

Berichte

der

Reichsstelle für Bodenforschung

Jahrgang 1941

W I E N

Im Vertrieb bei der Zweigstelle Wien des
Reichsamts für Bodenforschung

Wien III, Rasumofskygasse 23

1941

Heft 1 u. 2 ausgegeben	.	August	1941
Heft 3 u. 4 ausgegeben	Oktober	1941
Heft 5 u. 6 ausgegeben	Dezember	1941
Heft 7/9 ausgegeben	Februar	1942
Heft 10/12 ausgegeben	.	Mai	1942

Für den Inhalt der Aufsätze sind die Verfasser allein verantwortlich.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
VORWORT	1
AHRENS, W.: Pliozäne Basalte im Westerwald	194
BODE, H.: Die floristischen Verhältnisse an der Westfal-Stefan-Grenze und das Alter des Karbon; von Falkenberg in Lothringen	151
CORNELIUS, H. P.: Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerntales und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise	14
CORNELIUS, H. P.: Über einige Bergstürze im Virgental	67
CORNELIUS, H. P.: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale	89
CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung der Konglomerate des Salberges bei Liezen und der Flaserkalkbreccien am Dürrenschöberl (Ennstal, Steiermark)	111
CORNELIUS, H. P.: Über die Bedingtheit der interglazialen Schuttumhüllung der Alpen	169
DAMMER, B.: Über ein ungewöhnlich mächtiges Alluvialprofil aus der Gegend von Guben	20
DITTLER, E.: Salit von Kottes (Niederdonau)	61
ERB, L.: Die eisenoolithischen Horizonte (ohne das Kellaway) im Jura des Oberrheintalgrabens und der angrenzenden Gebiete	49
GAERTNER, H. R. v.: Spuren junger Tektonik im Egerer Becken	1
GAERTNER, H. R. v.: Brodelböden in der Gegend von Eger	8
HEIN, L.: Zur Geschichte des Frischen Haffs	133
KERNER, F.: Schlußbericht über mein geologisches Museum bei Trins im Gschnitztal	38
KRAUSE, P. G.: Weitere Mitteilung zum Eberswalder Interglazial (Provinz Brandenburg)	202
LOTZE, F.: Die Salzfolge von Hohensalza (Wartheland)	208
PREY, S.: Über die Katschbergschiefer	115
QUITZOW, H. W.: Das Alttertiär des Prominaberges und eine mitteleozäne Gebirgsbildung in Dalmatien	180
REIDL, G.: Über eine neue Spatangidenart <i>Plagiobrissus abeli</i> nov. spec. aus dem Torton von Müllendorf (ehem. Burgenland)	244
REIDL, G.: Der Erdbeben am Eichberg bei Dittersdorf (Kreis Tulln, Niederdonau)	129
REITHOFER, O.: Über die geologischen Ergebnisse eines Versuchsstollens im unteren Teil des Gampadeltales (Montafon)	62
SCHAFFER, F. X.: Das Erdölvorkommen in der Urmannsau bei Krenberg, Niederdonau	36
SCHNARRENBERGER, C.: Die Kellaway-Oxford-Erze südlich des Schwarzwaldes	41
SCHNETZER, R.: Ein Vorkommen diluvialer Schieferkohle am Kienenberg bei Füssen am Lech	29
SCHMIDT, W. F.: Der Nastberg, ein diluvialer Basaltvulkan des Laacher-See-Gebiets	99
SANDER, B.: Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccien des Sonnwendjochgebirges	81
SANDER, B.: Zur Petrographie der nachtriadischen Tarntaler Breccie	121
SEELMEIER, H.: Das Alter des Schöckelkalkes	74
STUMMER, E.: Zum interglazialen Alter des Mönchs- und Rainberges in Salzburg	95
TAUBER, A. F.: Einige Ergebnisse der Bohrungen für die Wiener Untergrundbahn	35
TAUBER, A. F.: Zur Schichtenfolge des Sarmat im Wiener Becken	65
ZÖLLER, A.: Die Entstehung der Stauchmoränen am Niederrhein und ihre Bedeutung für die Kenntnis des tieferen Untergrundes	187
Personalveränderungen	40, 80, 120, 167 215

Vorwort.

Die „Berichte der Reichsstelle für Bodenforschung“, deren erstes Doppelheft hiermit erscheint, sollen vorläufige Mitteilungen und kürzere Arbeiten (bis etwa einen Druckbogen, ohne Tafelbeilage) bringen; ihr regelmäßiges Erscheinen soll nicht durch umfangreiche Karten- und Tafelbeilagen behindert sein. Vorgesehen ist bis auf weiteres die Ausgabe von jährlich zwölf Heften von durchschnittlich anderthalb Druckbogen, fallweise Zusammenfassung zu Doppelheften ist vorbehalten.

Die „Berichte“ sollen in erster Linie Veröffentlichungen aus dem gesamten Arbeitsgebiet der Reichsstelle für Bodenforschung bringen. Darüber hinaus sollen auch Mitteilungen Platz finden, die für die deutsche geologische Wissenschaft von allgemeinem Interesse sind.

Die „Berichte der Reichsstelle für Bodenforschung“ setzen damit in gewisser Weise die Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien sowie die Sitzungsberichte der Preussischen Geologischen Landesanstalt in Berlin fort.

Reichsstelle für Bodenforschung.

Spuren junger Tektonik im Egerer Becken.

VON HANS-RUDOLF VON GAERTNER, Berlin.

(Mit 5 Abbildungen.)

In den Kiesgruben beiderseits der Straße Eger—Honnersdorf gewinnt man für Bauzwecke Grande und Sande, die mit Kieslinsen ganz durchsetzt sind. In den Kiesgruben ostwärts der Straße, kurz vor dem Ort Honnersdorf, werden die Sande von braunem, festem Lehm überlagert. Der Lehm greift mit Taschen und Kolken in die Sande ein; er kann bis 1,50 m stark werden.

