

Erläuterungen
zur
Geologischen Karte

von
Preußen
und
benachbarten Bundesstaaten

Herausgegeben
von der
Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt

LIEFERUNG 197
Blatt Lage
Gradabteilung 54, No. 3
(Neue Nr. 4018)

Geologische Aufnahme
von
K. Keilhack, A. Kraiss und O. Renner.
Unter Benutzung der Aufnahmeberichte erläutert
von
E. Harbort, K. Keilhack und J. Stoller.

Mit 8 Textfiguren

BERLIN

Im Vertrieb bei der Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstrasse 44

1909

Blatt Lage.

Gradabteilung 54, Blatt Nr. 3.

Geologische Aufnahme

von

K. Keilhack, A. Kraiss und O. Renner (†).

Erläutert unter Benutzung der Aufnahmeberichte

von

E. Harbort, K. Keilhack und J. Stoller.

Mit 3 Textfiguren.

Bekanntmachung.

Jeder Erläuterung liegt eine »Kurze Einführung in das Verständnis der geologisch-agronomischen Karten«, sowie ein Verzeichnis der bisherigen Veröffentlichungen der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt bei. Beim Bezuge ganzer Kartenlieferungen wird nur je eine »Einführung« beigegeben. Sollten jedoch mehrere Exemplare gewünscht werden, so können dieselben unentgeltlich durch die Vertriebsstelle der genannten Anstalt (Berlin N. 4, Invalidenstraße 44) bezogen werden.

Im Einverständnis mit dem Königl. Landes-Ökonomie-Kollegium werden vom 1. April 1901 ab besondere gedruckte Bohrkarten zu unseren geologisch-agronomischen Karten nicht mehr herausgegeben. Es wird jedoch auf schriftlichen Antrag der Orts- oder Gutsvorstände, sowie anderer Interessenten eine handschriftlich oder photographisch hergestellte Abschrift der Bohrkarte für die betreffende Feldmark bzw. für das betreffende Forstrevier von der Königlichen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie unentgeltlich geliefert.

Mechanische Vergrößerungen der Bohrkarte, um dieselbe leichter lesbar zu machen, werden gegen sehr mäßige Gebühren abgegeben, und zwar

- b) handschriftliche Eintragung der Bohrergebnisse in eine vom Antragsteller gelieferte, mit ausreichender Orientierung versehene Guts- oder Gemeindekarte beliebigen Maßstabes:

bei Gütern usw. unter 100 ha Größe für 1 Mark,

» » » über 100 bis 1000 » » 5 »

» » » » über 1000 » » 10 »

- b) photographische Vergrößerungen der Bohrkarte auf 1:12500 mit Höhenkurven und unmittelbar eingeschriebenen Bohrergebnissen

bei Gütern unter 100 ha Größe für 5 Mark,

» » von 100 bis 1000 » » 10 »

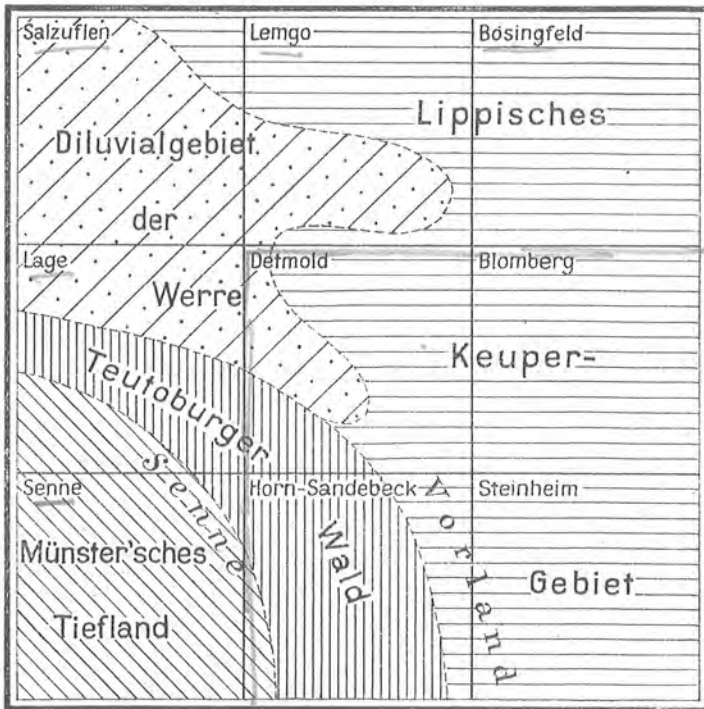
» » » » über 1000 » » 20 »

Sind die einzelnen Teile des betreffenden Gutes oder der Forst räumlich von einander getrennt und erfordern sie deshalb besondere photographische Platten, so wird obiger Satz für jedes einzelne Stück berechnet.

Einleitung.

In der 197. Kartenlieferung sind die Blätter Senne, Lage, Salzuflen, Lemgo und Bösingfeld zusammengefaßt. Auf ihnen kommen die geologischen Verhältnisse der westlichen und nördlichen Teile des Fürstentums Lippe und die angrenzender preußischer Gebiete zur Darstellung.

Figur 1.



Übersicht über die Blätter der 167. und 197. Lieferung.

Der geologische Bau der angegebenen Fläche erhält sein Gepräge durch zwei Hebungslinien, neben denen sich Senkungsfelder ausdehnen. Die südliche der beiden Hebungslinien, die Osningachse, quert in westnordwestlicher Richtung das Blatt Lage. An ihrem Aufbau beteiligen sich oberflächlich Schichten der Trias vom Röt aufwärts, Jura und Kreide. An dies Hebungsgebiet schließt sich im Süden mit der Senne die Münstersche Kreidemulde an. Nach Norden fallen von der Osningachse die Schichten zum Lippischen Keupergebiet und zur Herforder Liasmulde ab, die im Nordosten durch die andere Hebungslinie, die Pyrmonter Achse, eingefalzt werden. Die Pyrmonter Achse tritt bei Sonnenborn (Blatt Bösingfeld) als ein regelmäßig gebauter Sattel in das Gebiet der Kartenlieferung ein, geht aber in ihrem weiteren westnordwestlichen Verlauf mehr und mehr in ein stark gestörtes Schollengebirge über, das Schichten vom Buntsandstein aufwärts bis zum Tertiär enthält. Von ihm entfallen große Teile auf die Blätter Bösingfeld und Lemgo. Nördlich der Pyrmonter Achse liegt auf Blatt Bösingfeld eine Rätplatte, in die beim Flecken Bösingfeld etwas Lias eingemuldet ist.

I. Oberflächengestaltung und Bewässerung.

Blatt Lage, zwischen 26° 20' und 26° 30' östlicher Länge und 51° 54' und 52° nördlicher Breite gelegen, gliedert sich in ausgezeichneter Weise in drei Abschnitte, nämlich in das flache Sennegebiet im SW, in den Teutoburger Wald, der das Blatt von der SO-Ecke bis zur Mitte des westlichen Randes durchzieht, und in das nahezu die Hälfte des Blattes einnehmende nordöstliche Vorland, das sich an das Werretal nach beiden Seiten anschließt. Wir können diese drei Landschaften auch nach ihren wichtigsten Oberflächenbildungen als die Sandzone, die Felsenzone und die Lößzone bezeichnen. In politischer Beziehung gehört das Gebiet des Blattes zum Fürstentum Lippe mit Ausnahme eines schmalen Streifens am südlichen Rand, der zum Kreise Paderborn gehört.

Die Senne bildet eine flach nach SW geneigte schiefe Ebene, die sich von 240 m Meereshöhe innerhalb unseres Blattes auf 140 m senkt. Im Teutoburger Waldabschnitt scharen sich mehrere parallele Bergketten, die durch drei größere Quertäler, die Wistinghäuser Schlucht, die Dörenschlucht und das Heidental sowie durch eine größere Anzahl kleinerer Quertäler gegliedert werden. Die höchsten Erhebungen sind der Hermannsberg mit 363,6 m, der Stapellagerberg mit 364,6 m, der Tönsberg mit 334 m und der Bielstein mit 393 m. Der tiefste Punkt des Blattes liegt bei etwa 94 m dort, wo die Werre den Nordrand des Blattes verläßt.

Die Entwässerung erfolgt teils zur Weser, teils zur Ems, und zwar verläuft die Wasserscheide auf dem Kamm des Ge-

birges; sie folgt bis zu den Stapellager Bergen der aus Turon aufgebauten südlichen Kette, von da ab aber dem Kamm des Ossingsandsteins oder Flammenmergels. Die Senne ist der Ems, das Vorland dagegen der Weser und das Gebirge beiden Flüssen als Entwässerungsgebiet zugewiesen. Die Ems erhält aus unserem Blatt nur kleine Zuflüsse, deren bedeutendster der Ölbach ist. Das Hauptgewässer des Blattes ist die der Weser zuströmende Werre, die am Ostrand bei Nienhagen in 115 m Meereshöhe in das Blatt eintritt und es unterhalb Lage in 95 m Meereshöhe verläßt. Weiter sind zu nennen der Otterubach in der NO-Ecke, der bei Währentrup entspringende Haferbach, der am Westrand bei Niederbarkhausen entspringende Holzkampbach und der aus dem Gebiet der Dörenschlucht kommende Retlager Bach, der dem Moor des Hiddeser Bent entspringende Hasselbach, sowie eine Anzahl kleinerer, bei Wissenstrup sich vereinigender Bäche. Im ganzen ist also unser Blatt, entsprechend der beträchtlichen, zwischen 800 und 1000 mm betragenden Niederschlagshöhe, als recht wasserreich zu bezeichnen. Die wenigen stehenden Gewässer, wie der Donoper Teich und der Kребsteich, sind künstlich geschaffene Staubecken in engen Tälern des Gebirges.

II. Die stratigraphischen Verhältnisse.

Auf Blatt Lage sind die Trias vom Röt an, Jura, Kreide, Diluvium und Alluvium vorhanden. Aus Bohrungen ist außerdem Mittlerer Buntsandstein bekannt geworden (vgl. Abschnitt IV).

A. Die Triasformation.

1. Der Röt (so).

Zum Röt (so) zu stellen sind wohl die roten und grünlich-grauen Letten, die im Bett des Hasselbaches westlich vom Zedling angeschnitten sind. Feste, eigelbe, etwas zellig verwitternde Dolomite, die normal an der hangenden Grenze auftreten, sind spärlich vorhanden und deuten, da sie hier mitten in den Letten liegen, auf Störungen hin, wie sie am Zedling in ausgedehntem Maße aufgeschlossen sind.

Der Röt tritt ferner zwischen Pivitsheide und Örlinghausen häufig in Gestalt schmaler Streifen zutage. Er besteht auch hier aus roten Letten, die sich durch das Führen von Quarzitplatten von denen des Keupers unterscheiden. Die hangenden gelben Rötdolomite sind gut entwickelt.

Die Rötschichten bilden in der Osningachse des Blattes die ältesten bei der Aufrichtung der Schichten emporgepreßten Gesteine. In schmalen, von streichenden Verwerfungen begleiteten Horsten durchdringen sie die jüngeren Triasschichten.

2. Der Muschelkalk.

Der Muschelkalk hat im mittleren Teil des Blattes eine recht erhebliche Verbreitung. Da er zumeist noch von einer

dünnen, diluvialen Decke, Lößlehm, Geschiebelehm oder Sand überkleidet wird, so nehmen die Gesteine an der Bodenbildung allerdings nur geringen Anteil, nämlich nur dort, wo die Kuppen und Hänge der nördlichen Hügelkette gelegentlich vollständig von der diluvialen Decke befreit sind.

a) Der Wellenkalk (Unterer Muschelkalk) (mu).

Der Wellenkalk durchzieht das Blatt Lage diagonal und bildet mit seinen festeren Bänken eine Kette von einzelnen Hügeln, die sich zwischen dem Kamm des Teutoburger Waldes und dem Höhenzuge des Oberen Muschelkalkes zwischen Niederbarkhausen, Hiddentrup und Kupferberg hinzieht. Zumeist wird der Wellenkalk im westlichen Teil des Blattes von einer dünnen Lößdecke, im östlichen Teile des Blattes von einer dünnen Decke Geschiebelehm und einer dünnen Sandlage überkleidet, aus der nur die festeren Bänke klippenartig hervorragen. Infolgedessen kommen die Gesteine des Wellenkalkes als bodenbildender Faktor nur untergeordnet in Frage.

Der Wellenkalk besteht wie gewöhnlich aus wellig-faserigen oder plattigen grauen Mergelkalken, denen häufig festere Bänke eingelagert sind. Von letzteren sind die Oolithzone im Unteren Wellenkalk (oo) und die Terebratelzone (τ) an der Grenze gegen Oberen Wellenkalk für die Kartierung leitende Bänke. Die Mächtigkeit des Unteren Muschelkalkes ist auf 90 m zu schätzen.

Folgende Profile der Oolithzone waren sichtbar:

1. Aufschluß am Westende des Iberges über den Häusern von Währentrup (die Schichten fallen mit 25^0 nach NNO ein).

Hangendes.

- 0,75 m unregelmäßig plattige, bräunlichgelbe Kalke; Zwischenmittel der Oolithzone.
- 1,50 » fester, plattiger bis dickknorpeliger Wellenkalk; Unterbank der Oolithzone.
- 4,00 » mürbe graue Mergel, ähnlich denen des Mittleren Muschelkalkes, von mehreren versteinerungsreichen festen Bänkchen durchzogen; gehen über in
- 5,00 » Wellenkalk. Diese werden
- 3,00 » fester, bankig und z. T. knorpelig.

15,00 m Wellenkalk.

2,00 » In der bewachsenen Böschung folgen noch etwa 2 m Wellenkalk bis zur Unterlagerung durch Röt.

Es ergibt sich aus diesem Profil eine Mächtigkeit der Oolithzone unterlagernden Wellenkalkes von 30 m.

2. Bei Ötenhausen stellen sich im Hangenden der Zwischenmittel sehr harte, dichte Kalkplatten ein, die etwa $\frac{1}{2}$ m mächtig sind. Sie haben graue Farbe und sind mit rostbraunen Flecken durchsetzt. Überlagert werden sie von kleinbröckligem Wellenkalk. In ihrem Liegenden finden sich harte, graue, z. T. plattig, z. T. knorpelig-flaserig brechende Platten.

3. Die gelben Zwischenmittel werden südlich Ötenhausen zwischen den beiden Hohlwegen gewonnen. Sie sind hier etwa 1 m mächtig aufgeschlossen. In frischem Zustande gelbbraun bis olivenfarbig brausen sie heftig mit Salzsäure, sind sehr fest, dicht und brechen plattig. Bei der Verwitterung werden sie zu einem eigelben, mit Salzsäure ebenfalls noch heftig brausenden Mehl. Letzteres liefert einen gelbbraunen, tonigen Verwitterungsboden.

Die Terebratelzone lieferte folgende Profile:

1. Im Hohlweg westlich Hiddentrup.

Hangendes.

2,70 m Wellenkalk.

0,65 » Mergel, kiesig zerfallend.

1,60 » Zone der Terebratelbänke, und zwar 0,90 m knorriger Kalk in dicken Platten; 0,30 m plattiger Kalk; 0,15 m knorrige Bank; 0,25 m plattiger, z. T. knorrig wulstiger Kalk.

0,90 » Wellenkalk.

1,10 » Plattiger Kalk, Platten 1–3 Finger stark.

1,80 » Wellenkalk, Liegendes.

2. Im Hohlweg östlich Währentrup.

Hangendes.

0,10 m festes Kalkbänkchen.

0,50 » plattiger Wellenkalk.

1,20 » harte Kalkbänke von 5–10 cm Mächtigkeit, knorrig, wulstig.

1,00 » mürbe, gelbe Mergel. Liegendes.

