waren H. Stille die Anwesenheit von nordischen Geschieben und Sauerland-Geröllen verborgen geblieben. Ebenso fand er bei Alfien nur Kalkbrocken. Da die „Schotter“ von Bändertonen und Geschiebemergel resp. Geschiebelehm überlagert werden, da H. Stille diese „Schotter“ als Flußschotter ansah, die kein paläozoisches Geröll enthalten sollten, schloß er daraus, daß vor dem Heranrücken des Eises die Alme mit ihrem Oberlauf nicht über Büren hinausgereicht habe.

Wegen der Bedeutung dieser Ansicht für die ganze Talentwicklung des nordöstlichen Sauerlandes und des Haarstranges habe ich an den angegebenen Stellen Schürfe niedergebracht, die bis zu 6 m tief waren. Der Schurf am Tudorfer Juden-Begräbnisplatz ergab, daß die Plänerkiese zu tiefst sehr viel Sauerland-Material führen. Allerdings nimmt die Zahl dieser paläozoischen Gerölle nach oben hin schnell ab. Der Schurf war 6 m tief. In den unteren 2,50 m war überall Quarzit, Grauwacke, Kieselschiefer, Massenkalk und verkieseltes Cenoman zu finden. Darüber stellte sich in den Plänerkiesen ein Sandgehalt ein; in dieser Zone konnte ich auch schon einen Feuerstein finden. Durch eine Abnahme der Gerölle bildet sich nach oben ein Übergang in geschichtete Sande, die dann, wie auch Stille schon bemerkte, von Geschiebelehm-Resten überlagert werden.

<sup>33</sup> H. Stille: Zur Geschichte des Almetales südwestlich Paderborn. Jahrbuch für 1903, S. 234 ff.

Der Schurf bei Alfien hatte ein ähnliches Ergebnis. Auch hier brachte er aus 4,80 m unter der Geländekante viel paläozoisches Gestein in kantengerundeten Plänerkiesen. Wieder nahm nach oben die Zahl der Sauerland-Gerölle ab, die Kalkbrocken wurden kantiger, ein Sandgehalt stellte sich ein, der nach oben immer mehr zunahm. Zahlreiche nordische Geschiebe konnte ich in diesen höheren Lagen feststellen: Granit, Diorit, Porphy, Feuerstein etc. Es ist also auch hier ein allmählicher Übergang von „präglazialen“ Plänerkiesen, die in der unteren Partie viel, oben weniger paläozoisches Geröllmaterial aus dem Sauerlande enthalten, zu den „Plänerkiesen“, die nordische Geschiebe führen, festzustellen.

„Plänerkiese“, die nordisches Geschiebe- und Sandmaterial enthalten, beobachtete ich auch sonst noch: Das Vorkommen in der Spalte auf dem Muchsberge bei Büren erwähnte ich schon oben. In großer Ausdehnung sah ich „Plänerkiese“ mit nordischen Geschieben auch am Anstieg zur Haar-Höhe gelegentlich einer Ausschachtung in dem Felderwinkel, der zwischen Geseke und Brenken von dem Ochsenholz und der Waldung Brenker Mark gebildet wird. Ich beobachtete hier in einer Ausschachtung für den Bau eines Gehöftes bis zu einer Tiefe von 2,5 m sandige „Plänerkiese“, die zum Großteil eckig waren und, wenn auch nur wenige, so doch einige nordische Geschiebe enthielten.

Weiter am Unterlauf der Alme sah ich die „Plänerkiese“ mit nordischen Geschieben nordwestlich von Wewer, an der Barkhauser Brücke im Herbst 1932 bei der Verlegung von Rohren durch Gräben angeschnitten. Sie befinden sich ferner südwestlich der Stadt Paderborn, wo sich die Eisenbahnstrecke nach Büren—Brilon und das Industrie-Gleis zum Paderborner Flughafen trennen.

Aus all diesem schließe ich, daß der „Plänerkies“ kein einheitliches Gebilde ist, sondern daß zu unterscheiden ist zwischen präglazialen (in Bezug auf die Saale-Vereisung) Plänerkiesen und der Lokalmoräne, die hauptsächlich aus aufgearbeiteten, präglazialen Fluß-Plänerkiesen, daneben aus vom anstehenden Plänergebirge vom Eise mitgenommenen Plänerbrocken und aus Sanden und Geschieben nordischen Ursprungs besteht.

Die Plänerkiese, die ich als Lokalmoräne anspreche, werden überlagert auf der linken Almeseite und im unteren Almetal von dem Geschiebemergel bzw. Geschiebelehm der Grundmoräne. Gute Aufschlüsse in der eigentlichen Grundmoräne befinden sich bei den Alfener und Oberntudorfer Ziegeleien. Große und kleine, nordische und einheimische Geschiebe stecken hier regellos in einem zähen, tonigen Mergel. Ich nehme an, daß diese kalkig-tonige Grundmoräne sich bildete, als die Plänerkiese des Hellwegtales, soweit sie dem Eise leicht zugänglich waren, und die höchstliegenden, angewitterten Schichten des festen Kreideuntergrundes bereits vom Eise zum größten Teil zu der erwähnten Plänerkies-Lokalmoräne verarbeitet waren. Nun fand das weitere Eis der gleichen Vereisung fast überall