Die Kiese, Grande und Sande sind etwa 3 m mächtig. Sie sind sehr unregelmäßig geschüttelt und führen reichlich Feldspat und Quarz. Schiefergebirgsgerölle hingegen sind nur sparsam eingestreut. Aus diesem Horizont stammt wohl auch ein großer Block pflanzenführenden, oligozänen Sandsteines, der in der Grube liegt.

In dem unteren Meter dieses Schichtgliedes überwiegen die Feinsande.

Es folgen stark eisenverklittete Schotter von 1,80 m Mächtigkeit. Sie führen vorwiegend wohlgerundete Quarzgerölle. Mit ihrer Unterlage, etwa 0,5 m feinschichtigem Feinsand, sind die Schotter durch eine unregelmäßige Grenze verbunden. Vielfach sind Unterschneidungen zu beobachten; auch liegt die Schichtung der Feinsande nicht überall waagrecht, sondern ist hie und da bis zur Senkrechten aufgebogen. Man wird stark an Brodelböden erinnert. Das Bild läßt sich aber, wenn auch nicht ganz so befriedigend, durch Auskolkungen und Rutschungen erklären.

Der Feinsand liegt auf gelbem, blättrig zerfallendem, erst nach längerem Liegen plastisch werdendem Ton; es sind dies die *Cyprisschiefer*, die meist als Pliozän angesehen werden, die man aber wohl besser mit VORTSCH (1940) ins obere Miozän stellt. Die Altersdeutung der Schiefer ist, alles in allem, noch recht unsicher. Sie sind in der Nachbarschaft von Honnersdorf in Bohrungen, 50 bis 70 m mächtig, angetroffen worden. Unter ihnen fand man Braunkohle in Stärke von 1,50 bis 3 m. Die obere Kante der *Cyprisschiefer* liegt in unserer Kiesgrube etwa 3 bis 4 m über der Talsohle; die Schiefer scheinen aber rasch nach allen Seiten abzufallen.

In der westlichen Kiesgrube, die nach dem Egertal zu, bei der Tannenmühle, gelegen ist, sieht man oben grobe Kiese mit Schiefergebirgs- und Quarzgeröllen. Das Bindemittel der Kiese ist lehmig. Sie erreichen im W der Grube 1,80 m Mächtigkeit und verlieren gegen O rasch an Bedeutung.

Unter den lehmigen Schottern folgen Feldspatgrande und -sande mit einzelnen Feinsand- und Schotterlagen. Auch sie werden als Bausand gewonnen. Im hangenden Teil sieht man eine 5 cm starke Lage mit Brauneisenverklittung. Die Mächtigkeit der Grande und Sande beträgt 1,50 m. Unter ihnen folgen, nur mit wenigen Dezimetern aufgeschlossen, wohlgerundete Quarzschotter.

Die Beziehungen der Schichten auf beiden Seiten der Straße zueinander sind noch unklar. Die westliche Grube zeigt im großen und ganzen zwar die gleichen Gesteine wie die ostwärtige, liegt aber mit ihrer Sohle 2 m tiefer als die Unterkante dieser Ablagerung in der ostwärtigen Grube. Da aber, wie unten gezeigt wird, junge Störungen vorhanden sind, wird man wohl die Schichten für gleich alt halten dürfen.

Das Alter der Schichten ist schwer zu bestimmen. Sie unterscheiden sich verhältnismäßig deutlich von dem für Pliozän gehaltenen Wildsteiner Blauton und seinen Begleitern. Man kann sie vielleicht in das Diluvium stellen. Nach der Lage über der Talaue wird man gefühlsmäßig die Schotter für mitteldiluvial halten, ohne damit späteren genaueren Untersuchungen vorgreifen zu wollen. Weniger wahrscheinlich, aber noch durchaus möglich, ist ein altdiluviales bis pliozänes Alter.

In beiden Kiesgruben sind sehr häufig kleine Störungen aufgeschlossen. Im westlichen Aufschluß sieht man sehr zahlreiche scharf begrenzte Störungen, an denen durchweg der westliche Flügel abgesunken ist (Abb. 1 und 2). Da die Störungen mit 60 bis 90° nach W einfallen, kommt es zu einer beträchtlichen Ausweitung. Sie beträgt auf der etwa 30 m langen Wand ungefähr 1 m. Die Störungen streichen N 60—65° O.

Neben diesen scharf begrenzten Verwerfungen findet man noch breitere Zonen, in denen die Schichtung ganz gestört ist. Oft sind die hangenden,

lehmigen Schotter auf diesen Spalten in die darunter liegenden Sande hineingerutscht (Abb. 3 und 4). Die plattigen Geschiebe liegen in der Spalte ganz wirr; sie bevorzugen steilere Lagen ihrer Längsachsen. Diese weit geöffneten Spalten sind etwas weniger zahlreich, streichen meist N 150° O und stehen seiger, beziehungsweise fallen mit sehr steilen Winkeln gegen O ein. Auch an ihnen sind Verwerfungsbeträge bis zu 50 cm festzustellen. Meist ist der O-Flügel abgesunken. Die Zerrung ist an diesen Spalten wenig



Abb. 1.

Scharf begrenzte Verwerfung im diluvialen Sand der Schottergrube westlich der Straße Eger—Honnorsdorf, ostwärts der Tannenmühle. Der Verwerfungsbetrag — etwa 15 cm — ist an der Feinsandlage abzulesen. Die Verwerfung ist von der der Abb. 3 etwa 1.10 m entfernt.

Abb. 2.

Scharf begrenzte Verwerfung in senkrechter Stellung aus der gleichen Kiesgrube. Der Verwerfungsbetrag ist aus der Lage der unteren dunklen Schicht mit etwa 7 cm abzulesen. Beachte die wirre Lagerung in dem gestörten schmalen Streifen.

deutlich. Die Schichten der Sande neigen sich zu beiden Seiten der Spalten flexurartig gegen diese hinab. Sie sind dabei stark tektonisch ausgedünnt.