3. Im neuen Aufschluß der Zementfabrik südlich Ötenhausen.

2,20 m Wellenkalk, Hangendes.

0,90 » Wellenkalk mit 6 festen Bänkchen.

- 1,70 m Wellenkalk.
 0,60 » Oberbank der Terebratelzone. Grauer fester Kalk in etwa 8 Bänken: oben mit zahlreichen platten Kalkgeröllen, mittlere Lage mit Rostflecken.
 3,60 » Wellenkalk, oben mürbe, unten mit einigen Kalkbänken.
 0,20 » zwei graue Kalkbänken.
 0,90 » Wellenkalk.
 0,10 » graue Kalkbank.
 0,25 » Wellenkalk.
 1,30 » harter Kalk von verschiedener Beschaffenheit. Zu unterst grauer, plattiger Kalk mit splitterigem oder muscheligen Bruch; fester Stein der ganzen Terebratelzone, besteht aus 5 Bänken, die sich beim Verwittern in einzelne Lagen auflösen. Darüber knorrig-wulstiger Kalkstein in 2 Bänken, die sich ebenfalls lagenweise auflösen; die untere Bank ist fester als die obere.
 2,70 » Wellenkalk.
 1,25 » mehrere Bänke eines wenig harten Mergelkalkes, die sich im Ausgehenden infolge Verwitterung in dünne Plättchen auflösen. Zu unterst eine 6 cm starke, feste, graue Kalkbank.
 1,80 » mürbe, hellgraue Mergel mit festeren wellenkalkähnlichen Einlagerungen.
 5,00 » plattige Mergelkalke, z. T. Übergang zu Wellenkalk.
 2,70 » Wellenkalk mit etwas festeren Kalkbänken.

b) Der Mittlere Muschelkalk (mm)

ist nirgends gut aufgeschlossen. Er besteht vorwiegend aus gelblich-grauen Mergeln und besitzt eine Mächtigkeit von 50—60 m. Der Mittlere Muschelkalk ist von Niederbarkhausen in einem schmalen Streifen bis nach Hiddentrup und von hier über den Südhang des Kusselberges bis zum Kupferberge zu verfolgen, nimmt aber auch größere Flächen am Breitengrund und südwestlich Hörste ein. Bei Währentrup ist er als Liegendes des Trochitenkalkes mehrere Meter mächtig in Gestalt von dicken, festen, hellen Mergelbänken aufgeschlossen, die bisweilen von Lagen gelber, zelliger Kalke unterbrochen werden. Bei der Verwitterung zerfallen die Mergel zu dünnen Plättchen und liefern einen zähen, schwer zu bewirtschaftenden Mergelboden. Schmutziggelbe Dolomite und Zellendolomite finden sich besonders häufig in der Nähe der Hangendgrenze.

Die geringe Widerstandsfähigkeit der Gesteine des Mittleren Muschelkalkes bedingt im allgemeinen, daß Geländesenken oder flache Hänge ihren Verlauf in der Natur anzeigen.

c) Der Obere Muschelkalk (mo).

Der Obere Muschelkalk ist in den Trochitenkalk und die Ceratitenschichten oder Tonplatten zu gliedern.

Der Trochitenkalk (mo₁) besteht aus 12—15 m mächtigen Kalkbänken und ist das festeste Gestein des Muschelkalkes. Wallartig bildet er daher die Mehrzahl der Bergrücken des Muschelkalkzuges, die das Blatt durchqueren.

Der Trochitenkalk ist das technisch wertvollste Glied der Muschelkalkformation und ist aus dem Grunde am Ausgehenden fast überall schon ausgebeutet. Die Grenze gegen den Mittleren Muschelkalk ist scharf, wie der Aufschluß am Ostende von Örlinghausen erkennen läßt. Es sind hier aufgeschlossen:

0,90 m Trochitenkalk,

1,80 » fester Mergel mit mürben Zwischenlagen (mm).

Die liegenden Schichten des Trochitenkalkes sind ferner in dem Steinbruch am Südhang des Zedling aufgeschlossen. Über einem grauen, unebenschichtigen Mergelschiefer des Mittleren Muschelkalkes folgt eine $\frac{3}{1}$ m starke Kalkbank und dann eine dünne, graugrüne Lettenlage, von den Steinbrucharbeitern als »Kummerbank« bezeichnet.

Die Hauptmasse der hangenden Schichten ist ein dickbankiger, stellenweise oolithischer Kalk, der ursprünglich blaugrau gefärbt ist. Bei der Verwitterung geht die Farbe in braungelb über, und die dickeren Bänke lösen sich in kleine, dünne, viereckige Platten auf. Über diesem mächtigen, vorwiegend aus Stielgliedern von *Encrinurus lilijformis* bestehenden Gestein liegt in dem Steinbruch südwestlich vom Heidenoldendorf eine 1,5 m mächtige Zone dünnplattiger, versteinungsarmer Schichten von dichtem Gefüge, die von einer 20 cm starken, mit Trochiten erfüllten Bank überlagert wird. Mit ihr schließt der Trochitenkalk ab.

Einzelne Bänke des Trochitenkalkes sind mit Terebrateln dicht erfüllt, so liegt $\frac{3}{4}$ km südwestlich Hörste ein Aufschluß, in dem 5 m unter der Tonplatten-Trochitenkalkgrenze sich eine solche mit Terebrateln bedeckte Kalkbank findet. Die Kalkbänke der Trochitenkalkzone eignen sich besonders gut zum Brennen

von Ätzkalk, finden aber auch als Fundamentsteine und als Wegebbaumaterial Verwendung.

Die Ceratitenschichten (mo_2) (»Tonplatten oder Nodosus-schichten«) bestehen aus einer Wechselfolge von blaugrauen, 5—20 cm starken Kalkbänken und grünlich-grauen und schwärzlichen, zähen Letten. Ihre Mächtigkeit beträgt gegen 60 m.

Die Ceratitenschichten liefern bei der Verwitterung einen zähen, steinreichen Tonboden, der für Wasser wenig durchlässig ist. Die stärkeren Kalkplatten finden als Bausteine Verwendung.

Die Kalkbänke bestehen zumeist aus einem dichten Kalk, oft aber auch aus einer Schalenbreccie von Terebrateln, die dem Gestein im verwitternden Zustande ein schmutziges Aussehen verleiht. *Ceratites nodosus* findet sich als Leitfossil stellenweise häufig.

3. Der Keuper.

Der Keuper, in seiner gesamten Mächtigkeit auf Blatt Lage vertreten, nimmt fast den ganzen nördlichen Teil des Blattes ein. Er wird hier allerdings meistens noch von diluvialen und alluvialen Ablagerungen überkleidet, tritt aber doch in weiten Flächen besonders am Nord- und Nordostrande des Blattes an die Oberfläche.

Er wird in folgende drei Abteilungen gegliedert:

- a) Unterer Keuper, Kohlenkeuper oder Lettenkohलगruppe.
- b) Mittlerer Keuper oder Gipskeuper,
- c) Oberer Keuper oder Rät.

a) Kohlenkeuper (ku).

Von allen drei Stufen des Keupers sind Teile aufgeschlossen, vom Unteren (ku) nur die liegende Stufe. Diese wird vorzugsweise durch braunrote Letten vertreten, die ähnlich wie auf den benachbarten Blättern der hangenden Hälfte des Unteren Kohlenkeupers zugerechnet wurden. Den Letten sind in einem Horizont mehrere etwa 10 cm starke Bänke eines sandig-dolomitischen Kalkes eingefügt, der ursprünglich grünlichgelb gefärbt ist und rot verwittert. Er enthält kleine Drusen mit Kalkspatkristallen.

Diese Zone ist am Blattrand südlich der Straße von Heidenoldendorf nach Hiddesen in einem Garten gut aufgeschlossen. In einem anderen Horizont, der wohl weiter im Hangenden, aber noch im Liegenden des Hauptlettenkohlsandsteins auftritt, erscheinen dünne Bänke eines glimmerführenden, mürben, rotbraunen Sandsteines, die als Lesestücke im Hohlweg am Heidenoldendorfer Kirchhof zu finden sind.

Der Kohlenkeuper tritt ferner südlich des Gutes Niederbarkhausen zutage, wo er aus bunten Letten besteht. Auch zeigt er sich südwestlich Hörste; hier ist er in einem Wasserriß aufgeschlossen als vorwiegend rote, untergeordnet grüne Letten mit den kennzeichnenden gelben Dolomiteinlagerungen. Eine nähere Gliederung der Kohlenkeuperschichten, wie sie auf dem Nachbarblatt Detmold durchgeführt werden konnte, war auf Blatt Lage nicht zu erreichen, da der Hauptlettenkohlsandstein, der eine Obere Lettenzone mit Dolomiten von einer Unteren trennt, sich bei der Kartierung nicht aushalten ließ.

b) Der Gipskeuper (km).

Der Gipskeuper oder Mittlere Keuper läßt sich in gleicher Weise gliedern wie auf den östlich anschließenden Blättern, nämlich folgendermaßen:

Oberer Gipskeuper:

Steinmergelkeuper (km₄).

Mittlerer Gipskeuper:

Obere Bunte Mergel, »Rote Wand« (km₃).

Schilfsandstein (km₂).

Unterer Gipskeuper:

Untere Bunte Mergel (km₁).

Der Untere Gipskeuper (km₁) besteht aus bunten, vorwiegend roten Mergeln und Letten mit einzelnen Lagen kleinerer, durch Auslaugung von Gips entstandener Drüsen. Seine Mächtigkeit ist auf 160 m zu schätzen.

Die Schichten des Unteren Gipskeupers nehmen eine größere Fläche südöstlich von Lage ein und sind dort in Ziegeleitongruben

aufgeschlossen. Zum Herstellen von Ziegelsteinen sind die Letten jedoch wenig geeignet, da die Steine nach dem Brennen Salzausblühungen zeigen.

Den Unteren bunten Mergeln (km_1) gehören vermutlich die Schichten an, die bei einer Wasserbohrung der Firma Weber, Örlinghausen, in der Ziegeleigrube am Bahnhof Helpup durchteuft wurden. Nach Aufzeichnungen des Bohrmeisters liegt folgendes Profil vor:

Diluvium	1,00 m	Löß
	7,25 »	Geschiebemergel
	0,90 »	schwarzer Sand mit Wasser
	0,60 »	roter Ton mit Steinen (wahrscheinlich nordischen Geschieben) vermischt
km_1	1,50 »	blauer Mergel
	1,00 »	roter Ton
	3,75 »	blauer Mergel mit Wasser
	3,30 »	roter Mergel
	1,00 »	blauer Mergel
	1,30 »	roter Mergel
	2,80 »	roter Mergel mit Wasser
	0,70 »	blauer Mergel
	8,10 »	roter und blauer Mergel
	1,00 »	blauer Mergel
	1,00 »	roter Mergel
	1,00 »	blauer Mergel
	2,30 »	roter Mergel mit Wasser
	38,40 m.	

Der Untere Gipskeuper zieht sich ferner am linken Ufer der Windwehe hin. Von Greste bis an den Bogen der Windwehe besteht er vorwiegend aus roten Letten, während sich von hier an bis Schmeltebruch graugrüne Mergel einstellen.

Etwas außerhalb des Blattes bei Milse ist am rechten Ufer der Windwehe ein Aufschluß in den Schichten des Unteren Gipskeupers:

0,50 m	Löß
0,50 m	rote und graue Mergel
0,30 »	graue, hellrot geflammte Bank
0,80 »	violettbraune Mergel
0,75 »	graue Mergel

- 6,00 m vorwiegend rote Mergel mit grünen Zwischenlagen und fünf dünnen Lagen von Gipsresiduen. Zu oberst zwei sehr harte, sich auskeilende, hellrote Mergelbänkechen
1,60 » dunkelgrauer Steinmergel
5,00 » (Liegendes) graue Mergel mit hellrötlichen, nicht intensiv gefärbten Zwischenlagen und einzelnen sich rasch auskeilenden Lagen von Gipsresiduen.

Der Schilfsandstein (km_2) besteht aus etwa 10 m mächtigen, mürben, tonigen Sandsteinen von grauer bis graubrauner Färbung. In der liegendsten Abteilung zeigt ein Aufschluß östlich Ehrentrop Sandsteinbänke in Wechsellagerung mit grauen, tonigen Mergeln. Die Sandsteine führen Pflanzenreste und Tongallen. Bei der Verwitterung zerfallen die Sandsteinpakete sehr bald zu dünnen Platten und geben endlich einen feinsandigen Lehm als Verwitterungsboden.

Die Zone des Schilfsandsteins zieht sich, als Geländekante deutlich ausgeprägt, am rechten Abhang der Windwehe hin, um nördlich Greste zu verschwinden. Ihre Fortsetzung liegt scheinbar am rechten Ufer des Siekbaches bei Ermgassen, wo in einer kleinen Kuhle plattiger, mürber Sandstein mit roten Letten aufgeschlossen ist; im Liegenden erbohrt man grüne, im Hangenden rote Letten.

An der Windwehe ist die Auflagerung des Schilfsandsteins auf den unteren bunten Mergeln zu beobachten:

Hangendes.

- 0,50 m dünnplattiger, grauer Sandstein (km_2)
2,00 » roter Mergel (km_1)

An der Vereinigungsstelle von Siekbach und Holzkampbach lagern rote und grüne Letten. Desgleichen ist im Dorfe Greste am Teich eine $2\frac{1}{2}$ m mächtige Schichtenfolge roter und grüner Letten aufgeschlossen. Welchem Horizont die Schichten angehören, die nördlich Greste in zwei größeren Kühlen erschlossen sind, ist nicht zu entscheiden. Bei einer Vereinigung der Profile dieser Aufschlüsse ergibt sich:

Hangendes.

- 0,50 m grüne Letten
1,00 » rote Letten
0,30 » grüne Letten

- 0,10 m Sandsteinbank, grau; Oberfläche wulstig, uneben
- 0,20 » Sandstein in dünnen Platten mit grünen Letten wechsellagernd
- 0,40 » Sandsteinbank plattig
- 0,40 » grüne Letten
- 0,60 » rote Letten
- 0,20 » Lage von Gipsresiduen
- 0,60 » rote Letten, von zahlreichen Gipssechnüren durchzogen. Parallel den Gipssechnüren sind die Letten bis auf 2 cm grün gefärbt
- 0,20 » grüne Letten mit vielen Gipssechnüren
- 1,00 » (Liegendes) rote Letten mit vielen Gipssechnüren.

In der Kuhle, die wenig nordöstlich der eben beschriebenen Aufschlüsse am Feldweg folgt, liegen graue und rote Steinmergel. Die kleine, mit Gebüsch bewachsene Kuppe nördlich der Höhe 124,8 läßt graugrüne Letten und Steinmergelkeuper zutage treten. Rote Letten, die der »Roten Wand« (km₃) angehören, lassen sich nördlich dieses Gebüsches und ferner nördlich der Windmühle beobachten.

Der Steinmergelkeuper (km₄) bildet die Höhe zwischen Greste und Gresterlake. Nach den Aufschlüssen ergibt sich folgendes Profil:

Hangendes.

- 1,00 m grüner Steinmergel
- 0,07 » harte graue Mergelbank
- 0,45 » grüner Steinmergel
- 0,05 » harte graue Mergelbank
- 0,30 » grüner Steinmergel
- 0,07 » harte, hellgraue Kalkbank mit zahlreichen Fischschuppen und Muschelsteinkernen. Klüftflächen durchsetzen das Gestein, das von winzigen bis erbsengroßen Höhlungen durchzogen ist
- 0,20 » grüner Steinmergel
- 0,06 » grauer Steinmergel
- 0,02 » schwarzer Schiefer
- 3,10 » grüner Steinmergel, z. T. rötlich geflammt, wird von zwei sich kreuzenden Systemen von Rissen durchsetzt, die von Kalkspatschnüren ausgekleidet sind.