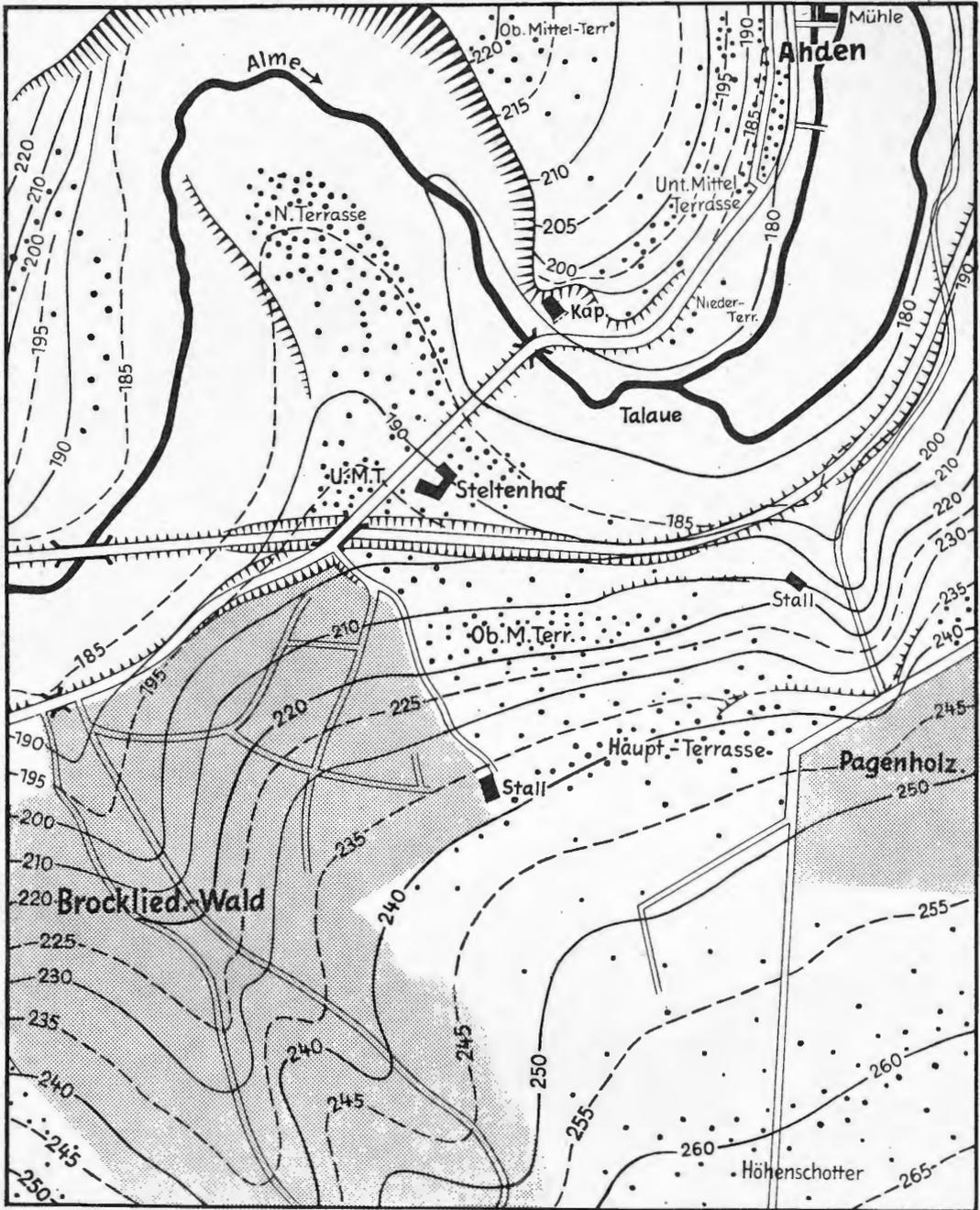
festes Gestein im Untergrunde vor, daß es nun feiner zerreiben mußte. Gerade im Niederntudorfer Schurf sah ich, daß zwischen den von mir als Lokalmoräne gedeuteten Plänerkiesen und dem hangenderen Diluvium keine scharfe Grenze besteht, sondern daß ein allmählicher Übergang stattfindet.

Für kurze Zeit muß das Eis das Almetal überschritten haben, denn in den Feldfluren der rechten Almeseite findet man noch seine Spuren. Geschiebemergel oder -Lehm gibt es hier allerdings nicht mehr. Nur eine in weiterer Entfernung immer dünner werdende Geschiebe-Bestreuung verrät die kurze Anwesenheit des Eises. Das Eis überschritt auch die Haar-Höhe bei Haaren und Helmern, ja sogar das Aftetal. Ich fand nordische Geschiebe am alten Hirschwege südlich von Haaren, ferner auf den Ackerfluren des Sindfeldes und im Gehängeschutt des neuen Steinbruchs am Aabachtal, den ich weiter oben im Kapitel über das Karbon schon erwähnte. Dieser südlichste Fund nordischen Materials war ein Feuerstein, der nach allem nicht von Menschenhand hierher gebracht worden sein kann. Geschiebe fand ich auch südlich von Büren am Scheppenberg in der Weiberger und Barkhäuser Flur. Weiter im Westen fand ich dagegen südlich der Haarhöhe keine nordischen Geschiebe mehr. Hier wird der Kamm der Haar nicht mehr vom Eise überschritten worden sein.