Beide Störungen vereinigen sich gern zu Y-Gräben (Abb. 3). Hie und da trifft man sie aber auch für sich allein an.

In den ostwärtigen Gruben sieht man die gleichen Formen von Störungen. Das Streichen aller festgestellten Spalten schwankt zwischen N 75—120° O. Das Fallen war meist senkrecht, so daß Zerrung nicht festgestellt werden konnte. Eine Spalte mit dem Streichen N 105° O war auf

12m Länge aufgeschlossen. Daß Verwerfungen mit N—S-Streichen nicht angetroffen worden sind, kann mit dem Mangel an Aufschlüssen in der O—W-Richtung zusammenhängen. Es wurden auch Übergänge von den breiten Spalten zu scharf begrenzten Verwerfungen beobachtet. Die breiten Spalten verengen sich trichterförmig nach unten und gehen 1 bis 2 m unterhalb ihres Anfangs in eine scharf begrenzte Kluft über (Abb. 5b).

Nur ein Teil der Spalten fängt an der jetzigen Oberfläche an. Die übrigen beginnen in den verschiedensten Höhen innerhalb der Schotter.

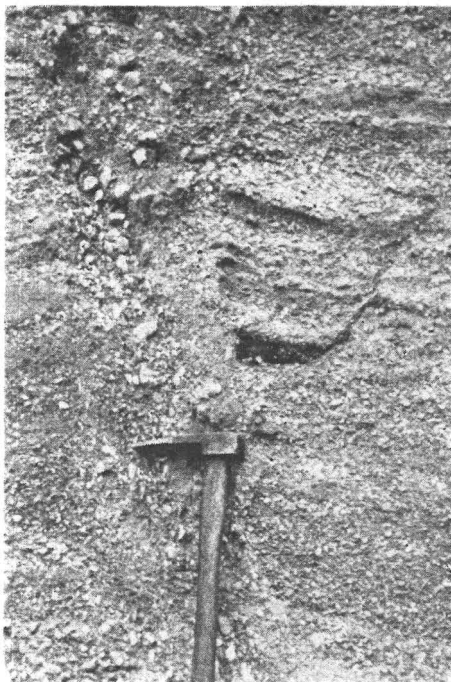


Abb. 3.

Y = Graben aus einer scharf begrenzten Verwerfung und einer breiten Störungszone. Kiesgrube westlich der Straße Eger—Honnorsdorf, ostwärts der Tannemühle.

Der Verwerfungsbetrag — 10 cm — ist an der rechten Störung an der Lage der geschleppten dunklen Schicht deutlich zu erkennen. An der linken breiten Störungszone ist der rechte Flügel um etwa 35 cm abgesunken.

Über dem trichterförmigen Anfang der wirr gelagerten Zone folgen meist mit scharfer Grenze normal ausgebildete Sand- oder Schotterlagen (Abb. 5 a).

Die Erklärung dieser Störungen ist verhältnismäßig schwierig. Man wird zunächst an atektonische Ursachen denken. Die Erscheinungsweise erinnert stark an eisgestauchte Kiese, in denen neuerdings (CARLÉ, 1939, Abb. 4 und 9) auch Zerrungserscheinungen festgestellt worden sind. Eine solche Erklärung setzt die Annahme einer Inlandvereisung für das Egerer Becken voraus, für die uns weitere Hinweise fehlen. Diese Erklärung ist also als zu hypothetisch abzulehnen.

Für die breiteren Spalten mit einem keilförmigen Ende könnte man an einen Vergleich mit den Lößkeilen denken (SELZER, 1936, SOERGEL, 1936). Ein genauer Vergleich mit den Abbildungen von solchen Spalten zeigt aber

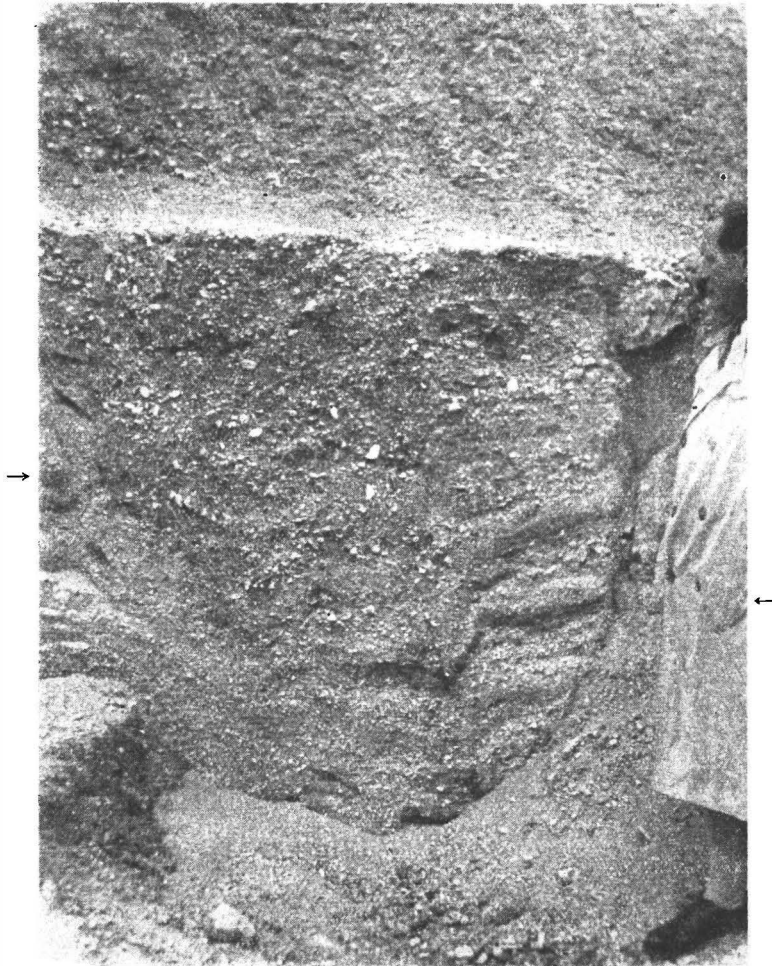


Abb. 4.