Weiter südlich treten mehrere Meter mächtige grüne Steinmergel zutage, denen eine 1½ m starke Bank roten Steinmergels eingelagert ist. Darunter folgt sofort die Stufe der »Rote Wand«-Mergel.

Der Steinmergelkeuper besteht ganz allgemein in dem Gebiet

aus festen, hellgrauen, grünlich-blauen, am Liegenden auch roten dolomitischen Mergeln. Zum Mergeln der Felder ist der Steinmergel wenig geeignet, ebenso wenig als »Gartenkies«, wozu er vielfach benutzt wird, da er unter dem Einfluß von Luft und Feuchtigkeit sehr leicht zu einem Grus kleiner, scharfkantiger Stückchen und weiterhin zu Mehl zerfällt.

c) Der Obere Keuper (Rät) (ko).

Das Rät besteht in der Hauptsache aus dunkelgrauen bis schwarzen Schiefertönen, gelblich-grauen und grauen Quarziten und quarzitischen Sandsteinen. Die Mächtigkeit dieser Schichtenfolge beträgt gegen 60 m. Die Quarzite treten im Gebiet des Blattes sehr zurück und sind z. B. bei Nienhagen auf eine 20 cm starke und einige noch dünnere Bänke beschränkt; nördlich von Lage sind sie etwas mächtiger entwickelt. Infolge ihrer Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung und Abwaschung bilden die Quarzite oft die Kuppen der Berge.

Die Schichten sind nach dem Liegenden zu etwas sandiger entwickelt und bilden in frischem Zustande auch dickere Bänke, die aber an der Luft bald unebenschiefrig zerblättern. Ihre Farbe ist dunkelgrau und schwarz, nur am Liegenden treten grünliche und bräunliche, mergelige Tone auf, die zum Steinmergelkeuper überleiten.

B. Die Juraformation.

Die Juraformation ist wohl im Kartengebiet einst in voller Entwicklung vorhanden gewesen, später aber zum größten Teil wieder zerstört worden und nur dort erhalten geblieben, wo einzelne Schollen eingesunken sind und so von der später einsetzenden Abspülung verschont wurden. Im einzelnen konnten folgende Stufen des Jura, durch Fossilfunde belegt, nachgewiesen werden:

1. Der Lias oder Untere Jura.

Tone des Unteren Lias (jlu) sind z. Z. auf dem Blatt Lage nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Der Untere Lias besteht durchgehends aus dunklen Schiefertönen mit eingelagerten Ton-

eisensteingeoden. Er wurde in folgender, allgemein üblicher Weise gegliedert:

3. Planicostaschichten ($jlu\beta$),
2. Arietenschichten ($jlu\alpha_3$),
1. Angulaten-Psilonotentone ($jlu\alpha_{1+2}$).

Die Angulaten- und Psilonotentone sind auf dem Blatt nirgends aufgeschlossen, wahrscheinlich aber erhalten, da sie auf dem Nachbarblatt Detmold typisch entwickelt sind.

Die Arietenschichten (Schichten mit *Arietites Bucklandi* Sow. ($jlu\alpha_3$) bestehen aus dunklen Schiefertönen und eingelagerten Kalkbänken.

Die Planicostaschichten ($jlu\beta$) sind ebenfalls durch dunkle Schiefertöne vertreten.

Der beste Aufschluß in den Unteren Liastonen ist die Ziegelei-tongrube von Ehrentrop, in der RENNER folgendes Profil vom Liegenden zum Hangenden feststellen konnte:

1. 0,50 m Schiefertön mit einer Lage von kleinen wulstigen Geoden
2. 0,40—0,60 » Schiefertön mit großen, wulstigen und unregelmäßig geformten Geoden, anscheinend fossilfrei
3. 1,20—2,00 » Schiefertön mit vereinzelt Geoden und kleinen, verkiest
4. Ammoniten; brotlaibförmige, große Geoden mit *Aegoceras* sp. und *Arietites obtusus*
5. 0,80—1,40 » Schiefertön mit Schwefelkieskonkretionen und Kalkgeoden, *Gryphaea obliqua*, z. T. lose in Schiefertönen, z. T. in Mergelkalk und Schwefelkieslinsen
6. 0,60 » Schiefertön mit kleinen Geoden und Schwefelkieskonkretionen
7. 0,30 » Schiefertön mit zwei 1—3 cm starken Toneisensteinbänken
8. 0,90 » Schiefertön mit flachen Toneisensteingeoden; Linsen von Tutenmergel, bis 20 cm dick
9. 5,80 » dunkelblaugrauer Schiefertön mit dünnen Lagen von gelbbraunem Schiefertön
10. In der Mitte zahlreiche Toneisensteingeoden mit *Aegoceras planicosta*. Im Hangenden *Arietites obtusus*
11. etwa 0,60 » eisenschüssiger Tutenmergel
12. 1,40 » Schiefertön, von Staffelbrüchen durchsetzt; es folgen Tone des Mittleren Lias in einzelnen durch Verwerfungen getrennten Schollen.

Im Folgenden wird eine Fossilliste der in der Tongrube von Ehrentrop gemachten, im Detmolder Museum befindlichen Funde

gegeben, aus der hervorgeht, daß hier neben Unterem Lias (jlu α_3 —jlu β) auch Mittlerer Lias (jlm γ — δ) aufgeschlossen worden ist:

<i>Arietites</i> cf. <i>Brooki</i> SOW.	}	jlu α_3
» <i>Sauzeanus</i> D'ORB.		
» <i>obtus</i> SOW.	}	jlu β
<i>Aegoceras planicosta</i> ZIET.		
» <i>ziphus</i> HEHL.		
» <i>Birchi</i> SOW.		
» cf. <i>Dudressieri</i> D'ORB.		
» cf. <i>bifer</i> QU.	}	jlm γ — δ
<i>Coeloceras centaurus?</i> D'ORB.		
<i>Microceras capricornu</i> V. SCHL.		
<i>Amaltheus margaritatus</i> MONTF.		
<i>Lytoceras fimbriatum</i> SOW.		
<i>Liparoceras striatum</i> REIN.		
<i>Aegoceras Haenleyi</i> SOW.	}	
<i>Harpoceras</i> sp.		

Ferner unbestimmteren oder mehreren Horizonten angehörend:

<i>Belemnites acutus</i> MILL.
» <i>clavatus</i> BLAINV.
» <i>parillosus</i> SCHLOTH.
» <i>umbilicatus</i> BLAINV.
» cf. <i>tripartitus</i> V. SCHL.
» <i>breviformis</i> ZIET.
<i>Spiriferina rostrata?</i> SCHLOTH.
<i>Gryphaea obliqua</i> SOW.
<i>Pecten aequivalvis</i> SOW.
» sp.
<i>Limea acuticosta</i> MÜNST.

Der Mittlere Lias (jlm).

Das Liegende des Lias ϵ wird am Tönsberg von den Mergeln und Tonen des Mittleren Lias gebildet. Neben Bleiglanzkrystallen lieferten diese Schichten

Microceras capricornu SCHLOTH.
Belemnites cf. *tripartitus* SCHLOTH.
Limea acuticosta MÜNST.
Pecten priscus SCHLOTH.
 » *aequivalvis* SOW.
Cucullaea Münsteri ZIET.
Inoceramus nobilis MÜNST.

Aus der Tongrube bei Ehrentrop stammen:

Belemniten-Alveole, wohl von *Bel. paxillosus* SCHLOTH.
Belemnites cf. *tripartitus* SCHLOTH.
 Bruchstück einer *Pleurotomaria* sp.
Amaltheus margaritatus MONTE.;
 ferner die oben erwähnten Fossilien des Mittleren Lias
 in der Detmolder Sammlung.

Am Nordosthang des Tönsberges ist in einem Wasserriß innerhalb dieser Tone eine harte Bank aufgeschlossen:

Hangendes.

- grauschwarzer Schieferton
 0,10 m harter, grauer, dichter Mergel; infolge Eisengehaltes braun verwitternd.
 0,25 » oolithische Kalkbank mit Schwefelkies imprägniert; unregelmäßig
 plattig zerfallend. Darin
Belemnites paxillosus SCHLOTH.
Belemnites breviformis ZIETEN
Plicatula spinosa SOW.
Avicula cygnipes PHIL.
 0,55 » harter, grauer, dichter Mergel. Infolge Eisengehaltes braun verwitternd.
 Besteht aus drei Bänken, von denen die mittlere als Tutenmergel
 entwickelt ist und die obere Bank an der Basis eine starke Schwefel-
 kiesanreicherung zeigt.

In der Ziegeleigrube von Luetgebrune steht Mittlerer Lias (jlm) in Gestalt von zähen, grauen Tonen an, denen zahlreiche Geoden, meist in Lagen, Schwefelkieskonkretionen, Tutenmergel, Brauneisenstein und Kalkbänke eingefügt sind. Im Anstehenden fanden sich u. a.:

Aegoceras Jamesoni SOW.
Amaltheus margaritatus SCHLOTH.
Microceras capricornu SCHLOTH.

Auffällig ist das Vorkommen von Arietten in großen Geoden, die vermutlich dem überlagernden Geschiebelehm entstammen, also einer sekundären Lagerstätte.

Der Obere Lias (jlo).

Am deutlichsten kommt die Zone des Lias ϵ , der Posidonien-schiefer, zur Geltung, da sie eine Geländekante bildet und einen auffallend braunen Verwitterungsboden liefert. Die Posidonien-schiefer lassen sich am Nordabhang des Tönsberges bei Wistinghausen gut verfolgen und zeigen sich ferner bei Wellenbruch, bei Krawinkel und am Heßkamp zu Tage gehend. Die bituminösen Mergelschiefer wurden schon in früheren Jahren hier zur Ölgewinnung gebrochen. An Fossilien fanden sich darin:

Posidonia Bronnii GOLDF.

Inoceramus dubius Sow.

Knochenreste.

Die Mächtigkeit beträgt nach den Aufschlüssen am Tönsberg 21 m. Die Posidonien-schiefer enthalten in ihren unterem Abschnitt eine Kalkzone eingeschaltet, die nicht nur am Tönsberg, sondern auch bei Wellenbruch gut aufgeschlossen ist. Der Kalk ist grauschwarz, riecht beim Anschlagen bituminös und zerbricht plattig. Bei Wellenbruch enthält er steinmergelartige hellrote Flecken. Am Tönsberg ist diese Kalkbank etwa 80 cm mächtig. An Fossilien lieferten solche Kalke:

Posidonia Bronnii GOLDF.

Inoceramus dubius Sow.

Monotis substriata MÜNST.

Aptychus sanguinolarius SCHLOTH.

Harpoceras lythense YOUNG and BIRD.

Fischzähne

Knochenreste

Bruchstück eines Belemniten.

Am Tönsberg sind in einer Kuhle über den Posidonien-schiefern kalkfreie Tone aufgeschlossen. Wie weit dieselben zum Lias ζ gehören und wo die Grenze gegen Dogger ist, läßt sich bei dem Mangel an Versteinerungen nicht feststellen.

Der Schieferbruch am Fuße des Tönsberges ist neuerdings von der »Antiaqua«-Gesellschaft wieder in Betrieb genommen, welche die Schiefer vermahlt und daraus einen Zusatz zur Herstellung wasser- und undurchlässiger Cemente bereitet. Die Schiefer fallen hier mit 30—35° gegen den Berg ein und sind auf eine streichende Länge von über 1000 m zu verfolgen. Es ließen sich im Tagebau hier wohl 1—2 Millionen Tonnen Schiefer gewinnen. Bei der Trockendestillation mit Zuhilfenahme von überhitztem Wasserdampf ergeben die Schiefer eine Ausbeute von Schieferöl von 3—7 0/0, im Mittel von 5 0/0 eines dünnflüssigen, paraffinfreien, benzin- und leuchtölreichen Produktes.

Der Teer, bzw. das Schieferöl entsteht erst aus dem Schiefer durch pyrogene Zersetzung der im Schiefer enthaltenen organischen Verbindungen. Da durch die bisherigen Schwelmethoden ein koksartiger, kohlenstoffreicher Rückstand bleibt, so mag es dahingestellt bleiben, ob und wie weit sich die Mineralölausbeute durch verbesserte technische Verfahren noch wird vergrößern lassen. Im Dünnschliff zeigt sich, daß das Bitumen in den Schiefen als solches noch nicht enthalten ist, sondern erst durch den Schwelprozeß entsteht. Man beobachtet eine nahezu homogene Imprägnierung der Schiefertone mit organischer Substanz, eine Erscheinung, die die Vermutung nahelegt, daß in dem Gestein die Abbauprodukte des fossil gewordenen tierischen Eiweißes und Fettes säureähnlichen Charakter besitzen und an die Basen Tonerde und Kalk gebunden sind. Wir haben es mit einer Art Verseifungsprozeß zu tun. Damit erklärt sich auch die Tatsache, daß das »Bitumen« der Posidonienschiefer in Äther, Benzol und sonstigen Fettlösungsmitteln bis auf einen kleinen Bruchteil nicht löslich ist.

2. Der Braune Jura (Dogger).

Unterer Dogger, und zwar die Zone des *Lioceras opalinum* REIN., ist durch den Fund von *Nucula Hammeri* DEFR. bei dem Südworth'schen Hofe südlich von Stapelage nachgewiesen.

Zum Braunen Jura gehören ferner die dunkelblauen Tone mit zahlreichen Geoden, die der Siechenbach bei Hiddesen angeschnitten hat. Im Detmolder Museum liegen folgende Fossilien von dort:

Parkinsonia Parkinsoni SOW.

Avicula Muensteri BRONN

Astarte depressa MÜNST.

Cucullaea concinna PHIL.

Dentalium elongatum MÜNST.

Mactra sp.

Der Dogger ist am Tönsberg nur an einer Stelle aufgeschlossen. Er wird hier von schwarzen, kalkfreien Tönen gebildet, die eine *Lucina* sp. geliefert haben.

3. Der Weiße Jura (Malm).

Der Weiße Jura ist bei Südport als schmale Korallenoolith-Scholle erhalten geblieben. Die Kalke sind entweder oolithisch und führen an Fossilien Muscheln und Brachiopoden, oder sie sind dicht und sehr reich an Korallen. An Fossilien ließen sich sammeln:

Isastraea helianthoides GOLDF.

Anthophyllum excavatum ROEM.

Terebratula bisulfarinata SCHLOTH.

» *humeralis* ROEM.

Pecten articulatus MÜNST.

G. Die Kreideformation.

Die Ablagerungen der Kreideformation ließen sich auf dem Blatt Lage folgendermaßen gliedern:

1. Untere Kreide

a) Wealden (cu_w)

b) Osningsandstein (Neocom + Unterer Gault) (cu₁)

c) Oberer Gault { Grünsand (cu_{2α})
Flammenmergel (cu_{2β})

2. Obere Kreide

a) Cenoman

1. Cenomanmergel (co_{1α})

2. Cenomanpläner (co_{1β})

3. Cenomankalke (co_{1γ})

b) Turon

- | | | |
|-------------------------------|---|---------------------|
| 1. Rotpläner | } | (co _{2a}) |
| 2. <i>Mytiloides</i> -Mergel | | |
| 3. <i>Brongniarti</i> -Pläner | | (co _{2β}) |
| 4. Oberturon | | (co _{2γ}) |

c) Emscher (co₃)

I. Untere Kreide.

a) Der Wealden (cu_w).

Hierher gehören wahrscheinlich dunkelgraue Kalke und Kalksandsteine, die bei Brunnenausschachtungen am Nordostabhange des Tönsberges bei Breitegrund (Höhe 281,6) zutage gefördert worden sind.

b) Der Osningsandstein (cu₁).