Nach dem Rückzuge des Eises, sicher auch schon während desselben, wurde ein Großteil seiner Ablagerungen von den Schmelzwässern wieder zerstört. Die Zerstörung betraf natürlich besonders die weniger mächtigen Moränebildungen auf den Flächen. Nur dort, wo die Moräne mächtiger abgelagert war oder aber sich in geschützter Lage befand, blieb sie erhalten. So kommt es, daß rechts der Alme und in der Nähe der Haar-Höhe auch auf dem westlichen Ufer weder Grund- noch Endmoräne erhalten sind. Große und kleine Geschiebe sind hier die zeugenden Reste. Besonders zahlreich sind große Geschiebe südlich und südwestlich von Geseke-Salzkotten. Hier erreichen die Findlinge Größen bis zu einem cbm.

Es bleibt noch zu berichten über die nacheiszeitliche Geschichte der Täler. Es ist am besten, die Terrassengeschichte des Almetals von der des Lippetals — die Lippe löste den Hellwegfluß nach der Vereisung in seiner Aufgabe ab — zu trennen.

3. Die Terrassenverhältnisse der Alme sind nicht klar zu überschauen. Größere, geschlossene Schottervorkommen, besonders der höheren Terrassen, fehlen fast ganz. Der den Untergrund bildende Pläner des Mittel- und Unterlaufs besteht aus Mergeln und Mergelkalken, die einmal die Bildung von Gleit- und Prallhängen fördern, andererseits durch Verwitterung einen tonigen, manchmal sehr zähen Lehm bilden. An den Prallhängen, die immer weiter unterschritten werden, entstehen bzw. bleiben keine Terrassen. Auf den Gleit-Hängen werden die Terrassen nicht erhalten, da durch die Gehänggrutschung, durch starkes Erdfließen alle

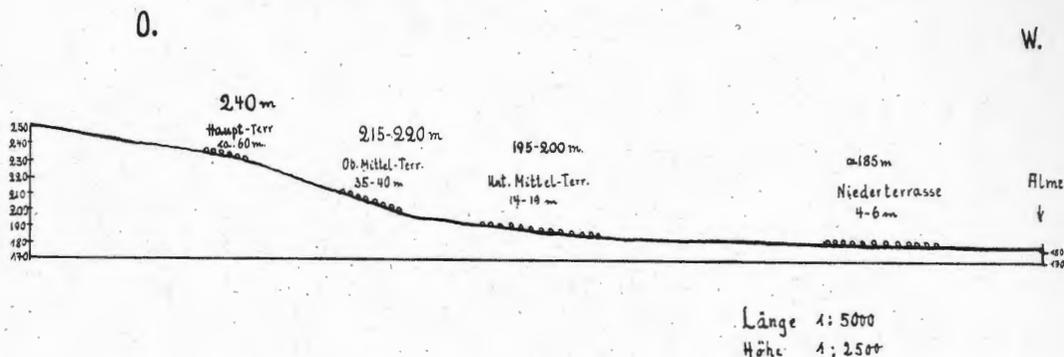


Alme-Tal zwischen Brecken und Ahden. Maßstab ca.: 1 : 7000.  
 Lage der Alme-Terrassen: Die eingezeichneten Punkte geben Schotter-Funde an.

lockeren Ablagerungen auf den Hängen zum Tal abrutschen. So ist es verständlich, daß im Almegebiet uns nur wenig von den Terrassen, den älteren besonders, erhalten geblieben ist. Die höheren Terrassen zeigen sich nur noch in einer mehr oder weniger dichten Schotterbestreuung. Erst die untere Mittelterrasse der Alme ist besser erhalten. Man sieht sie aber auch nur in künstlichen Aufschlüssen, da sie meist sehr stark von Gehängeschutt überdeckt ist. Sie besteht im unteren Teile aus größeren Kiesen, wird nach oben aber feinkörniger, sogar lehmig. In den höheren Lagen kommen je nach dem Orte mehr oder weniger eiszeitliche Geschiebe als Geröll vor. Das heranrückende Eis bewirkte sicher mit, daß die Ablagerungen der unteren Mittelterrasse in ihrem oberen Teil so stark lehmig sind.

Der Geröllbestand ist bei der unteren Mittelterrasse ebenso wie bei allen anderen Terrassen der Alme sehr unterschiedlich, da ja auch die verschiedensten Gesteine den Untergrund des Almetals bilden. Bis Büren führt die Alme nur sehr wenige Plänergerölle, sondern fast nur Sauerland-Gesteine. Von Büren ab nimmt aber die Menge der Plänergerölle schnell zu. Vom Flußwasser transportierte Plänergerölle, die ja auch nur kurze Zeit im Wasser bewegt wurden, sind nur schwer von solchen Plänerkalkstücken zu unterscheiden, die durch die Verwitterung und den Gehängerutsch von ihrer ursprünglichen Lagestelle entfernt worden sind. Das Kalkstein-Material wird in beiden Fällen kantengerundet. Richtig abgerundet wird auch ein Kalkgeröll nicht. Das Material bricht beim Flußtransport zu häufig, sodaß immer wieder frische Kanten entstehen. So kommt es, daß man auf Feldern eine Terrasse nur an den ortsfremden Gesteinen erkennen kann. In guter Erhaltung habe ich Schottervorkommen der unteren Mittelterrasse nur an wenigen Stellen gesehen: westlich von Wewelsburg befinden sie sich in der Feldflur „Im Lauen“. Gut aufgeschlossen waren diese Schotter bei einem Neubau an der Straße in der Ortschaft Ahden. Schließlich ist noch das Vorkommen am linken Ufer der Alme zwischen Gut Holthausen und der Stadt Büren zu erwähnen, wo die Schotter nur sehr wenige Gerölle, aber sehr viel Lehm enthalten. An den meisten Stellen ist eine Terrasse aber als Schotterterrasse nicht mehr erhalten. Einebnungsflächen mit lockerer oder dichter Geröllbestreuung zeigen aber die frühere Anwesenheit von größeren Schottermengen noch an. Fast alle Flußschlingen des Mittellaufs der Alme umschließen solche Felsterrassen. Ich lege eine Karte im Maßstab 1 : 5000 der Almeschlinge zwischen Brenken und Ahden bei. Die Grundlage bildet ein vergrößerter Ausschnitt vom Nordrande des Meßtischblattes Büren (Tafel II). Diese Karte zeigt deutlich, daß die Schottervorkommen an keine bestimmte Höhe gebunden sind, sondern überall zu finden sind. Durch ihre häufige Lage in ganz bestimmten Höhenlagen lassen sich die Einzelfunde zu bestimmten Terrassen zusammenordnen. Die Gerölle zwischen den Hauptvorkommen sind durch den Hangrutsch und durch den Pflug verschleppt.