Breiter Trichteranfang einer Verwerfung in der gleichen Kiesgrube. Der Verwerfungsbetrag — etwa 25 cm — ist an der Höhenlage der dunklen Schicht zu beiden Seiten der gestörten Zone kenntlich (↔). Die dunkle Schicht ist in der Störungszone selbst noch tiefer abgesunken als auf dem rechten Flügel. In den Trichter sind von oben lehmige Schotter hineingezogen worden, die sich durch ihre grobe Ausbildung von den älteren Sanden unterscheiden.

sehr bedeutende Unterschiede. Am wichtigsten scheint mir die Feststellung zu sein, daß bei unseren Störungen die Schichten nach unten abbiegen, während sie bei den Eiskeilen nach oben aufgerichtet sind. Ferner sind bei uns Verwerfungsbeträge auf beiden Seiten der Spalten deutlich zu erkennen,

die bei den Eiskeilen fehlen. Danach kommen wohl weder glaziale noch periglaziale Ursachen zur Erklärung in Frage.

Des weiteren kämen Setzungserscheinungen im Boden, vor allem über mächtigeren Braunkohlenflözen, zur Erklärung in Frage. Die Braunkohle ist aber im Untergrund zu wenig mächtig, wie die benachbarten Bohrungen zeigen (BÄLZ. 1908). Außerdem ist Absenkung und Zerrung gegen den Beckenrand gerichtet und nicht, wie sonst zu erwarten wäre, gegen das Beckeninnere.

Da somit eigentlich alle einleuchtenden atektonischen Erklärungen versagen, wird man die Erscheinungen wohl auf echte Tektonik zurückführen müssen. Ganz gleiche Erscheinungen sind früher gleichfalls als Auswir-

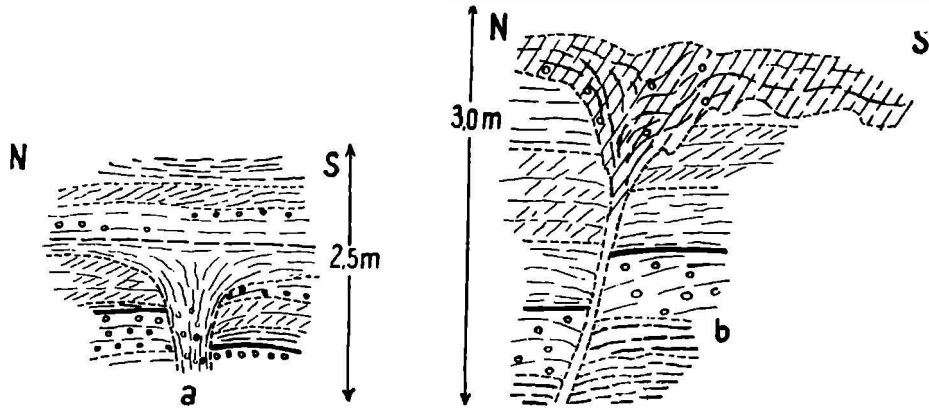


Abb. 5.

Schematische Skizzen der Störungen in der Kiesgrube ostwärts der Straße Eger—Honnersdorf.

5 a: Eine Spalte beginnt trichterförmig unter ungestörten Schottern. Im unteren Teil wurde eine Schicht zur Erkennung des Verwerfungsbetrages stärker herausgehoben.

5 b: Übergang einer breiten Störungszone in eine scharf begrenzte Verwerfung.

kungen der Tektonik beschrieben worden. WURM (1933) erwähnt aus dem Weidener Becken eine ganz analoge Spalte in jungen Schottern bei Weiden. Er konnte nur eine einzige solche Spalte beobachten. Vollständigere Beobachtungen liegen aus der Gegend von Heidelberg vor, wo SPITZ (1908) gleichartige Störungen in jungdiluvialen Kiesen fand. Er konnte sie in verhältnismäßig eindeutige Beziehung zur Rheintalspalte bringen. Im Gegensatz zu unseren Störungen enden sie alle in gleicher Höhe. SPITZ deutet die Verwerfungen als Erdbenspalten, eine Bezeichnung, die wir auch unseren Verwerfungen zulegen können.

Das Vorhandensein junger Störungen im Egerer Becken paßt gut in das Bild der gesamten Umgebung. So ist zum Beispiel der ostwärtige Randbruch des Egerer Beckens morphologisch noch so klar kenntlich, daß er als junge Tektonik zu deuten ist. In der weiteren Umgebung beschrieb VON GAERTNER (1936) am O-Abfall des Fichtelgebirges gleichfalls morphologisch kenntliche junge Störungen. Weitere junge Störungen wurden bei

der Aufnahme des Blattes Waldsassen an verschiedenen Stellen, zum Beispiel am Egerhang südlich von Hohenberg, festgestellt, wo das Altdiluvium (?) gegen das Alte Gebirge versetzt ist. Schon lange bekannt ist der junge Vulkanismus des Kammerbühls nordwestlich von Eger.

Die in den Kiesgruben festgestellte diluviale Kleintektonik paßt sich also in das Gesamtbild des Baues der Gegend ein. Die dort festgestellten Störungen müssen allerdings zum Teil merklich jünger als die Schotter sein und damit ein ungewöhnlich junges Alter haben, da in der westlichen Kiesgrube eine Eisenkruste mit verworfen ist.