Der Osningsandstein bildet lange, einförmige und unfruchtbare Bergrücken, die nur mit Heidekraut und Kiefern bewachsen sind. Der Sandstein ist gelblich bis dunkelbraun und kann gelegentlich zu einem sandigen armen Eisenstein werden. Das Korn ist mittelgroß; fast immer finden sich einzelne kleinere Gerölle von Milchquarz oder Kieselschiefern. An der Basis der einzelnen Sandsteinbänke zeigen sich auch wohl richtige Geröllelagen. Der Sandstein wird am Tönsberg in großen Steinbrüchen seit vielen Jahren zur Gewinnung von Bausteinen ausgebeutet. Aus diesen Aufschlüssen stammen die zahlreichen z. T. recht gut erhaltenen Fossilien, welche den paläontologischen Monographien O. WEERTH's¹⁾ und A. v. KOENEN's²⁾ als Unterlage dienten und manchmal massenweise im Sandstein angehäuft liegen. Durch die Arbeiten WEERTH's, insbesondere aber durch die vergleichenden Untersuchungen A. v. KOENEN's an dem Cephalopodenmaterial wurde festgestellt, daß der Osningsandstein auf Blatt Lage eine ganze Reihe von Horizonten der Unteren Kreide, vom Barrêmien aufwärts bis zum Unteren Gault

¹⁾ Die Fauna des Neocomsandsteins im Teutoburger Walde. Paläont. Abh. von W. DAMES und E. KAYSER, 1884, Bd. II, Heft 1.

²⁾ Die Ammonitiden des norddeutschen Neocoms. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1902, N. F., Heft 24.

umfaßt. Eine Aufzählung der am Tönsberge gefundenen Versteinerungen würde hier zu weit führen, und es muß auf die erwähnten Arbeiten verwiesen werden. Von häufigeren Fossilien seien, abgesehen von zahlreichen Cephalopodenarten der Gattungen *Crioceras*, *Ancyloceras*, *Perisphinctes*, *Sibirskites* und *Polyptychites* genannt:

Pecten cinctus SOW.

Pinna Iburgensis WEERTH

Thetis minor SOW.

» *teutoburgensis* WEERTH

Thracia Phillipsi A. ROEM.

Panopaea neocomiensis LEYM.

Corbula isocardiaformis HARB.

Exogyra Couloni DEF.

Rhynchonella sp. sp.

Die hangenden Schichten des Osningsandsteins sind vielfach glaukonitisch ausgebildet und gehen oft allmählich in die nächst höhere Stufe, den Grünsand, über.

Die Verwitterungsrinde des Sandsteins ist meist rötlichbraun. Der Sandstein bildet in der Regel erhebliche Schuttmassen, welche die Abhänge der Sandsteinrücken überall bedecken.

In den Aufschlüssen bemerkt man, daß zahlreiche Rutschflächen die massigen Sandsteinbänke in ganz unregelmäßige parallelepipedische Stücke zerlegen. Auf den Schichtflächen finden sich nicht selten zahlreiche undeutliche Pflanzenreste.

c) Oberer Gault.

1. Grünsand (eu₂).

Der Osningsandstein bildet die nördliche der beiden Erhebungen des Unteren Kreidezuges, die andere, südliche wird von Flammenmergel erzeugt. Die Senke zwischen beiden wird durch weiche, geringmächtige Grünsande und Grünsandtone bedingt. Der Grünsand ist ein Quellenhorizont. An den Quellen werden vom Wild oft grüne Tone aufgewühlt, die das Verwitterungsprodukt toniger Grünsande sind. Nach dem Liegenden geht der Grünsand all-

mählich in den Osningsandstein über. Im Gelände ist der Grünsandhorizont leicht zu verfolgen, da auf ihm eine üppigere Grasnarbe wächst, als auf den ihn begleitenden Kämme des Osningsandsteines und Flammenmergels.

2. Der Flammenmergel (cu₂ß).

Der Flammenmergel beginnt, wie ein Aufschluß südlich Süd-wort zeigt, mit einem glaukonitischen Mergel. Der eigentliche Flammenmergel ist von heller Farbe mit dunkler Flammenzeichnung. Der Gehalt an Quarz ist sehr groß. Diese Eigenschaft bedingt einen äußerst unfruchtbaren Boden.

Der Flammenmergel, dessen Mächtigkeit auf 80—100 m geschätzt wird, ist ein recht festes Gestein, das stellenweise schwach mergelig, zumeist feinsandig ist. Vielfach ist das mergelig-sandige Gestein verkieselt; diese Partien zeigen manchmal offene Risse. In frischem Zustande ist der Flammenmergel sehr hell, weiß und gelblich gefärbt. Er verwittert zu scharfkantigen, schmutziggrauen Brocken. In den sandig-mergeligen Partien sind die bezeichnenden hellbraunen Flammen häufig. Das gesamte Gestein ist nach verschiedenen Richtungen zerklüftet; dadurch wird die Bestimmung von Streichen und Einfallen der Schichten außerordentlich erschwert. Der Flammenmergel wurde in zwei Steinbrüchen, von denen der eine im Heidental, der andere in der Dörenschlucht angelegt ist, zur Schotterung von Nebenstraßen früher gewonnen. In dem ersten Aufschluß fanden sich:

Inoceramus sp.

Baculites sp.

Aucella gryphaeoides Sow.

2. Die Obere Kreide.

Die Obere Kreide ist durch Cenoman und Turon vertreten. Das Cenoman wird in drei Horizonte gegliedert, nämlich

1. Cenomanmergel,
2. Cenomanpläner,
3. Cenomankalk.

a) Das Cenoman.

1. Der Cenomanmergel (co_{1a}).

Der Cenomanmergel (co_{1a}) liegt in Tälern und ist zumeist von Quartär bedeckt. Aufgeschlossen ist er in Wasserrissen im Heidental und am Donoper Teich. Er ist recht mächtig (gegen 100 m) und besteht im Liegenden aus grauen bis graubraunen, auch olivenfarbenen weichen Mergeln, die mit verdünnter Salzsäure brausen. Nach dem Hangenden zu fügen sich Plänerbänke ein, die graublau bis dunkelgrau gefärbt sind und gelegentlich einen unregelmäßig-stengligen Zerfall bei der Verwitterung zeigen. Sie nehmen nach und nach an Zahl und Mächtigkeit zu und leiten so allmählich zum Cenomanpläner über. Der Cenomanmergel verwittert zu einem lehmigen bis zähen Ton. Der Mergel ist reich an *Inoceramus orbicularis* MÜNST. und *Terebratula semiglobosa* SOW.

Der Cenomanmergel bildet breite Niederungen, die aber fast stets Sandbedeckung haben, so daß der Mergel nur an den seitlichen Hängen oder in Wasserrissen sichtbar wird. Aufschlüsse in den tieferen Partien liefern die Retlager Quellen. Hier steht ein dunkelgrauer Mergel an, aus dem folgende Versteinerungen stammen:

Inoceramus latus MANT.

Acanthoceras Rhotomagense DEFR.

Schloenbachia varians SOW.

Die Grube nordwestlich Uekenpohl steht in weichen, tiefdunklen Mergeln.

Ein dritter guter Aufschluß ist am Nordabhang des Rabenberges vorhanden. Hier liegen am Steinbruchseingang, wo der Weg sich in die sanft ansteigende Böschung einsenkt, dunkelgraue Mergel, die dasselbe Aussehen haben wie die in den tiefsten Schichten des Cenomanmergels an den Retlager Quellen anstehenden. In diesen Schichten fanden sich sehr zahlreich

Schloenbachia varians SOW.

Acanthoceras Rhotomagense DEFR.

Scaphites aequalis SOW.

Rhynchonella Grasana D'ORB.

Terebratula Tornacensis D'ARCH.

Inoceramus virgatus SCHLÜT

» *latus* MANT.

2. Der Cenomanpläner (co₁₃).

Der Cenomanpläner (co₁₃) hat eine Mächtigkeit von 30—50 m und besteht aus einem fossilreichen, hellgrauen, graubraunen bis dunkelgrauen Plänerkalk, dessen einzelne Bänke verschiedene Festigkeit besitzen. Sie sind wie alle Plänerkalke nach zwei Richtungen zerklüftet und zwar nach einer, die streichend verläuft und mit dem Einfallen einen Winkel von 60—70° einschließt und nach einer anderen, die die Schichten querschlägig in einzelne Abschnitte zerlegt. Die erste Zerklüftung ist intensiv, die Kluftabstände liegen meist näher aneinander als die Schichtfugen. Die durch diese Klüfte und die Schichtfugen begrenzten Gesteinsbrocken rhombischen Querschnitts sind durch randliche Auflösung abgerundet. Der Cenomanpläner ist im Heidental und im Ochsental aufgeschlossen und führt

Inoceramus orbicularis MÜNST.

» *virgatus* SCHLÜT.

Rhynchonella sp.

Terebratula sp.

Die Plänerkalke bedingen, da sie widerstandsfähiger als der Cenomanmergel sind, manchmal eine Terrainstufe, so am Nordhang des Bielsteins; meistens liegen sie jedoch ohne deutliche Kante an dem Steilhang.

3. Der Cenomankalk (co₁₇).

Der Cenomankalk (co₁₇) ist ein recht fester, scharfkantig zerspringender Kalk, dessen bald dünne, bald dicke Bänke klein styolithische Oberfläche besitzen. Auch bei der Verwitterung verschwindet diese Unebenheit nur langsam. Die Reinheit und die weiße, hellgraue auch gelbliche Farbe des Kalkes fällt vom Liegenden an auf, steigert sich nach dem Hangenden jedoch noch zu größerer Helligkeit. Dunklere Flecken und Flammen sind auf den hellen Bruchflächen zu beobachten. Der Cenomankalk bildet

eine, manchmal auch zwei Anhöhen bezw. Steilkanten und streicht im Verhältnis zu seiner nur 20—25 m betragenden Mächtigkeit in großer Breite aus. Der Cenomankalk ragt in Klippen aus dem Sand hervor, der am Allhornberg und am Großen Ehberg hoch hinauf reicht; auf der Oberfläche der Kalke fließen die Niederschläge ab und lösen dabei Kalk auf (Dolinenbildung); der Auflösung folgen Erdfälle. Die gebildeten Trichter, die bis 5 m tief sind, werden im Volksmund »Voblöcher« genannt. Die Fossilführung des Cenomankalkes ist ärmlich.

b) Das Turon.

Das Turon gliedert sich in:

- | | | |
|----------------------|---|--------------|
| 1. Rotpläner | } | $co_2\alpha$ |
| 2. Mytiloidesmergel | | |
| 3. Brongniartipläner | = | $co_2\beta$ |
| 4. Scaphitenpläner | } | $co_2\gamma$ |
| 5. Cuvieripläner | | |

1. Der Rotpläner ($co_2\alpha$)

ist verschiedentlich auf Holzabfuhrwegen angeschnitten. Er besitzt eine Mächtigkeit von etwa 8 m und besteht aus mürbem, mergeligen Pläner. Die rote Farbe tritt meist nur in Flecken auf, manchmal folgt sie auch den Schichten. Über ihm liegt in 35—40 m Stärke

2. der Mytiloidesmergel ($co_2\alpha'$),

der bei der Weichheit des Gesteins gewöhnlich eine Talsenke bedingt und dort von alluvialen Bildungen, Gehängeschutt oder Sand bedeckt wird. Aufgeschlossen ist er am Osthang des Ochsentales, wo graue bis graugrüne Mergel anstehen, die infolge der Klüftung stenglig zerfallen, und außerdem am Großen Ehberg. Hier ist das Gestein fester und ähnelt zum Teil schon etwas dem eigentlichen Plänergestein. Bemerkenswert ist, daß vom Großen Ehberg an nach Westen im Hangenden des Mytiloidesmergel wieder Rotfärbung auftritt, so daß hier also zwischen zwei roten Partien eine geringmächtige graue auftritt. *Inoceramus labiatus* v. SCHLOTH. tritt örtlich in allen Horizonten, auch im Rotpläner massenhaft auf.

3. Der Brongniartipläner (co₂β).

Ein neuer Anstieg im Gelände beginnt mit dem Brogniartipläner (co₂β), dessen Gestein ein recht fester, örtlich sogar klippenbildender Kalk ist, der zu einem zähen Lehm verwittert. Die einzelnen unebenflächigen Bänke sind bis 20 cm stark und gelegentlich stylolithisch miteinander verzahnt. Gegenüber der Klüftung tritt jedoch die Bankung allgemein zurück. Die Kalke sind hellgrau, auch bläulichgrau, selten weiß gefärbt und zeigen ähnlich den grauen Cenomankalken unregelmäßige dunklere Flecken. An den Klüften tritt Gelb-, auch Gelbrotfärbung auf. Nahe der Hangendgrenze erscheint auch der die Scaphitenschichten bezeichnende bräunliche Anflug. Den Kalken sind örtlich etwa 5—10 cm starke Mergellagen eingefügt. Der Reichtum der Schichten an *Inoceramus Brongniarti* MANT. ist sehr wechselnd; in den hangendsten Schichten fand sich noch *Crioceras* sp. Die Mächtigkeit des Brongniartipläners schwankt zwischen 50 und 100 m.

4. Der Scaphitenpläner (co₂γ).

Das Oberturon (Scaphiten- und Cuvieripläner) konnte in der Karte nicht näher gegliedert werden. Es besteht aus einer 200 bis 300 m mächtigen Schichtenfolge von Plänerkalken, die sich lediglich paläontologisch trennen lassen in Scaphiten- und Cuvieripläner.

Der 30—50 m mächtige Scaphitenpläner (co₂γ) ist das festeste, widerstandsfähigste Gestein des Turons. Er tritt klippenbildend auf und bildet den Kamm des Plänerzuges. Petrographisch tritt der Unterschied gegenüber dem Brongniartigestein meist gut hervor. Recht bezeichnend ist seine hellgelbliche Farbe, die allerdings oft durch hellgrau oder blaugrau, selten einmal rot ersetzt wird, sein scharfsplittriger Bruch und der bräunliche Anflug auf den Schicht- und Kluftflächen. Gelegentlich treten dünne, dichte Chalcedonplatten auf. Die Bänke sind im allgemeinen ebenflächiger; die Klüftung tritt mehr zurück. Die Lesestücke sind dagegen wieder uneben. Lokal treten mürbere Schichten auf, die z. B. die Senke am Uffler bedingen. Die Fossilführung ist viel mannigfaltiger als im Unterturon und im allgemeinen auch reich. In diesen Schichten wurden gefunden:

Scaphites Geinitzi D'ORB.

Baculites baculoides MANT.

Heteroceras Reussianum D'ORB.

Helicoceras flexuosum SCHL.

Inoceramus latus SOW.

Terebratula semiglobosa SOW.

Rhynchonella Cuvieri D'ORB.

Micraster cor testudinarium GOLDF.

» *breviporus* AG.

In den liegendsten Schichten, die dem Brongniartigestein ähneln, tritt *Inoceramus Brongniarti* MANT. vergesellschaftet mit der Scaphitenplänerfauna auf.