Untenstehendes Querprofil zeigt schematisch die Höhenlage der Terrassen auf einem West-Ost-Querschnitt durch das Gebiet der Tafel II.



Vielfach sind Reste der unteren Mittelterrasse in Spalten des Pläners erhalten geblieben. Es kann sich bei diesen Spaltenausfüllungen natürlich auch um Reste älterer Terrassen handeln. Unterscheiden läßt sich aber nur nach der evtl. Führung von nordischen Gesteinen. Das die Spalten und Klüfte ausfüllende Material ist ganz verschieden. Je nach der ursprünglichen Höhe des von der Spalte durchbrochenen Felsens wurde feineres oder gröberes Material abgelagert, ebenso wie die Terrassen selbst von unten nach oben immer feinkörniger und lehmiger werden. Eine Unterscheidung zwischen lehmigem und kiesigem Postglazial<sup>34</sup> nach dem Alter ist nicht möglich. Lehmiges und kiesiges Postglazial konnten sich an verschiedenen Orten unter verschiedenen Bedingungen gleichzeitig absetzen.

In den anstehenden Schottern der unteren Mittelterrasse wurden Fossilfunde bislang nicht gemacht, wohl aber in Spalten, die nach ihrer Höhenlage und Geröllführung jener Zeit angehören müssen. Beim Bau der Almetal-Eisenbahn fand man im Herbst 1897, wie ich den Aufzeichnungen des verstorbenen Rentmeisters Voermanek in Akten des Gutes Erpernburg entnehme, in der Nähe der Sägemühle zu Brenken in Spalten die Reste von wenigstens drei Mammut-Skeletten. Sie waren z. T. stark versintert, konnten aber doch zum größten Teil geborgen werden und wurden dem Museum des Altertumsvereins zu Paderborn übergeben. Dort sind sie leider zerfallen, wie mir mitgeteilt wurde.

Zwischen Alfen und Borchen liegen Schotter, die sehr viele Gerölle aus Gesteinen der Unteren Kreide enthalten: Neokom- und Gault-Sandstein. Untere Kreide steht aber heute und auch schon damals nur im Einzugsgebiet der Altenau an. Die Altenau fließt aber erst unterhalb von Alfen bei Borchen in die Alme. Trotzdem kann nur sie allein diese Kiese dort abgelagert haben. Wie die Karte zeigt, ist Alfen durch den niedrigen Lim-

<sup>34</sup> H. Stille: Zur Geschichte des Almetales südwestlich Paderborn. Jahrbuch für 1903, S. 234 ff.

berg vom Altenautal getrennt. Ich nehme nun an, daß die Wässer der Altenau in dem tief erodierten Tal der Altenau und Sauer sich stauten, als das Eis bei Borchchen das Almetal abriegelte. Schließlich flossen die Wässer über den Limberg ab in das Almetal, und spülten bei dieser Gelegenheit die dort befindlichen Reste älterer Altenauterrassen ins Almetal. Die Altenau-Wässer konnten ins Almetal abfließen, weil das Almewasser sich südlich der Haar-Höhe einen Abfluß nach Westen zum Möhnetal schaffen konnte und daher nicht so hoch gestaut war. Weil die Schotter aber in tieferes Wasser gespült wurden, blieben sie nahe zusammen liegen und wurden nicht etwa weiter nach Süden transportiert. Der größte Teil der so entstandenen Kiesanhäufung ist später, als das Eis sich zurückgezogen hatte und die Alme wieder nach Norden abfließen konnte, wieder zerstört worden.

Die untere Mittelterrasse liegt in ihren Resten ungefähr 14—19 m hoch. Genaue Angaben lassen leider sich wegen der starken Gehängerutschung nicht machen. Soviel ist aber festzustellen, daß sie der heutigen Talau parallel verläuft.