Von besonderem Interesse ist die Feststellung, daß die Störungen während der ganzen Zeit der Ablagerung der mittleren Sande und Schotter in der ostwärtigen Kiesgrube sich gebildet haben. Dies geht daraus hervor, daß die Anfänge der Spalten von verschiedenen alten Schichten überdeckt werden. Die Störungen sind also nicht in einem Akt gebildet worden. Man könnte nur unterscheiden zwischen den Verwerfungen, die in den mittleren Kiesen und Sanden enden (? mitteldiluviale Störungen) und denen, die bis in die Nähe der heutigen Oberfläche reichen, welche jünger sein müssen.

Zusammenfassung.

In Kiesgruben an der Straße von Eger nach Honnersdorf wurden in mitteldiluvialen (?) Schichten Verwerfungen und Spalten festgestellt, die das Vorhandensein einer jungen Zerrungstektonik im Egerer Becken beweisen. Die festgestellte junge Tektonik paßt in das Bild der Umgebung, in der morphologisch feststellbare Störungen weit verbreitet sind.

Schriftenverzeichnis.

BÄLZ, Das Egerländer Braunkohlenbecken. — Glückauf, **44**, 2, S. 1830—1842, 5 Abb. Essen, 1908.

CARLÉ, W., Das Messen der inneren Formen in Stauchendmoränen und Sandern, erläutert an Beobachtungen in der Wingst (Nordhannover). — Aus d. Heimat, **52**, S. 97—107, 19 Abb. Stuttgart, 1939.

LIEBUS, A., Über das Auftreten und die Mächtigkeit der Cyprisschiefer im Egerer und Falkenauer Becken. — Sbornik stat. geol. Ust. C. S. R., **2**, S. 79—108, 1 Abb. Prag, 1923.

GAERTNER, H. R. VON, Morphologie am Ostabfall des Fichtelgebirges. — Stille-Festschrift, S. 196—212, 3 Abb., 4 Taf. Stuttgart, 1936.

SELZER, G., Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens. — Geol. Rdsch., **27**, S. 275—393, 10 Abb. Berlin, 1936.

SOERGEL, W., Diluviale Eiskeile. — Zs. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 223—247, 11 Abb. Berlin, 1936.

SPITZ, W., Über jungdiluviale Erdbbenspalten im Neckarschuttkegel bei Heidelberg. — Verh. naturhist. V. Heidelberg, N. F., **9**, S. 632—640, 1 Abb., 1 Taf. Heidelberg, 1908.

VORTISCH, W., Das Tertiär des Sudetengaus westlich der Elbe. — Zs. deutsch. geol. Ges., **92**, S. 581—693. Berlin, 1940.

WURM, A., Über junge Bewegungen im Weidener Becken. — Abh. geol. L. U. bayr. Oberbergamt, **10**, S. 51—52, 1 Taf. München, 1933.

Brodelböden in der Gegend von Eger.

VON HANS-RUDOLF VON GAERTNER, Berlin.

(Mit 5 Abbildungen.)

Etwa 6 km westlich von Eger, am W-Rande des Blattes Hatzenreuth (5940), ist nördlich der Straße Eger—Waldsassen, etwa 625 m südwestlich des Forsthauses Wies, eine Sandgrube im Sommer 1939 in Betrieb genommen worden. Es sind dort glimmerige mittelkörnige Sande mit einzelnen Feinsand- und Lehmlagen aufgeschlossen. Seltener und meist nur in kleinen Linsen kommen Grobsande mit Feldspat- und Quarzgeröllen vor. Die Sande sind stark kreuzgeschichtet. Eine bevorzugte Schüttungsrichtung ist nicht vorhanden.

Südwestlich der Sandgrube kommt unter den Sanden im dichten Fichtenwald ein kleiner Basalt hervor. Er liegt zwischen den Sanden und dem stark zersetzten Grundgebirge. Leider ist nicht festzustellen, sondern nur zu vermuten, daß der Basalt in die Sande intrudiert ist.

Die Alterseinstufung der Sande, die auch in der Umgebung weit verbreitet sind, ist schwierig. Man wird sie mit großem Vorbehalt ins jüngere Pliozän oder ältere Quartär stellen können, da sie bis zu einem gewissen Grade mit der Serie über dem Wildsteiner Blauton vergleichbar sind.

Die Oberfläche in der Umgebung der Kiesgrube ist fast vollkommen eben. Irgend welches Gefälle ist mit dem bloßen Auge nicht wahrzunehmen. Desgleichen liegen die Sande, wenn man von der Kreuzschichtung und dem linsigen Auskeilen absieht, völlig waagrecht.

Dies gilt alles für den unteren Teil der Folge. Der obere Teil, etwa 1 m mächtig, ist sehr stark gestört. Einzelne Lagen sind aufgebogen, ja zu kleinen Wirbeln verdreht. Hier fallen die Schichten senkrecht ein, dort sind sie gar etwas überkippt. Dabei ist das Bild auf den ersten Blick völlig regellos, da das Streichen genau so wie das Fallen dauernd wechselt.

Das Hangende, den eigentlichen Waldboden, bildet 0,5 m brauner Lehm, der stark mit Fichtenwurzeln durchsetzt ist. Nur längst verrotte Wurzelstöcke einiger sehr großer Laubbäume reichen noch etwas in die stark gestörte Schicht hinein. Die Wurzeln durchsetzen dabei das Gefüge der unregelmäßig gelagerten Schicht, ohne es zu stören.

Die nähere Untersuchung der gestörten Lage zeigt, daß die Schichten in ihr mehr oder weniger vollkommen zu kesselartigen Gebilden, zum Teil sogar zu Kugeln zusammengebogen worden sind. Einige der vollkommensten dieser Gebilde werden auf Abb. 2 bis 5 gezeigt. Zwischen den Kesseln, die meist aus Sand und grobem Kies bestehen, ragen unregelmäßig geformte Feinsand- und Lehmlagen säulenförmig empor, als ob sie die aufgebogenen Schichten stützen müßten. Seltener sind Lehmlagen mit in den Kern der „Kugel“ einbezogen (vgl. Abb. 1).