5. Der Cuvieripläner (co₂₇).

Das Gestein des Cuvieripläners (co₂₇) steht petrographisch zwischen dem des Brongniartipläners und des Scaphitenpläners. Es herrscht eine in frischem Bruch weiße oder graublaue Farbe vor, an deren Stelle örtlich hellgelb und ganz selten in kleinen Abschnitten rot tritt. Der dunkle Anflug auf den Schichtflächen ist häufig vorhanden. Die Festigkeit ist etwas geringer als im Scaphitengestein, wodurch zwischen beiden eine geringe Geländestufe bedingt wird. Die Stärke der einzelnen Bänke schwankt zwischen 3—40 cm; sie sind meist unebenschichtig. Wichtig ist noch das Vorkommen von Bänken mit mehr oder weniger kugelligen, kleinen Kalkgeröllen, die bis 2 cm Durchmesser erreichen. Sie liefern ebenso wie die Glaukonitvorkommen im Scaphitenpläner weiter südwärts und im nordwestlichen Teutoburger Walde den Beweis einer ehemaligen Strandbildung. Der Cuvieripläner wird zu Bauzwecken und zum Brennen verschiedentlich gebrochen. Die Fossilführung ist ähnlich reichhaltig und artenreich wie im Scaphitenpläner. Für die Kartierung wichtig ist das plötzliche Anschwellen der Menge der Seeigel, die im Scaphitenpläner noch selten sind. *Scaphites Geinitzi* D'ORB. scheint durch den gesamten Cuvieripläner hindurchzugehen, so daß die Grenze mit dem ersten Auftreten von *Inoceramus Cuvieri* GOLDF. gezogen werden muß. In der Karte sind Scaphiten- und Cuvieripläner als Oberturon (co₂₇) zusammengefaßt.

c) Der Emscher (co₃).

Auf den Cuvieripläner legen sich im Gebiet der Senne bröcklige, graue Mergel. Die Kluftfugen zeigen einen braunen bis schwärzlichen Anflug. Häufig sind dickschalige Inoceramen, von denen bestimmt werden konnten:

Inoceramus Koeneni G. MÜLL.

» *gibbosus* SCHLÜT.

Ferner wurden beobachtet:

Ammonites sp.

Micrabacia sp.

D. Das Diluvium.

Entsprechend dem orographischen Aufbau und den außerordentlichen Unterschieden, die das Diluvium beiderseits des Teutoburger Waldes zeigt, empfiehlt es sich, die diluvialen Ablagerungen der Senne getrennt von denen des nordöstlichen Vorlandes des Gebirges zu behandeln.

1. Das Diluvium der Senne.

Wenn wir den geologischen Bau der Senne verstehen wollen, müssen wir von den Verhältnissen ausgehen, wie sie während des Diluviums in der Eiszeit auf unserm Blatt herrschten. Während dieser Zeit wurde das mitteleuropäische Flachland von Skandinavien und Finnland aus mit ungeheuren Gletschereismassen überzogen, die sich nach Süden bis an den Rand der mitteldeutschen Gebirge, nach Westen bis in die Rheinprovinz und weit nach Holland hinein ausdehnten und das ganze nördlich und östlich davon liegende Gebiet mit einer Gletscherdecke von mehreren Hundert Metern Stärke überkleideten. Diese ungeheuren Gletscher, die wir mit denen der Antarktis und teilweise auch mit denen Grönlands vergleichen können, führten gewaltige Mengen von Gesteinsschutt mit sich, den sie während ihres langen Weges immer weiter zerrieben und zermalzten. Solche Gesteinsschuttmassen wurden unter dem Eis als Grundmoräne abgelagert, am Rande des abschmelzenden Eises als Endmoräne und vor dem

Eis durch die ihm entströmenden Schmelzwassermassen als fluvio-glaziale Sande, Kiese und Tone. Alle diese Glazialbildungen sind durch das Auftreten nordischer, meist skandinavischer Gesteine, wie Granit, Gneis und anderer kristallinischer Bildungen, kambrischer Quarzite und Sandsteine, silurischer Kalksteine, vor allem aber durch die der baltischen Kreide entstammenden Feuersteine ausgezeichnet.

In unserem Gebiet wurden die Wege, die das Inlandeis einschlagen konnte, in weitgehendem Maße durch den Verlauf der Täler und Gebirge vorgeschrieben. Im Talgebiet der Werre vermochte das Inlandeis weit nach Süden hin vorzudringen; es reichte dort bis in die Gegend zwischen Detmold und Horn. Gleichzeitig überzog es auf dieser ganzen Strecke nach Westen hin auch das Waldgebirge bis in die Gegend von Kohlstedt im Süden und drang auf dem flachen südwestlichen Gehänge desselben noch einige Kilometer weit bis in die Gegend von Schlangen, Haustenbeck, Augustdorf und Stukenbrook vor. Gleichzeitig aber drang ein anderer gewaltiger Eisstrom von Norden her, ohne das Hindernis eines anstauenden Gebirges zu finden, in die Münstersche Bucht ein, erfüllte sie in ihrer ganzen Breite und erstreckte sich nach Süden noch über das Lippetal ein Stück in das westfälische Bergland hinein. Zwischen beiden großen Gletschern griff eine dreieckige Fläche zwischen Paderborn, Schlangen und Stukenbrook als eisfreie Bucht tief in die gewaltige Eiswüste nach Norden hinein. In ihr sammelten sich naturgemäß die Schmelzwässer des Inlandeises an und bildeten einen ausgedehnten See, der im Süden und Osten von der Egge und den höheren Bergen des Sauerlandes, im Westen und Norden dagegen vom Eis begrenzt wurde. Solche vom Eis aufgestaute Seebecken werden als glaziale Stauseen bezeichnet.

Nachdem das Inlandeis seine Hauptausdehnung kurze Zeit gehabt hatte, zog es sich im Gebiet des Teutoburger Waldes mit seinem Rand bis etwa auf dessen Kamm zurück und nun verfiel fast die ganze Senne diesem großen Stausee, dessen Oberfläche zur Zeit seiner größten Ausdehnung in etwa 180 m Meereshöhe

gelegen haben mag. Der Abfluß dieses Sees muß über das Eis südlich der Münsterschen Bucht erfolgt sein, und die abfließenden Wasser folgten wahrscheinlich der oft wechselnden Linie tiefster Erniedrigung der Inlandeisdecke. In diesen Stausee wurden von den Schmelzwässern, welche die auf dem Gebirge liegenden und von NO her ununterbrochen mit frischem Nachschub versehenen Inlandeismassen erzeugten, gewaltige Mengen von Sand hineinbefördert. Hätte der See einen gleichmäßigen Spiegel gehabt, so würden diese Massen allmählich eine völlig ebene Seeterrasse erzeugt haben. Eine solche aber ist nicht vorhanden; vielmehr sehen wir die Oberfläche der gewaltigen Sandmasse sich mit leichter Neigung nach SW hin senken. Dieses gleichmäßige schwache Gefälle erfährt zweimal eine Unterbrechung durch einen stärkeren Gefällebruch, durch den deutliche Terrassenstufen entstehen. Der höhere liegt zwischen 160 und 170 m Meereshöhe, der tiefere bei etwa 150 m. Dadurch wurden drei flache Terrassen erzeugt, die in der Karte als höchste, mittlere und tiefste Einebnungsstufe bezeichnet sind. Von ihnen sind auf unserem Blatte nur die beiden oberen entwickelt. Die ausgeprägten Flächen dieser Terrassen liegen also bei der höchsten in 170—180, bei der mittleren in 150—160, bei der tiefsten in 120—140 m Meereshöhe. Durch ein ziemlich verwickeltes System von Tälchen und Buchten greifen unter gleichzeitigem Anstieg diese Einebnungsflächen in die nächst höher gelegene Terrasse ein. Über der höchsten Einebnungsfläche liegen, an das Gebirge sich anlehnend, stärker geneigte Sandflächen, die oberhalb und außerhalb des Stausees durch die über stark geneigten Untergrund regellos hinwegströmenden Gletscherschmelzwässer aufgeschüttet wurden. Sie sind in der Karte als Sander bezeichnet, ein Name, mit dem in Island die ungeheuren, von einem Gewirr riesiger Gletscherströme durchflossenen, sandig-kiesigen Flächen benannt werden, die sich zwischen den gewaltigen Gletschern und dem Meer einschieben und vor unsern Augen durch die Gletscherströme erzeugt und aufgehöhht werden.

Die drei Einebnungsstufen der Senne haben wir uns wohl so

zu erklären, daß der große Stausee von der Zeit seiner größten Ausdehnung an in dauernder Senkung begriffen war, und daß diese langsame und gleichmäßige Senkung zweimal durch stärkere, vielleicht 5—10 m betragende Abzapfungen unterbrochen wurde. Diese anhaltende Senkung ist durch das allmähliche Schmelzen des Inlandeises in der Münsterschen Bucht und durch eine damit zusammenhängende Vertiefung der diluvialen Abflußwege der Stauseegewässer in einfacher Weise zu erklären. Mit dem völligen Verschwinden des Inlandeises aus der Münsterschen Bucht erlosch dann der Senne-Stausee, und es wurden nun von den Flüssen die ungeheuren, zwischen 90 und 110 m Meereshöhe liegenden Talsandebenen der Münsterschen Bucht erzeugt, die weiterhin den Tälern der Lippe und Ems folgen.

Wir betrachten nunmehr die einzelnen am Aufbau des Senne-Diluviums beteiligten Bildungen. Es sind das innerhalb unseres Blattes

1. Geschiebemergel
2. Sanderbildungen
3. Sandbildungen der Einebnungsstufen.

1. Mit dem Namen Geschiebemergel (dm) bezeichnen wir die Grundmoräne des Inlandeises. Sie besteht aus einem innigen Gemenge von Ton, Sand, Kies und größeren Geschieben, in dem die einzelnen Bestandteile so verteilt sind, daß das Ganze ein außerordentlich festes, aber nicht plastisches Gestein bildet. Die Geschiebe sind teils nördischen Ursprungs, teils entstammen sie den vom Inlandeise überschrittenen Gesteinen des Teutoburger Waldes und gehören dann nahezu ausschließlich der Kreideformation an. Auf Blatt Lage bildet der Geschiebemergel in der Senne eine größere zusammenhängende Fläche in der Südwestecke des Blattes.

Stellenweise ist der Geschiebemergel durch die Schmelzwasser des Inlandeises stark ausgewaschen und seiner tonigen und sandigen Bestandteile beraubt worden. In diesen Fällen bleiben die größeren Geschiebe als alleinige Zeugen seiner früheren Anwesenheit zurück. Auf diese Weise sind die in der Senne nach dem

Gebirgsrand hin vereinzelt zu beobachtenden nordischen Blöcke zu erklären, die besonders in der Wistinghäuser Senne nicht selten sind.

Die Mächtigkeit des Geschiebemergels ist durch einige Bohrungen in der Wistinghäuser Senne bekannt geworden, in der sie zwischen 10 und 17 m beträgt. Ob diese Mächtigkeit überall erreicht wird, läßt sich nicht sagen. Da, wo er in einiger Entfernung vom Gebirgsrand wieder die Oberfläche erreicht oder ihr nahe kommt, lagert er höchstwahrscheinlich auf höher gelegenen Kreidepartien unmittelbar auf und ist dadurch vor der Überschüttung mit Senne-Sanden teilweise geschützt geblieben. Im übrigen Teil des nordöstlichen Senne-Randes ist er wahrscheinlich auch vorhanden, liegt aber in größerer Tiefe und wird von mächtigen darüber geschütteten Sandmassen verhüllt. Da, wo der Geschiebemergel im Kartenbild als oberflächenbildend angegeben ist, liegt er nicht in seiner oben geschilderten Ausbildung als grobsandig-toniger, ungeschichteter, kalkreicher, regellos mit Geschieben durchspickter Mergel zutage, sondern ist von einer Verwitterungsbildung bedeckt, die ihn in wechselnder, 1—2 m betragender Mächtigkeit überkleidet.

Aus dem frischen unverwitterten Geschiebemergel geht zunächst durch Auslaugung des kohlensauren Kalks ein kalkfreier, meist dunkel gefärbter Lehm hervor, der in einer bald stärkeren, bald schwächeren Decke, unter gelegentlichem zapfenartigem Eingreifen in den unversehrten Mergel, diesen überzieht. Aus dem Lehm werden durch Wind und Wasser die tonigen Teile oberflächlich entfernt, die sandigen Bestandteile aber angereichert, und es kommt so zur Entstehung eines lehmigen Sandes, der die eigentliche, vom Pflug bewegte und dadurch noch weiter umgestaltete Oberfläche darstellt.

2. Der Senne-Sand.

Die gewaltigen Sandmassen, aus denen die steiler geneigten Sanderflächen und die flach geneigten Einebnungsstufen der Senne aufgebaut sind, stimmen in ihrer Zusammensetzung genau überein; das Material beider Oberflächenformen kann daher zusammen besprochen werden. Zum allergrößten Teil bestehen die Senne-Sande aus feinen bis mittelkörnigen Quarzkörnern, deren Größe meist unter 0,5 mm beträgt. Neben diesen durchaus überwiegenden

Quarkörnern finden sich aber auch überall dunkle bis grünliche Körnchen beigemengt, die aus Glaukonit bestehen und einen Hinweis auf die Herkunft der außerordentlich gleichkörnigen Sandmassen der Senne bieten. Im größeren Teil des Blattgebietes bietet der Sand dieses ermüdend eintönige Bild; bisweilen aber stellen sich in ihm auch gröbere Bildungen ein, nämlich Kies und Gerölle. Letztere bestehen entweder aus Feuerstein und anderem vom Eis aus größerer Entfernung herbeigeführtem Material, namentlich Granit und Gneis, oder aus Geschieben, die dem Kalkstein der Oberen Kreide des Teutoburger Waldes entstammen. Dies ist ganz besonders in den Sanderflächen der Wistinghäuser Senne der Fall, wo der Sand große Mengen von Flammenmergelgeschieben führt.

Auch die Verwitterungsvorgänge sind bei der außerordentlichen Gleichmäßigkeit der Zusammensetzung des Sandes in den Einebnungsstufen und in den Sanderflächen völlig gleich. Dasselbe gilt für die später zu besprechenden Flugsande, und so kommt es, daß der Heidecharakter der Senne sich völlig unabhängig von der Oberflächenform in überaus gleichmäßiger Weise entwickeln konnte.

Die beiden bezeichnendsten Züge der Verwitterung des Heidebodens sind die Auslaugung der oberen Bodenschichten und ihre Umwandlung in einen an Pflanzennährstoffen außerordentlich armen Boden, den sogenannten Bleichsand, und die Entstehung von Ortstein zwischen dem Bleichsand und dem unverwitterten Untergrund.

Auf dem ursprünglich unverwitterten Sand siedelte sich eine vorwiegend aus Heidekraut (*Calluna vulgaris*) bestehende Pflanzendecke an, die entsprechend dem geringen Reichtum an Nährstoffen im Boden auch nur geringe Anforderungen stellen konnte, sich aber doch soweit entwickelt hat, daß es zur Bildung von Rohhumus oder Trockentorf kam. Aus diesem Trockentorf wurde durch die Niederschlagswässer Humussäure ausgelaugt und durch diese die obere Bodenschicht chemisch angegriffen, so daß die leichter zerstörbaren Mineralien, die neben dem Quarz noch auftreten, mehr oder weniger zersetzt wurden. Alle Eisenverbindungen wurden in

Lösung übergeführt und eine Anzahl von Kalk-, Magnesia-, Ton-erde und Alkalisilikaten wurden aufgelöst und chemisch umgesetzt. Durch die Auslaugung der Eisenverbindungen erlangte die oberste Bodenschicht ein eigentümliches, hellaschgraues Aussehen, dem sie den Namen Bleichsand verdankt. Diese Sandschicht, deren Mächtigkeit 3—8 dm erreicht, endet nach unten gewöhnlich mit einer etwas dunkleren Lage, in welcher ausgefallener Humus etwas stärker angesammelt ist und die sich deshalb vom eigentlichen Bleichsand durch dunklere Färbung abhebt. Dann folgt, von wenigen Zentimetern bis zu Mächtigkeiten von $\frac{1}{2}$ —1 m gelegentlich anschwellend, die bezeichnendste Schicht des Senne-Bodens, der Ortstein. Er ist überall vorhanden, mit Ausnahme der Geschiebemergelgebiete und der alluvialen Sandflächen in den Wasserrissen der Senne, findet sich also in der Hauptsache auf den plateauartigen Sandflächen, in den Einebnungsstufen und auf den Flug-sandhügeln, nur daß seine Mächtigkeit in den letzteren gewöhnlich gering ist und einige Zentimeter nicht überschreitet.