Die Niederterrasse ist als fast überall fortlaufendes Band an der Alme bis in die Seitentäler zu verfolgen. An Schotter-Resten ist die Niederterrasse bis nach Siddinghausen (Einfahrt zur Siddinghäuser Mühle) nachweisbar. Weiter talaufwärts tritt sie nur noch morphologisch als schmale Felsleiste hervor. Den besten Aufschluß in den Ablagerungen der Alme zur Zeit der Weichsel-Vereisung des norddeutschen Flachlandes bietet die Ziegeleigrube am Bahnhof Büren. Man sieht, daß die Schottergröße von unten nach oben abnimmt. Die unteren grobkörnigen Schotterlagen enthalten bereits hier vielfach nordische Findlinge. Daneben sieht man unter anderen sauerländischen Geröllen besonders häufig verkieseltes Cenoman, das von der Briloner Hochfläche stammen muß. Dieser Reichtum an Cenoman beweist, daß die Briloner Hochfläche damals noch mehr oberirdisch als heute entwässert worden sein muß.

Die größte Ausdehnung erhält die Alme-Niederterrasse erst nach dem Verlassen des einengenden Kreidegebirges unterhalb Wewer. Deutlich bildet die Terrasse hier eine ungefähr 5 m hohe Geländekante. Hier verzahnen sich Almekiese, Bekekiese<sup>35</sup> und Senne-Sande<sup>36</sup>. An der unteren Afte bestehen weite Flächen im Niederterrassen-Niveau aus lockeren Kalktuffen. Sie gehören aber nur morphologisch zur Niederterrasse, nach tierischen und pflanzlichen Einschlüssen sind sie alluvialen Alters.

4. Das Hellwegtal wurde nach dem Rückzuge des Eises aus jener Gegend von dem Lippetal abgelöst. Nur zu Anfang des Rückzuges des Eises von der Haar wurde das alte Hellwegtal noch für einige Zeit von den Schmelzwässern des Eises durchflossen. Später benutzten die Schmelz-

<sup>35</sup> vergl. H. Stille: Erl. zu Blatt Altenbeken, Berlin 1904, S. 35.

<sup>36</sup> vergl. E. Harbort u. K. Keilhack: Erl. z. Bl. Senne, Berlin 1918, S. 15.

wässer dann das tiefer liegende Lippetal. In der Gegend Erwitte—Eikeloh — südlich Geseke und Salzkotten — befinden sich sehr viele große Findlingsblöcke. Die Anreicherung gerade hier erkläre ich so, daß einmal das Eis diese großen Blöcke nicht mehr bis auf die Haarhöhe mitschleppen konnte, daß ferner die Schmelzwässer weitere Gerölle brachten, und schließlich, daß die Wässer der Lippe zur jüngsten Unteren Mittelterrassen-Zeit hier am Südrande der Unteren Mittelterrasse der Lippe das feinere glazigene Material auswuschen und nur die größten Bestandteile liegen ließen.

Die untere Mittelterrasse der Lippe bildet eine ziemlich ebene Geländekante am Nordfuße der Haar. Ihr Südrand fällt ungefähr mit dem Verlauf des Hellwegs, der alten Heeresstraße, zusammen. Ich nannte die Orte bereits einige Zeilen höher. Ob der weiter südlich gelegene Geländehang der Oberen Mittelterrasse zuzuschreiben ist, ist fraglich. Dort sind keine fluvia-tilen Bildungen zu erkennen.

Die Böden der unteren Mittelterrasse bilden einen mittelschweren kalkig-sandigen Ackerboden. Neben verarbeitetem Pläner-Material enthält die Terrasse in den höheren Partien nämlich schon viel eiszeitlichen Sand. Die untere Partie der Ablagerungen der unteren Mittelterrasse ist frei von nordischen Bestandteilen, wie z. B. jede Ausschachtung im nördlichen Salzkotten beweist.

Die Niederterrasse der Lippe ist von allen höheren Bildungen leicht an ihrer sandigen Zusammensetzung zu unterscheiden. Während des Rückzuges des Saale-Eises waren im Gebiete der Senne von den Schmelzwässern große Sandmassen abgelagert worden. Da dieser Sand alle anderen Gesteine, die Kalke und Mergel der Oberen Kreide ebenso wie den größten Teil des Geschiebemergel verhüllte, verfrachtete die Lippe während der letzten norddeutschen Vereisungsperiode vor allem diese lockeren Sande. Nur an der Basis der Niederterrasse befindet sich grobkörnigeres, kiesiges Material. In den Ablagerungen der Lippe-Niederterrasse werden zahlreiche eiszeitliche Lebewesen gefunden. Zwischen Esbeck und Lippstadt fand man kürzlich erst wieder gut erhaltene Reste vom Riesenhirsch. Die Niederterrasse der Lippe liegt niedriger über der Talaue als die Alme-Niederterrasse. Bei Lippstadt ragt die Oberkante nur ungefähr 2—2,50 m hervor. Die Böden der Niederterrasse der Lippe sind als leicht zu bezeichnen. Während die untere Mittelterrasse fast nur Felder und Laubwälder trägt, sind weite Flächen der Niederterrasse mit Kiefern und Weiden bestanden, weil der leichte Sandboden in regenarmen Sommern trotz hohen Grundwasserstandes schnell austrocknet und dann nur geringe Ernten hervorbringt.