Weiter bemerkt man noch, daß die Störungen nicht immer gleich weit in das Liegende hineingreifen. Zwischen Stellen, in denen die Verbiegungen bis zu 1,50 m hinabreichen, liegen solche, wo sie nur 60 bis 70 cm unter die Oberfläche reichen. Immer ist aber eine gestörte Schicht zwischen dem abdeckenden Lehm und den ungestörten Sanden. Der abdeckende Lehm ist an einigen Stellen mit in die Bewegungen hineinbezogen worden.

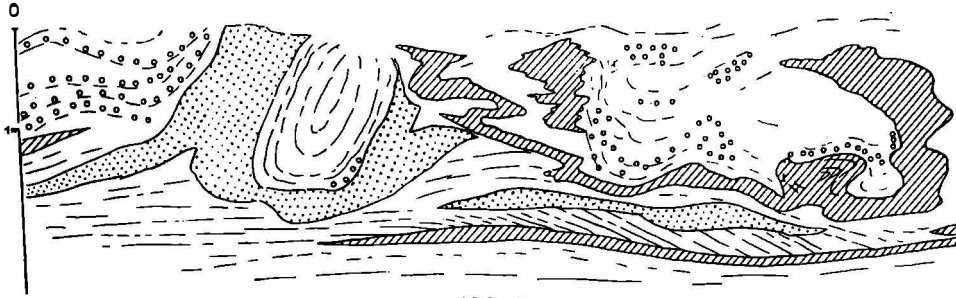


Abb. 1.

Skizze des in Abb. 2 dargestellten Brodelbodens. Kiesgrube bei Wies.
 Schraffiert = Lehm. Punktiert = Feinsand. Gerissen = Sand. Kreise = Schotter.

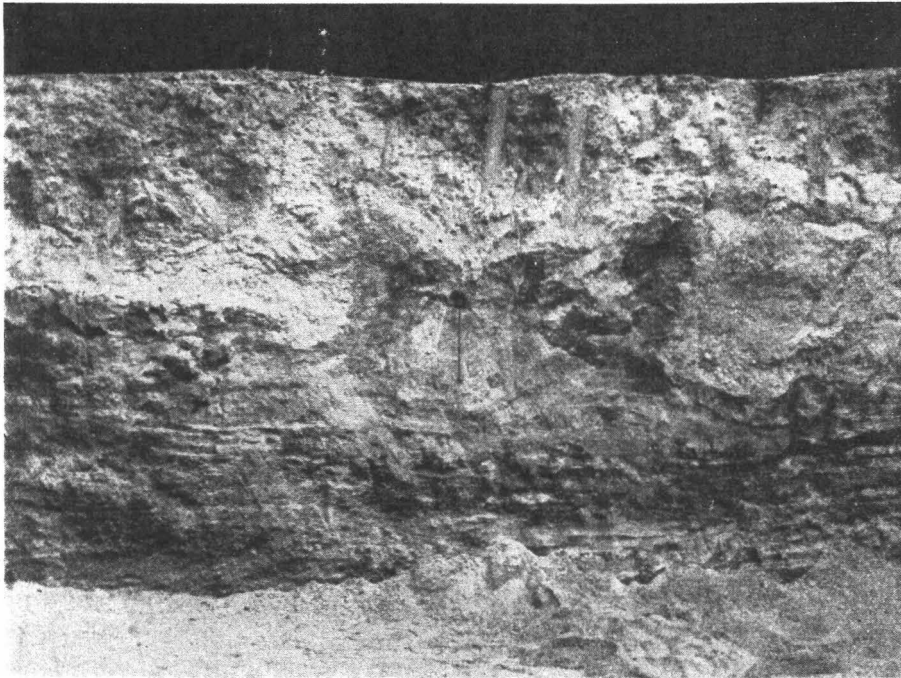


Abb. 2.

Übersichtsaufnahme eines Teiles der Wand in der Kiesgrube bei Wies mit frost-
 gestörten Tertiärsanden (vgl. Abb. 1).
 Unten liegen waagrecht geschichtete Sande, Lehme und Schotter. Darüber folgt die
 Brodelzone und schließlich oben — etwas dunkler — roter Lehm. Beim Hammer
 in der Mitte des Bildes die Stelle der Abb. 3, rechts davon die der Abb. 4.

Für die Erklärung dieser Erscheinung ist zunächst die Mitwirkung jeder gerichteten Kraft auszuschließen. Niemals könnte eine solche die ausgesprochen kugeligen Gebilde erzeugen. Fließerdebildungen haben wir also nicht vor uns.

Auch die Deutung als „Eis-“ oder „Lößkeile“ muß abgelehnt werden. Man sieht deutlich (Abb. 1 und 2), wie die Lehm- und Feinsandzwischenstücke nach unten mit entsprechenden Lagen im ungestörten Sande noch zusammenhängen. Das schließt eine nachträgliche Füllung der Eiskeile von oben aus, wie sie für die fossilen „Lößkeile“ so bezeichnend ist (vgl. SOERGEL, 1936, SELZER, 1936).