Der Ortstein ist ein Humussandstein, in dem die Verkit-tung der losen Sandkörner zu einem mehr oder weniger festen Sandstein durch aus Lösungen ausgefallten Humus erfolgt. Außerdem ist in dieser Schicht eine Anzahl der im Bleichsand ausge-laugten Bildungen wieder angereichert worden, so daß der Ortstein in der chemischen Analyse immer einen größeren Reichtum an Pflanzennährstoffen aufweist als der Bleichsand und der unver-witterte Untergrund. Die üblen Wirkungen des Ortsteins und die Schwierigkeiten, die er der landwirtschaftlichen Nutzung ent-gegenstellt, bestehen darin, daß er durch seine Festigkeit das Eindringen der Wurzeln in größere Tiefe verhindert und dadurch diese der Möglichkeit beraubt, die nährstoffreicheren Schichten des Untergrundes zu erreichen und auszunutzen. Für eine Kul-tivierung des Bodens ist deshalb ein Umbrechen des Ortsteins und eine möglichst weitgehende Zerstörung des fest verkitteten Sandsteins durch Zurückverwandlung in losen Sand eine wichtige Voraussetzung. Diese Zerstörung erfolgt am zweckmäßigsten durch kräftiges Düngen des umgebrochenen Bodens mit Ätzkalk. Die Niederschlagswasser erhalten durch den Ätzkalk alkalische

Reaktion und werden dadurch befähigt, den Humus, der die einzelnen Körner zu Ortstein verkittet, in Lösung überzuführen.

Der Ursprung der Senne-Sande.

Die Sande sind nur zum allergeringsten Teil nordischen Ursprungs, d. h. vom Inlandeis aus großer Entfernung, von Skandinavien und aus dem Ostseegebiet herbeigeführt worden. Gegen einen nordischen Ursprung spricht die außerordentliche Gleichförmigkeit der Korngröße, das Fehlen oder die Seltenheit von Feldspat und anderen, den nordischen Diluvialsanden eigenen Mineralien und endlich die überall beobachtbare Anwesenheit von Glaukonit. Alle drei Eigenschaften aber kennen wir an den Sanden, die durch die Verwitterung der Sandsteine der Unteren Kreide des Teutoburger Waldes, des Wealdensandsteins, des Osningsandsteins und der Grünsande des Oberen Albien entstehen. Diese Gesteine aber durchziehen als breites Band den gesamten Teutoburger Wald vom Osnig bis zur Egge, und da er vom Inlandeis überschritten werden mußte, bevor es vom Werretal aus die Senne erreichte, fand das Eis Gelegenheit, größere Massen der Verwitterungssande dieser Kreidesandsteine mitzuführen, über die aus Kalkstein der Oberen Kreide bestehenden folgenden Ketten des Gebirges fortzuschleppen und in der Senne abzulagern.

Um aber die ungeheuren Massen der Sande zu erklären, müssen wir uns vorstellen, daß während einer außerordentlich langen Zeitdauer im Jüngeren Tertiär und im Älteren Diluvium das Sandsteingebirge einer sehr tiefgreifenden Verwitterung unterworfen war und daß ein ungeheurer Mantel von losen Verwitterungssanden in einer Mächtigkeit von vielleicht 100 m und mehr die festen, unverwitterten Sandsteinbänke verhüllte. Durch die Tätigkeit des Inlandeises wurde diese gewaltige Masse loser Verwitterungssande fortgeführt und der unverwitterte Kern des Gebirges freigelegt. Für eine solche Auffassung spricht der Umstand, daß im nördlichen Vorland des Teutoburger Waldes, also im Werregebiet, solche Sande keine Rolle spielen und daß die dort auftretenden, ähnlich beschaffenen Sande alle ihre Wurzel im Gebirge haben und von hier aus in das Werretal ge-

langt sind, während die tiefe Senke des Vorlandes selbst ausschließlich mit Grundmoränenbildungen, also mit Geschiebemergel, in zusammenhängender Decke überkleidet ist.

2. Das Diluvium des nordöstlichen Vorlandes.

Unvergleichlich viel reicher als in der Senne ist das Diluvium des Vorlandes nordöstlich des Teutoburger Waldes gegliedert. Hier finden wir außer den Glazialablagerungen der zweiten Eiszeit sowohl ältere, wie auch jüngere Bildungen, die teils dem älteren Interglazial, teils der jüngeren Interglazialzeit und zu einem dritten Teil der letzten Eiszeit angehören. Sie gliedern sich ihrem Alter nach folgendermaßen:

- | | |
|---|---|
| 5. Letzte Eiszeit | $\left\{ \begin{array}{l} \text{Löß} \\ \text{Talsand der letzten Eiszeit} \end{array} \right.$ |
| | |
| 4. Jüngeres Interglazial | $\left\{ \begin{array}{l} \text{Torf} \\ \text{Moor und} \\ \text{ähnliche Bildungen} \end{array} \right.$ |
| | |
| 3. Zweite Eiszeit | $\left\{ \begin{array}{l} \text{Geschiebemergel} \\ \text{Sande der Hochflächen} \\ \text{Sande der Täler} \end{array} \right.$ |
| | |
| | |
| 2. Erstes Interglazial | $\left\{ \begin{array}{l} \text{Torf} \\ \text{Ton} \end{array} \right.$ |
| | |
| 1. Ältere Bildungen, sogenannte präglaziale Schotter. | |

Die Besprechung der einzelnen Bildungen beginnen wir wiederum mit deren ältester, fassen aber dann die Erörterung der Ablagerungen beider Interglazialzeiten zusammen, weil beide nur an einer und derselben, räumlich ganz außerordentlich begrenzten Stelle auftreten.

1. Präglaziale Schotter.

Die ältesten Diluvialbildungen unseres Blattes bestehen aus Schottern, welche die mesozoischen Bildungen des Vorlandes überlagern und ausschließlich aus einheimischem Material zusammengesetzt sind. Sie bilden einen breiten Streifen am linken Ufer der Werre und treten in vereinzelter Flächen südlich und nördlich Ottenhausen sowie nördlich Wissentrup auf. An der Zusammensetzung dieser Schotter beteiligen sich vorwiegend Plänergesteine und nur ganz untergeordnet Gerölle des Muschelkalks, Keupers

und der Unteren Kreide. Diese Gerölle sind einem gelblichen, gelegentlich auch dunklen Quarzsand eingelagert, der auch selbständige, bis 30 cm starke Streifen bilden kann. Außerdem finden sich in diesen Schottern auch kleine Lehmschmitzen. Die Kiese sind über 10 m mächtig und fallen gewöhnlich mit einem kleinen steilen Rand gegen die Talebene ab. Sie werden in einigen Gruben ausgebeutet und für Wegebau und andre Zwecke verwendet. Die Schotter nördlich Ottenhausen, die in der westlichsten Ziegeleigrube gut aufgeschlossen sind, bestehen ausschließlich aus Keupermaterial und sind, soweit sie den Keupermergeln entstammen, als recht tonige Kiese bzw. Tone zu bezeichnen. Entsprechend ihrem Ausgangsmaterial sind sie von graubrauner Farbe mit grünen und roten Flecken. Die darin vorkommenden Blöcke von Rät und Schilfsandstein sind nur schwach abgerollt, während die Plänerschottergerölle eine ausgezeichnete Abrollung zeigen und ganz flach-ellipsoidische Formen angenommen haben. Diese Schotter sind von der Werre und ihren Nebenbächen abgelagert; die vom Teutoburger Wald kommenden haben vorzugsweise Plänergerölle, die aus dem Keuperhügelland abfließenden Bäche dagegen in der Hauptsache Keupergerölle herbeigeführt. In dem Gebiet nördlich Ottenhausen muß also in der Zeit der Schotterbildung ein von Osten kommendes Gewässer in die Werre eingemündet haben. Möglicherweise lag dort der alte Ausfluß des Otternbachs. Die Bezeichnung dieser Schotter als präglazial gilt nur insofern, als dadurch zum Ausdruck kommt, daß sie älter sind als die älteste Eisbedeckung unserer Landschaft. Da aber von der ersten Eiszeit sich hier überhaupt keine Spuren finden, so muß es dahingestellt bleiben, in welchem Abschnitt des älteren Diluviums diese Schotter entstanden sind. Sie können in ihrer Altersstellung ebensogut dieser ältesten Eiszeit entsprechen, wie sie einer älteren Abteilung des älteren Interglazials oder auch dem echten Präglazial, d. h. den vor der ersten Eiszeit entstandenen Bildungen zugehören können.

2. und 4. Älteres und jüngeres Interglazial.

Schichten interglazialen Alters sind nur an einer Stelle des Blattes Lage aufgeschlossen, nämlich im Steilufer der Werre etwa

900 m südsüdöstlich vom Bahnhof Nienhagen, da wo der Fluß die große südliche Ausbuchtung macht. Dort konnte entlang dem Steilufer der Werre das folgende Diluvialprofil festgestellt werden¹⁾.

Alluvium:	teils Düne, teils Moorerde	
Diluvium:	Flußsand; Talstufe δ_{as}	2,5—4 m
ehemalige vermoorte Landoberfläche	{ Stark humoser Sand und erdig- sandiger Humus mit einer Wind- schliffgeschiebesohle an der Basis; $\delta h + \delta t$; $\delta \times \times$	} Glazial 3 } Interglazial II
	Schichtlücke	
	Flußsand; Talstufe δ_{as}	0—1 m +
	Geschiebemergel, als Lokalmoräne entwickelt; δm	1,8—3 » +
	Torfflöz, auskeilend; δit	0—1 »
	Flußsand; Talstufe δ_{as}	2,5—3 »
	Schotter; δg bzw. δag	?
		} Glazial 1

Von diesen Schichten sind hier zu besprechen:

- das Torfflöz unter dem Geschiebemergel,
- die Windschliffgeschiebesohle und die humosen Bildungen über dem Geschiebemergel.

a) Das Torfflöz unter dem Geschiebemergel.

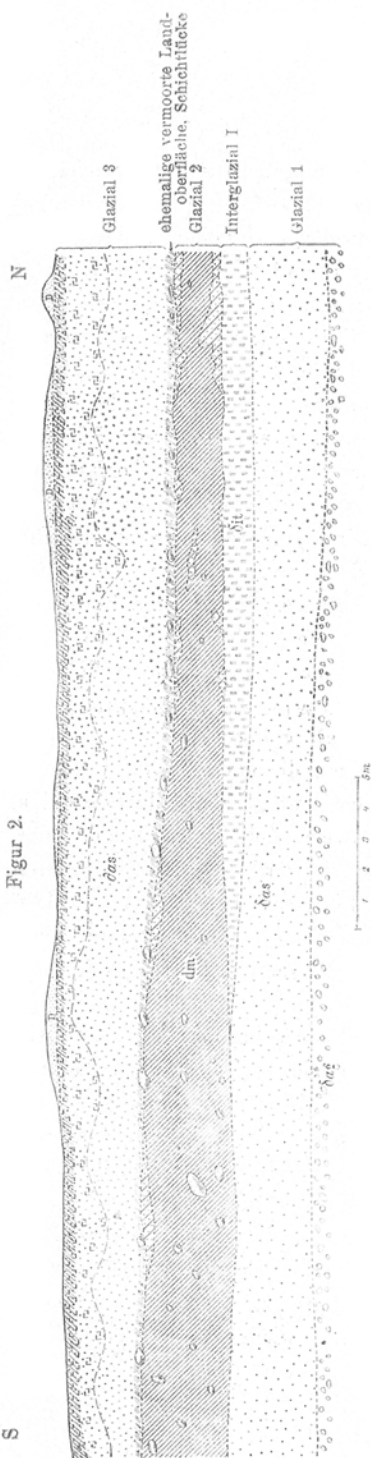
Es füllt eine Muldung in dem unterlagernden Talsand (δ_{as}) aus. Es ist nur in der Südwestecke des Steilufers aufgeschlossen; doch ist durch zwei Brunnenausschachtungen im nahen Dörflein Waldheide, etwa 350 m in südsüdöstlicher Richtung von hier entfernt, das Flöz ebenfalls unter Geschiebemergel nachgewiesen worden. Die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Schichten an der Knickstelle der Werre gibt die Figur 2 maßstäblich wieder.

Das Flöz besteht in seiner ganzen Mächtigkeit von 1 m aus einem völlig gleichartigen Torfe, dessen Grundmasse von einem erdig-krümeligen Humus gebildet wird. In dieser Masse liegen, streng horizontal geschichtet, in Menge kleine und kleinste Holzsplitter, berindete und unberindete Zweigbruchstückchen; Borke-schuppen und Hautgewebefetzen. Millimeterdünne horizontale

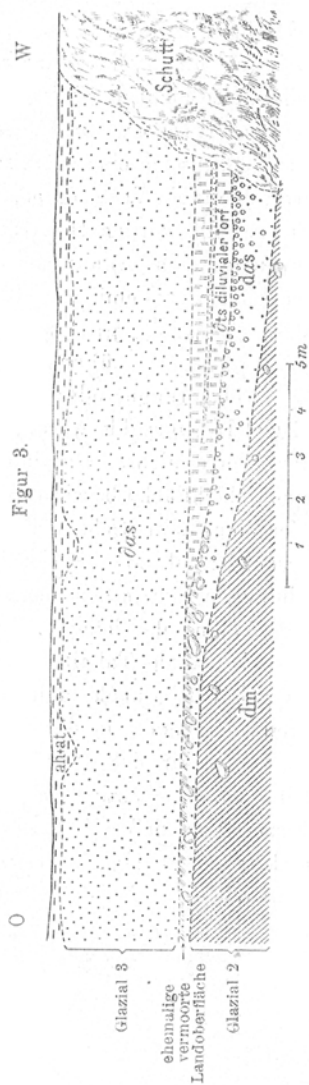
¹⁾ Die ausführliche Beschreibung siehe in: J. STOLLER, Ein Diluvialprofil im Steilufer der Werre bei Nienhagen unterhalb Detmold und seine Bedeutung für die Gliederung des Diluviums jener Gegend. Jahrb. d. K. Pr. Geol. Landesanst. für 1916, Bd. XXXVII, T. I.

S

Figur 2.



Figur 3.



Lagen feinen Sandes sind dem Flöz eingeschaltet und erleichtern das Spalten des Torfes in plattige Stücke.

Das Torflager ist ein echtes Flöz und gehört somit zu den allochthonen Torfen. Die Gesteinsbeschaffenheit des Torfes zeigt, daß es sich um Häckseltorf handelt, in dem die noch nicht völlig vertorften Pflanzenbestandteile in einem gleichmäßig erdigkrümeligen Humus, dem Endprodukt der Vertorfung, liegen. Auch läßt die genaue Untersuchung erkennen, daß das Flöz durch Driftung von losen, frischen oder frisch abgestorbenen Pflanzenteilen (also nicht durch Driftung von Torfbrocken und Torfgeröllen) an den Ort seiner jetzigen Lagerung entstanden ist. An Pflanzenresten, die noch eine botanische Bestimmung zulassen, ist das Flöz arm; denn sein Vertorfungsprozeß ist schon sehr weit vorgeschritten. Festgestellt wurden Holzreste und Borkeschuppen von Betulaceen (Birkengewächsen) und von *Pinus* (Kiefer), schlecht erhaltene Pinaceenpollen und einige andere, nicht näher bestimmbare Pollen.

b) Die humosen Bildungen und die Windschliffgeschiebesohle über dem Geschiebemergel.