Im Hellweggebiet ist das ganze Gelände, soweit es über dem Niveau der Niederterrasse liegt, mit Löß bedeckt. Die günstigen physikalischen und chemischen Eigenschaften dieses Lößes und des daraus entstandenen

Lehms bedingen und verursachen die Fruchtbarkeit der Böden im wesentlichen. Auch auf der Haar, auf der Paderborner Hochfläche und im Gebiete des nordöstlichen Sauerlandes ist Löß zur Ablagerung gekommen. Nur ist er hier nicht mehr überall erhalten geblieben. Deutliche Löß-Reste erkennt man aber auch hier noch besonders an den Ost- und Nordhängen, da sich der Löß-Staub hier einmal im Windschatten besonders mächtig abgesetzt hat, andererseits der abgelagerte Löß hier den zerstörenden Einflüssen der Atmosphäre mehr entzogen war, als auf der Wind- und Wetterseite. Daß sich der Löß besonders im Windschatten der Berge abgesetzt hat und dort auch erhalten blieb, zeigen gut die fruchtbaren Löß-Böden der Gegend von Borgentreich und Warburg, östlich des Eggegebirges.

Den selben Einflüssen von Wind und Wetter ist es auch zuzuschreiben, daß der Gehängelehm an den Nordseiten der Hänge mächtiger als gewöhnlich ist. Wegen der geringeren Verdunstung durch die kürzere Sonneneinstrahlung ist der Gehängelehm hier sogar auf dem Kalkboden vertont, im Gebiete der Grauwacken und Schiefer des nordöstlichen Sauerlandes stellenweise stark versauert.

## G. Alluviale Ablagerungen

Über die Alluvial-Ablagerungen des Gebietes ist nicht mehr viel zu berichten. Die Talauen sind in die Niederterrassen eingeschnitten. Sie werden meist als Weide benutzt. Stellenweise, z. B. bei Brenken, unterhalb Ahden, ist zwischen Niederterrasse und Talaue noch eine weitere Verbnungsfläche ausgebildet, die nur von größeren Hochwässern überflutet wird.

Alluvialen Alters sind auch sicher die Plänerkalkschuttmassen, die sich deltaartig aus kleinen Seitentälern ins Almetal erstrecken. Solch ein Vorkommen — es handelt sich um lockere, eckige Plänerbrocken — befindet sich z. B. nordöstlich von Büren in dem kleinen Tälchen bei Pauljürgenshof. Es gibt also auch noch ganz junge „Plänerkiese“.

Bedeutender sind die Vorkommen von Kalktuffen. Sie befinden sich vor allem dort, wo Kalk- und Schiefergebirge aneinander grenzen und die Wässer den gelösten Kalkgehalt wieder ausscheiden. Das größte Kalktuff-Vorkommen liegt im oberen Almetal, zwischen der Almequelle und dem Multhaupter Hammer. Das Almequellwasser hat auf dem unterirdischen Wege im Massenkalk der Briloner Fläche viel kohlen-sauren Kalk gelöst, der sich nach dem Austritt der Wässer ins Freie als Kalktuff wieder ausgeschieden hat. Die Kalktuffe sind meist unverfestigte, weißliche, kugelige Kalkausscheidungen, zwischen denen sich humose Schichten befinden. An der oberen Alme konnte ich folgendes Profil feststellen, das aber nach den Seiten sich schnell änderte:

- 125 cm knollige, kugelige Kalktuffe mit Schnecken und Muscheln,
- 15 cm toniger Torf mit Kalktuff,
- 55 cm weicher humoser Kalktuff,
- 65 cm dunkler Torf mit vielen Wurzel- und Holzresten. Davon konnten bestimmt werden: Birke, Eiche, Erle: Bruchwaldtorf,
- 40 cm Tonmudde, zäh, blaugrau mit gelben Flecken. In dieser Mudde sind Knochenreste häufig.

Liegendes: Kiese der Alme, die sehr jung sein müssen, da sie schon Eisenschlacken enthalten.

An Mollusken konnte ich in den Kalktuffen sammeln: *Ancylus*, *Limnaea*, *Planorbis*, *Succinea* und *Pisidium*. In der Tonmudde waren einzelne Knochen und Stangenreste von Rothirsch, Reh, sowie Reste vom Schwein freigespült. Ich erwähne das Vorkommen aber nur deshalb, weil berichtet wird<sup>37</sup>, daß bei Planierungsarbeiten in der Mitte des vorigen Jahrhunderts in den „moorigen Schichten“ neben vermoderten und guterhaltenen Rothirschgeweihen auch „Elengeweihe und Elenkinnladen und Gehörne jetzt unbekannter Wildarten“ gefunden seien. Sollte diese Nachricht richtig sein, so wäre damit die Anwesenheit von Elchwild auch in Westfalen bewiesen. Leider konnte ich über den Verbleib der Funde nichts in Erfahrung bringen.

Ähnliche Kalktuff-Vorkommen befinden sich im Aschental westlich Weine, im unteren Aftetal zwischen Hegensdorf und Büren und sonst noch an mehreren Stellen, wo sich Quellen an der unteren Kante der Kreise befinden.

Von Salzkotten, Lippstadt etc. seien noch die kleineren Vorkommen von Wiesenkreide erwähnt.

Im oberen Almetal entstanden ferner noch Raseneisenerze, die schon in alten Zeiten abgebaut wurden, in der Nähe des Multhäupter Hammers. Da sie ziemlich manganreich sind, wurden sie während des Krieges wieder in Abbau genommen. Heute ruht aber wieder jeder Abbau.

<sup>37</sup> vergl. Plaßmann: Die Funde in dem Almetale. Blätter zur näheren Kunde Westfalens, Beiträge zum Central-Volksblatte, Nr. 2, 1861.