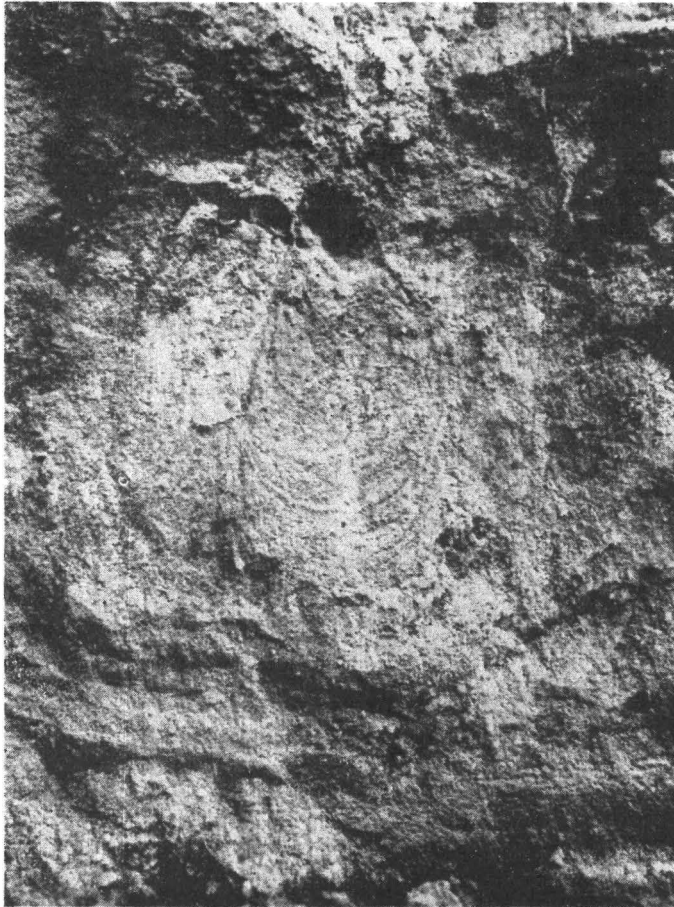


Abb. 3.
Kesselförmig zusammengedrängter Tertiärsand im Brodelboden der Kiesgrube bei Wies.

Die aktive Kraft, welche die Störungen verursacht hat, scheint vielmehr in den Lehm- und Feinsandlagen selbst zu stecken. Es macht vielfach den Eindruck, als ob diese ganz extrem aufgequollen wären. Bezeichnenderweise ist die Wirkung dort am stärksten, wo über dem Feinsand eine kiesige Lage liegt.

Feinsand und Lehm kennen wir als die am stärksten frostgefährdeten

Lagen. Es ist da wohl selbstverständlich, daß Bodenfrost zur Erklärung herangezogen wird.

Die Feinsand- und Lehmlagen saugten sich voll Wasser, froren dieses in der bekannten Weise in Lagen aus und saugten neues Wasser an. Bei diesem Wechselspiel konnten sie an den Stellen, wo genügend Wasser zugeführt wurde, ein Mehrfaches ihrer Mächtigkeit erreichen. Aus Raum-mangel mußten sie die oberen Schichten aufbiegen und sich selbst stauchen.

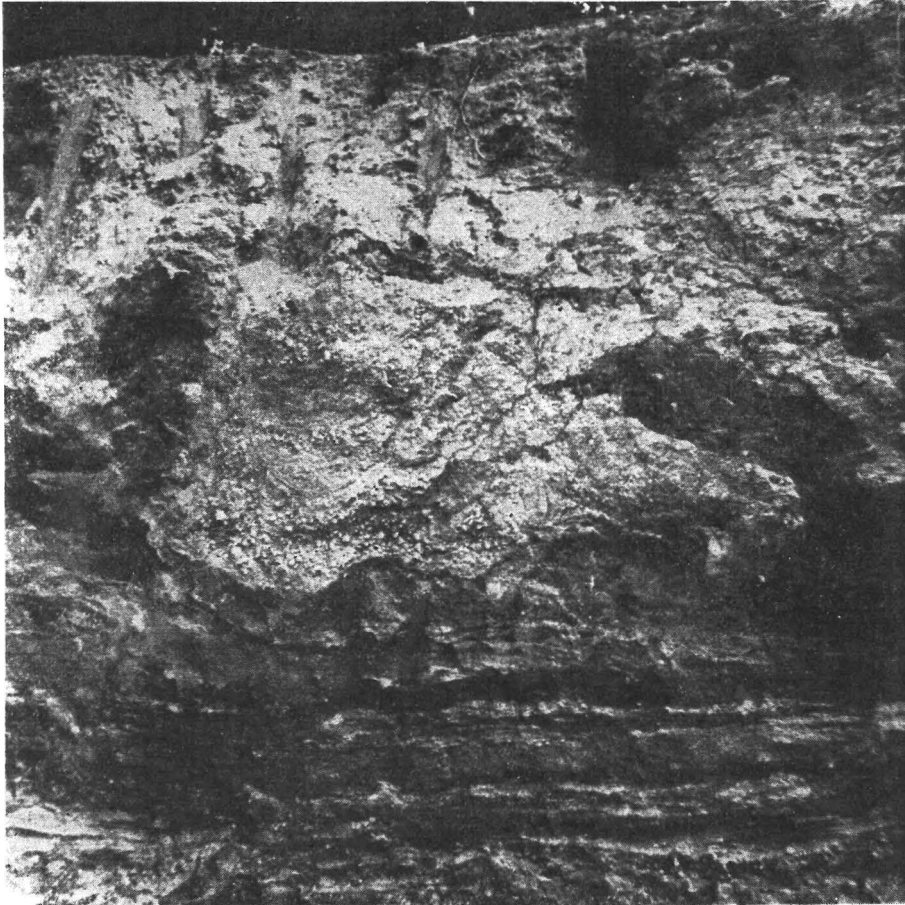


Abb. 4.

Stark gestörter Tertiärkies und -sand über einer aufgebogenen Feinsandlage (grau im Bilde). Kiesgrube bei Wies.

Hinzu mag noch das ausgesprochene Wandern der Steine kommen, wie es für die Bildung der arktischen Polygonalböden notwendig ist. Durch dieses Wandern wurde die durch örtliche Wasserzufuhr bedingte örtliche Aufblähung der Feinsand- und Lehmlagen erheblich verstärkt und die ganze Erscheinung regelmäßiger gestaltet.

Auf die Bildungsweise der Brodelsböden hier näher einzugehen, ist nicht

möglich. Es sei nur darauf hingewiesen, daß eine bestimmte Korngröße --- um 0,05 mm -- hierfür notwendig ist. DÜCKER (1937) nimmt ein Zusammenwirken von Frosthebung und Konvektionsströmen im Sinn von GRIPP (1929, 1933) an. Auch an unserem Beispiel scheint Frosthebung, wie sie besonders stark in dem Feinsand und dem Lehm zu erwarten wäre, nicht allein zur Erklärung der Erscheinung auszureichen.