Ablagerungen oder Neubildungen, die einwandfrei dem Interglazial II zugezählt werden könnten, enthält das Diluvialprofil an der Werre nicht. Die jüngere Zwischeneiszeit wird hier durch eine Schichtlücke bezeichnet. Doch ist entlang dem ganzen Steilufer eine dünne Schicht humoser Bildungen mit einer Windschliffgeschiebesohle an ihrer Basis festzustellen. Die Entstehung dieser Bildungen fällt in den Ausgang der jüngeren Interglazialzeit bzw. den Anfang der letzten Eiszeit.

Gegen die Talmitte senkt sich die Oberkante des Geschiebemergels (dm), auch bildet sie im östlichen Teil unseres Gesamtprofils, ungefähr in der Mitte der Talachse, eine muldenförmige Vertiefung, in der noch ein kleiner Rest des Talsandes (das) auftritt, dessen mächtige und flächenweite Aufschüttungen die zweite Eiszeit beschließen bzw. den Beginn der jüngeren Interglazialzeit einleiten. Sie sind aber innerhalb des Werretales während der jüngeren Interglazialzeit großenteils der Erosion zum Opfer gefallen. Das genaue Profil der genannten Stelle mit dem Erosionsrest des Talsandes (das) gibt Figur 3 wieder.

Hier sind noch zu besprechen die humosen Bildungen, die in den beiden Einzelprofilen, Figur 2 und 3, als ehemalige vermoorte Landoberfläche bezeichnet sind. Die schwarze Schicht ist im allgemeinen nur 0,1—0,3 m mächtig, schwillt aber bisweilen doch bis zu 0,5 m Mächtigkeit an. Sie besteht aus einem erdig-sandigen Humus, einer Art Moorerde, die stellenweise in sandigen Torf übergeht. Das ist namentlich an der Stelle des Profils Figur 3 der Fall.

Was die Zeit der Entstehung dieser humosen Bildungen betrifft, so hat man hierfür folgende Anhaltspunkte. Nach oben wird die vermoorte Landoberfläche ohne Schichtlücke vom Tal-sand (2as) der letzten Eiszeit überlagert, während sich an ihrer Basis eine Windschliffgeschiebesohle ausbreitet, deren Gerölle und Geschiebe ihre Glättung durch dieselben Staubwinde erhalten haben, die auf den umliegenden Anhöhen zur Ablagerung des Lösses geführt haben.

Aus den nicht häufigen bestimmbaren Pflanzenresten der humosen Bildungen konnten folgende Arten ermittelt werden:

Cenococcum geophilum FRIES; eine stattliche Zahl kleiner Peridien.

Potamogeton pusillus L.; ein Fruchtstein.

Picea sp.; Pollen in geringer Zahl.

Pinus sp.: desgleichen.

Betula alba coll.; kleine Zweigbruchstückchen, zwei entflügelte Nüßchen, wenige Pollen.

Alnus glutinosa GAERTN.; ein kleines, aber ausgereiftes Nüßchen, dazu Pollen in geringer Zahl.

Dazu kommen noch einige nicht bestimmbare kleine Pollen (Tetradenpollen?).

3. Ablagerungen der zweiten Eiszeit.

1. Der Geschiebemergel. Im nördlichen Vorland des Teutoburger Waldes besitzt der Geschiebemergel eine ganz außerordentliche Verbreitung; er überkleidet hier die gesamte Keuper- und Juralandschaft in nahezu geschlossener Decke, aus der nur vereinzelte Kuppen und Flächen älteren Gesteins, namentlich in der Umgebung von Lage und bei Greste, herausragen. Freilich

liegt der Geschiebemergel hier nur in verhältnismäßig kleinen Flächen zutage und ist im größten Teil des Gebietes mit einer Lößdecke von verschiedener Mächtigkeit überkleidet. Er zieht sich aber auch ziemlich weit in das triassische Hügelland hinein und erfüllt zahlreiche Einsenkungen desselben von Warentrup über Stapelage, Hörste und Kussel bis in die Gegend des Donoper Teichs. Von Hörste aus zieht sich ein Streifen zutage liegenden Geschiebemergels in NO-Richtung auf Hüntrup zu. Ferner liegt beiderseits des Werretals in der Umgebung von Lage eine Anzahl Geschiebemergelflächen zutage und schließlich ragen solche bei Wissenstrup an mehreren Stellen durch die Lößdecke hindurch. Im übrigen ist der Geschiebemergel innerhalb des Lößgebietes nur in Eisenbahn- und Wegeeinschnitten sowie am Rand von Erosionstälern zu beobachten. Seine Mächtigkeit geht häufig unter 2 m hinab, steigt aber gelegentlich auch höher an und dürfte im höchsten Fall 8—10 m erreichen, wie die Aufschlüsse auf dem östlich anstoßenden Blatte Detmold lehren. Seine Zusammensetzung haben wir bereits oben bei Besprechung der glazialen Senne-Ablagerungen kennen gelernt; auch seine Verwitterung geht genau den gleichen Gang, so daß wir auch hier unter einem lehmigen Sand zunächst entkalkten Geschiebelehm und erst darunter in 1—2 m Tiefe den normalen kalkhaltigen Geschiebemergel antreffen. Unter den Geschieben der Grundmoräne überwiegt das nordische Material bei weitem, während das einheimische je nach dem Untergrund stark wechselt und bald mehr aus Keuper, bald auch mehr aus Muschelkalkbildungen besteht. Im Verbreitungsgebiet der Kreidebildungen tritt der Geschiebemergel im Gebirge selbst nicht mehr auf. Die Zahl der Geschiebe ist nicht unbedeutend und ihre Größe bisweilen recht beträchtlich. Die beiden seit langer Zeit bekannten Granitgeschiebe 1 km südöstlich Lage, die Johannessteine, messen über dem Boden $1,5 \times 3 \times 3$ m und $1,5 \times 4,5 \times 5,5$ m. Die Höhenlage des Geschiebelehms auf unserm Blatt wechselt zwischen 100 und 220 m über dem Meeresspiegel, und aus dem Umstand, daß seine Decke die Hohlformen unseres Blattes bis hinunter ins Werretal und bis an dessen tiefste Talstufe heran wie ein Mantel

überkleidet, dürfen wir schließen, daß die heutigen Geländeformen in ganz ähnlicher Weise schon beim Herannahen des Inlandeises der zweiten Eiszeit bestanden.

2. Die glazialen Sande und Kiese der Hochflächen und Täler. Diese Bildungen sind teils als Vorschüttungssande des herannahenden Inlandeises erzeugt und liegen dann zwischen der Grundmoräne und den präglazialen Schottern oder — wo dies vorhanden — dem ersten Interglazial. Zumeist aber sind sie nach Ablagerung der Grundmoräne durch die Gewässer des abschmelzenden und sich zurückziehenden Inlandeises entstanden und liegen dann auf dem Geschiebemergel. Zu diesen Bildungen gehören nun auch die mit den Senne-Sanden über das Gebirge hinweg zum Teil in räumlichem Zusammenhang stehenden Sandmassen, die sich von den höchsten Erhebungen der Kreidekämme unseres Gebirges nach Norden und Nordosten in die Täler hineinziehen und nach unten in ebene Terrassenflächen übergehen. Die erste Gruppe dieser Sande, die sogenannten unteren Glazialterrassen (dg_1), treten an den Tälern der Werre und des Otternbachs und an deren Nebenbächen auf. Ihre untere Abteilung ist gewöhnlich reich an Plänerkiesen, die aber reichlich mit nordischen Geröllen, Granit, Feuerstein usw. gemischt sind, und liegt kaum höher als das Niveau der heutigen Gewässer. Der obere Teil besteht vorzugsweise aus Sand, dem Plänergerölle einzeln oder in Lagen eingefügt sind. In diesem Sand finden sich vielfach so große nordische Blöcke, daß man sie mindestens zum Teil als Reste einer ausgeschlammten Grundmoräne betrachten kann. Die Mächtigkeit der sandig-kiesigen Bildungen übersteigt gelegentlich 4 m.

Der zweiten Gruppe dieser glazialen Sande der zweiten Eiszeit gehören die Bildungen an, die in der Karte mit dem Namen Obere Glazialterrassen (ds_2 und dg_2) bezeichnet sind. Sie sind räumlich recht beschränkt und finden sich nur nördöstlich Lage als dünne, 1 m kaum überschreitende Decke gelblichen Quarzsandes auf der dortigen Geschiebemergelplatte. Etwa gleichaltrig mit diesen Sanden scheint die Sandfläche zu sein, die dem Hasselbach entlang eine ebene Terrasse bildet, auf der die Ortschaft

Pivitsheide 2 liegt. Diese Terrasse ist gegen die später noch zu besprechende jüngste Terrasse des Werretals ziemlich scharf abgesetzt und gehört wahrscheinlich diesem Abschnitt der Diluvialzeit an.

Für diese Sande sowie für die im Gebirge selbst auftretenden mächtigen Diluvialsande gelten alle Bemerkungen, die oben bereits über die entsprechenden Bildungen der Senne gemacht worden sind. Alle diese diluvialen Sandflächen nehmen große Gebiete ein, in denen sie von andern jüngeren Schichten nicht bedeckt sind. Infolgedessen waren sie während langer Zeit der Verwitterung ausgesetzt, die auf sie ganz ähnlich eingewirkt hat wie auf die Bildungen der Senne, nur daß alle Verwitterungserscheinungen hier außerordentlich viel stärker auftreten als dort. Die Ursache hierfür dürfte in dem größeren Wasserreichtum der Nordseite des Gebirges und im Zusammenhang damit in der im allgemeinen flacheren Lage des Grundwasserspiegels zu suchen sein. Große Teile dieser Sandflächen zeigten noch vor nicht allzulanger Zeit Anzeichen starker Versumpfung in Resten dünner Torf- und Moorerdedecken, die zum großen Teil durch die Kultur und durch künstliche Entwässerung erst während der letzten 100 Jahre beseitigt worden sind.

Infolge dieser tiefgreifenden Einwirkung der Verwitterung begegnen uns auch in diesen Sanden ganz allgemein Bodenprofile, wie wir sie in der Senne kennen gelernt haben, die aus Bleichsand, darunter folgendem ausgefallenem Humus und schließlich aus Ortsteinbildungen über dem unverwitterten Sand sich zusammensetzen. Dagegen ist die Mächtigkeit des Bleichsandes sowie des Ortsteins im nördlichen Vorland viel größer als in der Senne. Diese gesamten Verwitterungsbildungen erreichen oft 2 m Mächtigkeit und der Ortstein allein kann bis zu mehr als 1 m Stärke erlangen. Auch besitzt er nicht mehr die gelblichen und braunen Farbtöne des Senne-Ortsteins, sondern ist infolge viel größerer Mengen von ausgeschiedenem Humus tiefschwarz gefärbt. Auch hier beobachtet man in zahlreichen Aufschlüssen das zapfenartige Eingreifen des Ortsteins in den Untergrund, ebenso wie der Bleichsand seinerseits in Zapfen in die Ortsteinmassen

eingreifen kann. Die Straße von Kohlpott nach Lage zeigt in vielen Einschnitten ausgezeichnete Profile dieser Ortsteinbildung. In den am Gebirge emporklimmenden Flächen des glazialen Sandes begegnet uns die gleiche Ortsteinverwitterung, aber in erheblich schwächerer, mehr an die Senneverhältnisse erinnernder Weise. Ein ausgezeichnetes Beispiel bietet die große Sandgrube am Nordabhange der Sternschanze bei Hiddesen, hart am Ostrand unseres Blattes. In dem langgestreckten Aufschluß lagern zu oberst 0,3 bis 0,4 m Bleichsande, unter denen ein dünnes, nur einige Zentimeter starkes Band braunen Ortsteins folgt, der mit zahlreichen Zapfen bis zu 1 m Tiefe in den darunter lagernden Sand eingreift. Dieser Sand ist zunächst kräftig gelb gefärbt und geht nach unten in hellgelbe Sande über. Unter diesen mehrere Meter mächtigen Sanden folgt dann ein fester, oft sehr feiner, etwas toniger Sand, von dem es zweifelhaft ist, ob er einen Löß darstellt, und sodann riesige Blöcke von Hilssandstein, die einem diluvialen Abhangsschutt entsprechen. Im Sande selbst finden sich zahlreiche Scherben und Stücke von Feuerstein, die zum Teil Windschliff-Flächen aufweisen. An einer Stelle wurde in 1½ m Tiefe in diesen Sanden noch ein dünner Humusstreifen beobachtet. Die Oberfläche dieser Sandablagerung klettert unter gleichmäßiger Neigung bis zu 215 m am Gehänge des aus Ossingsandstein aufgebauten Berges empor.

5. Die Bildungen der letzten Eiszeit.

1. Die Ablagerungen der tiefsten Terrasse. Sie begegnen uns als eine etwa 5 m über dem heutigen Werre-Alluvium liegende, das Werretal begleitende und im Rettlager Tal sich bis in die Gegend von Pivitsheide hinaufziehende Terrasse, die in der Karte mit dem Buchstaben *2a* bezeichnet ist. Es sind dieselben diluvialen Sande, die wir bisher schon kennen gelernt haben, aber während der letzten Eiszeit, die sich in unserm Gebiet nur durch starke Erhöhung der Niederschläge zum Ausdruck brachte, ungelagert und wieder abgelagert in Gestalt einer die heutigen Täler in etwas höherer Lage be-

gleitenden Terrasse. Ihre Verwitterungsbildungen sind dieselben wie in den älteren höheren Terrassen.

2. Der Löß. Außerordentlich große Verbreitung besitzt auf unserem Blatt der Löß. In einer Decke von selten mehr als 2 m Stärke überkleidet er ganz allgemein den Geschiebelehm sowie die diesen überlagernden Sande im Gebiet des nördlichen Vorlandes. Im frischen Zustand stellt der Löß einen außerordentlich feinkörnigen, kalkhaltigen Staubsand von gelber Farbe dar, der durch Verwitterung überall da, wo seine Mächtigkeit $1\frac{1}{2}$ m oder weniger beträgt, nahezu völlig entkalkt und in bräunlichen Lößlehm umgewandelt ist. Die oberen 3 dm dieses Lößlehmes sind vielfach schwach humifiziert. Bisweilen beobachtet man an den Löß durchziehenden Klüften eine Reduktion der Eisenverbindungen durch eingedrungene Humusstoffe, wodurch der gelbbraune Löß eine Ausbleichung erfährt. Der eigentümliche Umstand, daß der Löß auf das Verbreitungsgebiet des Geschiebemergels beschränkt ist und daß er in der Senne völlig fehlt, ist bis heute noch nicht genügend erklärt. Auch über die Entstehungsweise des Lösses in unserm Gebiet, ob vom Wind abgelagert, oder wesentlich vom Wasser abgesetzt, sind die Ansichten bis heute verschieden.