**Chronologische Zusammenstellung der Ereignisse im Südosten der Westfälischen  
Kreidebucht seit dem Ausgang des Tertiärs:**

	Hellweg- und Lippetal:	Almegebiet:
Alluvium	Wiesenkalk Austiefung der heutigen Talauen.	Kalktuff, Moor, Raseneisenerz
Weichsel-Eiszeit	lehmig-sandige	Löß-Ablagerung. Nieder-Terrasse: kiesig-lehmig
Saale-Weichsel-Interglazial	Ausräumung.	
Saale-Eiszeit	Oberer Teil der Unt. Mittel-Terr.: nordische, paläozoische und Kreidegerölle	
	paläozoische, nordische und Kreidegerölle	
	Grundmoräne	
	Ausräumung.	Plänerkies-Lokalmoräne.
Elster-Saale-Interglazial	Unterer Teil der Unt. Mittel-Terr.: vorwiegend Plänerkies	
	Pläner- u. paläozoische Gerölle	
	Obere Mittel-Terrasse: vorwiegend Plänerkies	
Altdiluvium bis einschl. Elster-Eiszeit	Haupt-Terrasse: vorwiegend Plänerkies	
	Pläner- u. paläoz. Gerölle	
Wende: Tertiär-Diluvium	Anlage eines neuen Talsystems. Kippung des Gebietes.	
Jung-Pliozän	Höhenschotter.	

## Benutzte Schriften

Jahrbuch: = Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt.

Zeitschrift: = Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft.

- Andree, J.: Geologie der Umgegend von Brilon i. W. Jahrbuch für 1924, Seite 851 ff.
- Bärtling, R.: Erläuterungen zur geologisch-agronomischen Karte der Umgegend von Soest. Pr. Geol. L.-A. Berlin 1909.
- — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen: Blatt Unna, Pr. Geol. L.-A. Berlin 1911.
- — Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Münsterischen Beckens. Zeitschrift, 1920, Seite 161 ff.
- — Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. Zeitschrift, 1920, Seite 3 ff. (Monatsberichte).
- Beyenburg, E.: Terrassen und Terrassenablagerungen der Lippe zwischen Hamm und Lünen i. W. Berichte über d. Vers. d. Niederrhein. Geol. Ver. 24./25. Jahr, Bonn 1932.
- Böhm, J.: Zum Bett des *Actinocamax plenus* Blainv. Zeitschrift, 1909, Monatsberichte, Seite 404 ff.
- Brockamp, E.: Die Unterkante der Oberen Kreide im westfälischen Tafellande und die Rumpffläche des Nordrandes des Rechtsrheinischen Schiefergebirges. Unveröffentl. Diss. Münster, 1924.
- Dechen, H. von: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bd. II. Bonn 1884.
- Fliegel, G.: Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtagung. Zeitschrift, 1913, Monatsberichte, Seite 387 ff.
- Goebel, F.: Die Morphologie des Ruhrgebietes. Verh. naturh. Ver. Rheinl. u. Westf. Bd. 73, 1916, S. 105 ff.
- Grupe, O.: Über die Ausdehnung der ältesten (drittletzten) Vereisung in Mitteldeutschland. Jahrbuch für 1921, Seite 161 ff.
- Gutzmann, W.: Der Wasserhaushalt der Lippe. Geograph. Diss. Münster, Dresden 1912.
- Hesmer, H.: Pollenanalysen eines glazialen Torfes bei Marsberg i. Westf. Berichte d. D. Bot. Ges., Bd. XLVII, Berlin 1929, Heft 2.
- Huyssen, A.: Die Soolquellen des Westfälischen Kreidegebirges, ihr Vorkommen und muthmaäßlicher Ursprung. Zeitschrift, 1855, Seite 17 ff.
- Keilhack, K.: Erläuterungen zur Geol. Karte von Preußen: Blatt Senne, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1918.

- Krüger, H.: Periglaziale Frostverwitterung im Bereich der Borgentreicher Börde. Zeitschr. f. Geomorphologie, Bd. VII, 1932, S. 206 ff.
- Krusch, P.: Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten auf Grund der Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahme. Jahrbuch für 1908, Teil II, Seite 1 ff.
- Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster, mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohranschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet. Zeitschrift, 1909, S. 230 ff.
- Kühne, F.: Das oberste Unterkarbon, Zechstein-Buntsandstein und Kreide nordöstlich des Briloner Sattels. Jahrbuch für 1927, S. 376 ff.
- Die Zonengliederung des Carbons in England, Belgien und Deutschland und das Alter seiner Grauwackenhorizonte im Rheinischen Schiefergebirge. Sitzungsberichte der Geol. L.-A. Heft 2, S. 174 ff., Berlin 1927.
- Ein bemerkenswertes Vorkommen von Löß und interglazialen Torf bei Neheim-Hüsten. Jahrbuch für 1932, S. 358 ff.
- und Paeckelmann, W.: Die stratigraphische und facielle Entwicklung des Carbons im nordöstlichen Sauerlande und ein Vergleich mit Nachbargebieten. Jahrbuch für 1928, S. 1229 ff.
- Liebrecht, F.: Im Schatten des Lürwaldes, Führer durch das obere Möhnetal und den Arnsberger Wald. Lippstadt, ohne Jahr.
- Löschner, W.: Ruhrdiluvium und Eiszeitbildungen. Glückauf, Essen 1922, S. 229 ff.
- Die Oberflächengestaltung der Lippstädter Umgebung in Beziehung zu den geologischen Verhältnissen. Heimatblätter des „Patriot“, Lippstadt, ohne Jahr.
- Lotz, H.: Über marines Tertiär im Sauerlande. Zeitschrift 1902, Protokolle S. 14—15.
- Lotze, Franz: Gerölle des Sauerlandes am Nordfuß des Haarstranges (Westf.). Zeitschrift 1933, S. 461 ff.
- Meyer, H. L. F.: Verwitterungslagerstätten. Ztschr. f. praktische Geologie, 1916, S. 127 ff.
- Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands. Geologische Rundschau, Bd. VII, 1916, S. 193 ff.
- Mithers, V.: Die Verteilung skandinavischer Leitgeschiebe im Quartär von Westdeutschland. Abhandl. der Pr. Geol. L.-A. N.F. Heft 156, Berlin 1934.
- Paeckelmann, W.: Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Brilon i. Westf. Jahrbuch für 1925, S. 210 ff.
- Der Briloner Massenkalksattel, die Devín-Carbonmulde von Nehden und das Oberdevon-Culmgebiet von Rixen, Scharfenberg und Wülfte. Jahrbuch für 1926, S. 34 ff.
- Der Scharfenberger Sattel für Brilon in Westfalen. Jahrbuch für 1928, S. 254 ff.
- Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrande des Rheinischen Schiefergebirges. Jahrbuch für 1928, S. 370 ff.
- Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. Jahrbuch für 1931, S. 472 ff.
- Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. Jahrbuch für 1933, S. 217 ff.
- Pfeiffer, P., Udluft, H.: Untersuchungen an Verwitterungsböden des Devons und Kulms im nordöstlichen Sauerlande. Mitteilungen aus den Laboratorien der Pr. Geol. L.-A. Heft 13, Berlin 1931.

- Peschges, Kath.: Die Siedelungen der Paderborner Hochfläche. Geograph. Diss. Münster, Paderborn 1927.
- Platzmann: Die Funde in dem Almetale. Blätter zur näheren Kunde Westfalens, Beiträge zum Central-Volksblatte, Nr. 2, 1861.
- Quiring, H.: Die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle im Kaenozoicum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Jahrbuch für 1926, S. 486 ff.
- Roemer, F.: Die Kreidebildungen Westfalens. Zeitschrift 1854, S. 172 ff.
- Schlüter, C.: Cephalopoden der Oberen deutschen Kreide. Palaeontographica, Bd. 24, S. 221 f. 1876.
- Kreidebivalven: Zur Gattung *Inoceramus*. Palaeontographica, Bd. 24, S. 249 ff. 1876.
- Der Emscher Mergel. Zeitschrift, 1874, S. 775 ff.
- Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands. Zeitschrift, 1876, S. 457 ff.
- Schlüter, H.: Das Mitteldevon im oberen Diemelgebiete und der geologische Bau des Martenberges bei Adorf. Jahrbuch für 1927, S. 175 ff.
- Schmidt, H.: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. Jahrbuch für 1920, Teil I, S. 254 ff.
- Cephalopodenfaunen des älteren Namur aus der Umgegend von Arnsberg in Westfalen. Jahrbuch für 1933, S. 440 ff.
- Soergel, W.: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin 1921.
- Stein, R.: Geognostische Beschreibung der Umgegend von Brilon. Zeitschrift, 1860, S. 208 ff.
- Steinmann, H. G.: Die diluvialen Ruhrterrassen und ihre Beziehungen zur Vereisung. Berichte über d. Vers. d. Niederrheinischen geolog. Vereins für Rheinland-Westfalen, 1924, S. 24 ff.
- Stille, H.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen: Bl. Altenbeken, Etteln, Kleinenberg, Lichtenau. 1904.
- Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen: Bl. Peckelsheim, Willebadessen. 1908.
- Zur Geschichte des Almetales südwestlich Paderborn. Jahrbuch für 1903, S. 234 ff.
- Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiet der Paderquellen zu Paderborn. Abhandl. der Pr. Geol. L.-A., N. F. Heft 38, Berlin 1903.
- Geologische Übersichtskarte der Kreidebildungen zwischen Paderborn und dem südlichen Eggegebirge, mit Erl. Berlin, 1904.
- Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. Jahrbuch für 1905, S. 103 ff.
- Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna. Jahrbuch für 1905, S. 140 ff.
- Die Zone des *Inoceramus Koeneni* G. Müller bei Paderborn. Zeitschrift, 1909, B. S. 194 ff.
- Der Ostrand der Rheinischen Masse und seine Kreidebedeckung. Abhandl. d. Pr. Geol. L.-A. N. F. Heft 139, S. 138 ff. Berlin 1932.
- von Strombeck, A.: Beitrag zur Kenntnis des Pläners über der Westphälischen Steinkohlenformation. Zeitschrift, 1859, S. 27 ff.

- Stute, F.: Die Landschaften am Nordostrand des Sauerlandes. Geograph. Diss. Münster, Emsdetten 1935.
- Suerken, J.: Die Flußdichte im östlichen Teile des Münsterischen Beckens. Geograph. Diss. Münster, Dresden 1909.
- Udluft, H.: Einige Bemerkungen zur Frage der Terrassenaufschotterung und der Diluvialchronologie. Jahrbuch für 1933, S. 396 ff.
- Wegner, Th.: Geologie Westfalens. II. Aufl. Paderborn, 1926.
- — Geologie der Münsterschen Ebene. Westfalenland Bd. IV. Paderborn, 1927.