E. Das Alluvium.

Die jüngsten Ablagerungen unseres Blattes, die erst nach der letzten Eiszeit erzeugt wurden, bestehen aus folgenden Bildungen:

- a) Ebene Talböden der Gewässer
- b) Torf
- c) Flugsand
- d) Flußsand
- e) Abhangsschutt des Osningsandsteins

a) Die ebenen Talböden der Gewässer sind im wesentlichen von den Hochwasserabsätzen der einzelnen Flußgebiete erzeugt und daher von sehr wechselnder Beschaffenheit, bald mehr tonig, bald sandig und kiesig, bald aus recht gemischten Abschlammassen zusammengesetzt. Letztere finden sich besonders in den kleinen schmalen, das Hügelland durchziehenden und oft wasserlosen Tälchen und Rinnen.

b) Der Torf hat, wie wir bereits oben gesehen haben, in früherer Zeit in den niedrigen feuchten Sandgebieten unseres Blattes eine größere Verbreitung gehabt als heute. Jetzt finden wir Torfablagerungen fast nur noch im südöstlichen Teil des Blattes im sogenannten Hiddeser Bent. Wenn* wir von Norden kommen, finden wir hier ein mit Hochwald bedecktes Gehängemoor, auf dessen Boden *Erica tetralix*, *Calluna vulgaris*, *Vaccinium uliginosum*, *V. oxycoccus*, *Gentiana pneumonanthe* und zahlreiche Torfmoose aus der Sphagnum-Gruppe gedeihen. Das Moor besitzt demnach einen hochmoorartigen Charakter, der auch da anhält, wo es zwischen dem Wald und den Schießständen in den Jagen 57 und 58 eine ebenere Lage einnimmt. Hier findet sich nahe den Schießständen sogar noch schwimmendes Moor, das als Schwingmoor zu bezeichnen ist und nach seiner Vegetation innerhalb des im übrigen als Hochmoor entwickelten Torflagers einen Zwischenmoorcharakter besitzt.

c) Der Flugsand. Die gleichkörnigen und mittelkörnigen Sande der Senne sowohl wie des Gebirges boten ein ausgezeichnetes Material für die Erzeugung des Flugsandes, und so begegnen wir gewaltigen Anhäufungen desselben in der Senne, vom Bokeler Fenn bis Augustdorf einerseits, im Gebiet der Dörenschlucht, am Donoper Deich und bei Pivitsheide anderseits. Die Dünen bilden den ebenen Sandflächen aufgelagerte Massen der verschiedensten Form und Größe; bald sind es langgestreckte Kämme, bald kurz aneinander gereihete Rücken, bald bilden sie ein kuppiges Gewirr von regellos nebeneinander gesetzten Flugsandhügeln, und oft ist es nicht ganz leicht, die Grenze zu ziehen zwischen den Flugsandbildungen und den Sandflächen, aus deren Auswehung sie hervorgegangen sind. Da dieser Sand ausschließlich durch Umlagerung der gewöhnlichen Sennesande entstanden ist, besitzt er natürlich auch sämtliche Eigenschaften derselben hinsichtlich Zusammensetzung, Verwitterung und Bodenbildung. Nur unterscheidet er sich nachteilig dadurch, daß das Grundwasser unter ihm in allen Fällen sehr tief steht, so daß es für die Pflanzen- und Baumwurzeln nicht mehr erreichbar ist. Die Flugsandböden sind daher von allen Senneböden die unfrucht-

barsten und sollten sämtlich aufgeforstet werden, wozu sich eine Bepflanzung von mit Birken vermischten Kiefern am besten eignen würde.

Auch der Flugsand besitzt dieselben tiefgreifenden Verwitterungserscheinungen wie die diluvialen Sande unseres Blattes, also eine Bleichsandbildung mit Ortsteinunterlage, die in der Senne erheblich schwächer entwickelt ist als im Gebirge und im Vorland. Während die Dünen der Senne es nur bis zur Entstehung von gelbem und braunem Ortstein gebracht haben, zeigen die Dünen des Vorlandes, besonders bei Pivitsheide die Bildung mächtiger tiefschwarzer Ortsteinmassen, genau so, wie wir es oben bei den Terrassensanden kennen gelernt haben. Die tiefgreifende Verwitterung der Dünensande spricht dafür, daß ihre Entstehung in eine recht alte Zeit fällt und vielleicht bis ins Diluvium zurückreicht. Anderseits aber finden auch heute noch Umlagerungen dieser Sande statt, und mehrfach kann man beobachten, daß sich auf den alten tiefschwarz verwitterten Ortsteindünen neue Aufwehungen jüngerer Flugsandmassen gebildet haben, in denen noch kein Ortstein entstanden ist.

d) Flußsand. Die alluvialen Flußsande sind auf die Wasserrisse und kleinen Täler der Senne beschränkt; sie besitzen genau dieselben Eigenschaften und genau dieselbe Zusammensetzung wie die Sande, in denen diese Tälchen eingeschnitten sind.

e) Die Abschlämmassen des Osningsandsteins begegnen uns als eine breite Schuttzone von Örlinghausen bis Wistinghausen, sowie südlich Pivitsheide am Nordabhang der aus Osningsandstein aufgebauten und nach Norden hin steil abfallenden Berge. Ihre Entstehung reicht, wie die Überlagerung durch glaziale Sande zeigt, bis tief in das Diluvium hinein und setzt sich anderseits bis in unsere Tage fort.

III. Der Gebirgsbau.

Die ältesten Schichten des Blattes treten in der Hebungachse des Teutoburger Waldes, in der sogenannten Osningachse, auf und bestehen aus Schichten des Röts und Muschelkalks. An diese schließt sich im NO der Keuper des Lippischen Keupergebietes an, im SO dagegen legen sich den Triasschichten außer Keuper und Jura noch die Kreideschichten auf. Im großen und ganzen bietet der Teutoburger Wald auf Blatt Lage das Bild eines durch zahlreiche Querverwerfungen zerstückelten und in ein Mosaik aufgelösten Haufwerkes von Schollen eines mesozoischen Sattels. Im Gegensatz zu dem stark zerstückelten Kern des Sattels aus Trias- und Juraschichten zeigen die Kreideablagerungen im Südwesten ruhige Lagerungsverhältnisse. Die Untere Kreide liegt in transgredierenden Lagerungsformen über den älteren Schichten.

Der Teutoburger Wald selbst gliedert sich in drei Ketten, eine südliche aus Oberer Kreide bestehende, die den Kamm des Gebirges bildet, eine mittlere aus Unterer Kreide aufgebaute und eine nördliche, deren Gesteine vorzugsweise aus Muschelkalk, Keuper und Jura bestehen, die aber auf weite Strecken von diluvialen Bildungen überkleidet ist.

Im nördlichen Vorland finden wir eine unregelmäßige, flachwellige Gebirgsplatte, die vorwiegend aus Keuperschichten aufgebaut wird, in die nur bei Ehrentrup und bei Kachtenhauserheide Juraschichten eingesenkt liegen. Der Aufbau des Teutoburger Waldsattels ist demnach folgender: Auf dem Nordflügel finden wir zunächst steile oder sogar überkippte Lagerungsverhältnisse in der Nähe der Sattelachse. Nach SW hin verflacht sich das Einfallen immer mehr. Bei der Aufrichtung der Gesteine sind insbesondere die Triasschichten stark zertrümmert. Auffällig ist, daß die im Satteln Kern vielfach nachzuweisenden Querstörungen nicht bis in die Obere Kreide nachzuweisen sind. Diese Lagerungsverhältnisse weisen darauf hin, daß die gebirgsbildenden Vorgänge zu den verschiedensten Zeiten erfolgt sein müssen.

Im Satteltkern und auf dem Nordflügel finden sich häufig streichende Störungen, die im Gebiet des Wellenkalks am zahlreichsten sind und nach Norden zu bald an Bedeutung verlieren. Auf ihnen sind jüngere Schichten abgerutscht bzw. eingefaltet. Auf dem Südflügel dagegen sind die Schichten aufgerichtet oder gar überkippt, gehen nach Südwesten zu in normale Lagerung über und werden flacher und flacher. Bei der Überkippfung sind die Gesteine der Kreide außerordentlich zertrümmert, wie sich das besonders gut an den zahllosen Harnischen und Klüften in den Aufschlüssen des Großen Ehberges zeigt. Eine andere Folgeerscheinung der Gebirgsbildung sind die Querbrüche, die den Zug der Unteren Kreide in isolierte Kuppen zerlegen. Diese Zerstückelung ist wohl die Hauptursache für die oft auffällig geringe Höhe des Osningsandsteinzuges, der sonst meist den Kamm des Waldes bildet. Die Querbrüche setzen gewöhnlich nicht bis in die Obere Kreide hinein, so daß man annehmen muß, die gegenseitige Schollenverschiebung hat sich in den weichen Schichten des Cenomans ausgeglichen. Eine größere Bedeutung hat nur der Querbruch, der etwa mit der Straße Pivitsheide-Lopshorn zusammenfällt. Denn westlich dieser Linie greift die überkippte Lagerung auf die Obere Kreide über und zwar zunächst auf das Cenoman und das Untere Turon und im Zusammenhang damit vermindert sich die Breite des Kreidezuges. Der bisher nur wenig gegliederte Kamm des Plänerzuges löst sich in einzelne Kuppen auf, die dem Teutoburger Wald weiter westlich sein so charakteristisches Aussehen von der Senneseite her gesehen geben.

In der Kreide verschwinden die Verwerfungen bis auf eine einzige, die das Gebirge in der Stapelager Schlucht quer durchsetzt; sie bedingt das Vortreten eines stark zersplitterten Kreidevorsprungs in das Gebiet der Sattelachse.

Im Süden des Blattes verschwinden die Kreideschichten unter den diluvialen Sanden der Senne. Einige Inseln darin lassen indessen die sehr flache Lagerung der Kreide hier erkennen. Erst am Bokeler Fenn zeigt sich wieder ein stärkeres Einfallen.

IV. Bohrungen.

1. Bohrloch der Firma F. Becker in Lage. Beim Wasserturm des Bahnhofs Lage i. L.

Einsender: Firma F. Becker in Lage i. L. Bearbeiter: A. Kraiß.

Tiefe in Metern

0— 1,25	»Dunkelgelber, feiner Sand«	
1,25— 1,60	»Schwarzer Moorsand«	
1,60— 4,52	»Hellgelber, feiner Sand«	
4,52— 5,35	»Grauer Sand mit Kies«	
5,35— 7,05	»Ton mit Kies«	
7,05—11,00	Graugrüner Mergel.	Lias
11,00—14,30	Grauer Mergel	»
14,30—16,30	Graugrüner Mergel	»
16,30—56,30	Schwarzer, schiefriger Mergel mit Ammonitenbruch- stück	»
56,30—59,30	Schwarzer, schiefriger Mergel und Kalksandstein	»
59,30—61,55	»Kalkschicht« (Probe ist verloren gegangen)	»
61,55—66,70	Schwarzer, schiefriger Mergel, wie oben	»

2. Bohrloch Krawinkel bei Stapelage.

Einsender: Dipl. Bergingenieur Schlüter. Bearbeiter: H. Stille.

0— 0,50	Mutterboden	
0,50— 3,00	Geschiebemergel	Diluvium
3,00— 5,00	Rote Letten	Röt
5,00—18,00	Mürbe Sandsteine, mittelkörnig.	Mittlerer Buntsandstein
	Überschiebung	
18,00—30,00	Graue Mergel, anscheinend stark zer- quetscht	} Wahrscheinlich Flammen- mergel (jedenfalls Kreide)
30,00—48,50	Grauer, harter, sandiger Kalk mit senk- rechten Klüften	

3. Bohrung der Firma F. Becker im Westen des Stadtgebietes Lage in L. (F. W. Ostmann Sohn).

Einsender: Firma F. Becker, Lage in L. Bearbeiter: A. Kraiß.

0—17,00	Abwechselnd Sand und Kies	Diluvium
Bei rd. 18,00	Kies, zumeist aus bunten Keupermergelgeröllen be- stehend	

4. Bohrung Wistinghausen 3. Planstück von Busse.

Einsender: Z. H. Gumpel, Hannover. Bearbeiter: H. Stille.

0— 0,50	Mutterboden	Diluvium
0,50—10,50	Geschiebemergel	»
10,50—38,00	Rötlicher und grünlichgrauer Letten	Röt
38,00—74,40	desgl. mit viel Gips	
	Überschiebung.	
74,40—93,40	Grauer Plänermergel	Ob. Kreide

5. Bohrung Wistinghausen 5. Planstück von Busse.

Einsender: Z. H. Gumpel, Hannover. Bearbeiter: H. Stille.

0— 0,20	Mutterboden	Diluvium
0,20— 1,30	Schluffsand	»
1,30—14,50	Grauer Geschiebemergel	»
14,50—17,60	Geschiebemergel, rötlich gefärbt infolge Beimengung rötlicher Letten	»
17,60—23,40	Geschiebemergel (?)	»
23,40—80,30	Rote Schieferletten mit einigen festeren Bänken und etwas Gips	Röt
	Überschiebung	
80,30—97,45	Plänerkalk, nach petrographischer Beschaffenheit wahr- scheinlich Oberes Cenoman	Ob. Kreide

6. Bohrung Wistinghausen 6. Planstück von Busse.

Einsender: Z. H. Gumpel, Hannover. Bearbeiter: H. Stille.

0— 0,30	Mutterboden	Diluvium
0,30—11,50	Geschiebemergel	»
11,50—34,70	Bunte Letten	Röt
	Überschiebung	
34,70—49,00	Grauer Plänerkalk; nach petrographischer Beschaffenheit und Fortstreichen nach Osten wahrscheinlich Ce- nomanpläner	Ob. Kreide

7. Bohrung Nr. 1 bei Waldheide. Planstück des Herrn Heit-
kämper.

Einsender: Z. H. Gumpel, Hannover. Bearbeiter: A. Mestwerdt.

0— 0,40	Humöser Sand	Diluvium
0,40— 3,90	Brauner, feiner Sand	»
3,90—16,80	Grauer, mergeliger Letten mit kleinen Geröllen	»
16,80—31,00	Roter, sandiger Mergel	Keuper, wahrscheinlich Kohlenkeuper
31,00—36,30	Ebenso mit grauen Dolomit- bänken	

8. Bohrung Kachtenhausen. 200 m vom Bahnhof Ehlenbruch
westlich Lage.

Einsender: Dr. Möller, Brackwede. Bearbeiter: G. Müller.

0— 1,00	Lehm	Diluvium
1,00— 8,25	Geschiebemergel	»
8,25— 9,15	Schwarzer Sand (präglazial)	»
9,15—38,50	Abwechselnd rote und blaue Mergel	Keuper

Inhalt.

	Seite
Einleitung	3
I. Oberflächengestaltung und Bewässerung	5
II. Die stratigraphischen Verhältnisse	7
A. Die Triasformation	7
1. Der Röt (so)	7
2. Der Muschelkalk	7
a) Der Wellenkalk (Unterer Muschelkalk (mu)	8
b) Der Mittlere Muschelkalk (mm)	10
c) Der Obere Muschelkalk (mo)	11
3. Der Keuper	12
a) Der Kohlenkeuper (ku)	12
b) Der Gipskeuper (km)	13
c) Der Obere Keuper (kät) (ko)	17
B. Die Juraformation	17
1. Der Lias oder Untere Jura	17
Der Mittlere Lias (ilm)	19
Der Obere Lias (ilo)	21
2. Der Braune Jura (Dogger)	22
3. Der Weiße Jura (Malm)	23
C. Die Kreideformation	23
1. Untere Kreide	24
a) Der Wealden (cuw)	24
b) Der Osningsandstein (cu1)	24
c) Oberer Gault	25
1. Grünsand (cu2 α)	25
2. Der Flammenmergel (cu2 β)	26
2. Die Obere Kreide	26
a) Das Cenoman	27
1. Der Cenomanmergel (co1 α)	27
2. Der Cenomanpläner (co1 β)	28
3. Der Cenomankalk (co1 γ)	28
b) Das Turon	29
1. Der Rotpläner (co2 α)	29
2. Der Mytiloidesmergel (co2 α')	29
3. Der Brogniartipläner (co2 β)	30
4. Der Scaphitenpläner (co2 γ)	30
5. Der Cuvieripläner (co2 γ')	31
c) Der Emscher	32
D. Das Diluvium	32
1. Das Diluvium der Senne	32
Der Senne-Sand	36
Der Ursprung der Senne-Sande	39
2. Das Diluvium des nordöstlichen Vorlandes	40
1. Präglaziale Schotter	40
2. und 4. Älteres und Jüngeres Interglazial	41
a) Das Torfllöz unter dem Geschiebemergel	42
b) Die humosen Bildungen und die Windschliff- geschiebesohle über dem Geschiebemergel	44
3. Ablagerungen der zweiten Eiszeit	45
5. Die Bildungen der letzten Eiszeit	49
E. Das Alluvium	50
III. Der Gebirgsbau	53
IV. Bohrungen	55