Abb. 5.

Wirbelbildung, durch dunklen Lehm angedeutet, im Brodelboden der Kiesgrube bei Wies.
Die Auflösung der Schichten in mehrere getrennte Kessel ist deutlich zu erkennen.

Die Bilder, wie sie in der Sandgrube bei Wies zu sehen sind, kann man gut mit anderen Bildern von Brodelböden vergleichen. Besonders gute Übereinstimmung besteht mit der schematischen Zeichnung von DÜCKER (1933 a, S. 266). Auch hier sieht man die aufgebogenen Schichten; in gleicher Weise weist der Kern des Kessels gröbere Sande auf als die dazwischen liegenden „Säulen“. Ferner bemerkt DÜCKER (1933 b, S. 443), daß überall

da, wo die Mächtigkeit der bedeckenden Sande unter 0,50 m sinkt, auch das über dem Brodelboden liegende Steinpflaster nicht mehr entwickelt ist. Dieses fehlt auch in unserem Beispiel. Vermutlich sind die „Brodeltöpfe“ noch nicht so weit entwickelt.

Weitere gute und vergleichbare Bilder finden wir in DÜCKER (1933 c, Taf. 30), WOLFF (1930, Taf. 18); DÜCKER (1937, Taf. 6) und BECKSMANN (1931, Taf. 24, 25); hingegen sind die Bilder von BAHR (1932, Taf. 1) weniger gut zu vergleichen. Hier handelt es sich um mehr einheitliches, nicht geschichtetes Ausgangsmaterial.

Wir dürfen wohl aus dieser Erscheinung schließen, daß in der Gegend von Eger ein tiefgründiger Dauerfrostboden eine längere Zeit mindestens bis zu Tiefen von 1,50 m entwickelt war. Wir werden wohl auch nicht fehlgehen, wenn wir darin die Auswirkungen eines periglazialen Klimas sehen und die Zeit der Entstehung in das Diluvium zurückverlegen.

Im Anschluß an diese Beobachtung an einem klaren Profil dürfen wir wohl andere Erscheinungen in den Kies- und Sandgruben der Egerer Gegend, die sonst nicht zu deuten sind, auch als Brodelböden erklären. So greifen in den Sandgruben südlich und ostwärts Waldsassen Lehme mit ganz abenteuerlichen Formen bis 3 m in die liegenden Feinsande ein, zum Teil kommt es zu regelrechten Verfallungen beider. Typische „Kessel“ sind aber nicht gebildet worden. Wir dürfen wohl diese Erscheinung auch zu den Brodelbödenbildungen zählen. Sie sind auch in anderen Kies- und Sandgruben auf Blatt Hatzenreuth (Eger), Waldsassen, Neualbenreuth und Mitterteich zur Erklärung der dort häufigen Störungen in den hangenden Schichten heranzuziehen. Wie üblich ist die Abtrennung der Brodelböden von den Böden, die durch Gehängerutschung und Fließerdebildung gestört sind, schwer.

Zusammenfassung.

In einer Kiesgrube bei Wies, westlich von Eger, wird ein Vorkommen von typischen Brodelböden beschrieben. Die Erscheinung der Brodelböden ist in der weiteren Umgebung nicht selten, wenn sie auch nie so typisch entwickelt ist.

Schriftenverzeichnis.

BAHR, A., Frostgestauchte Böden im westlichen Schleswig-Holstein. — Zs. deutsch. geol. Ges., **84**, S. 24—36, 3 Abb., 2 Taf. Berlin, 1932.

BECKSMANN, E., Fossile Brodelböden im Profil des Roten Kliffs (Syll) und damit zusammenhängende Fragen. — N. Jb. Miner., Beil.-Bd. **66** B, S. 439—464, 2 Abb., 2 Taf. Stuttgart, 1931.

DÜCKER, A., „Steinkohle“ oder „Brodelpflaster“. (Vorläufige Mitteilung) — Zbl. Miner. 1933 B, S. 264—267, 1 Abb. Stuttgart, 1933. 1933 a.

DÜCKER, A., Frostschub und Frosthebung. — A. a. O., S. 441—445. 1933 b.

DÜCKER, A., Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. — Jb. preuß. geol. Landesanst., **54**, S. 487—530, 4 Abb., 3 Taf. Berlin, 1933. 1933 c.

DÜCKER, A., Über Strukturböden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost-Lößproblem. — Zs. deutsch. geol. Ges., **89**, S. 113—129, 8 Abb., 2 Taf., Berlin, 1937.

GRIPP, K., Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition. — Abh. nat. Ver. Hamburg. **22**, II. 2—4, Hamburg, 1929.

SIMON, W. G., Experimente zum Brodelbodenproblem. — Zbl. Miner. **1933 B**, S. 433—440. 2 Abb. Stuttgart, 1933.

SELZER, G., Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens. — Geol. Rdsch., **27**, S. 275—293, 10 Abb. Berlin, 1936.

SOERGEL, W., Diluviale Eiskeile. — Zs. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 223—247, 10 Abb. Berlin, 1936.

WOLFF, W., Die Bodenbildung Schleswig-Holsteins und ihr Verhältnis zu den geologischen Bodenarten. — Jb. preuß. geol. Landesanst., **51**, 1, S. 141—173, 3 Abb., 7 Taf. Berlin, 1930.

Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerntals und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise.

VON HANS PETER CORNELIUS, Wien.

(Vorläufige Mitteilung.)

Die Aufnahmsarbeiten der beiden letzten Sommer haben gezeigt, daß unsere Anschauungen über das genannte Gebiet, wie sie sich wesentlich aus den Arbeiten von F. LÖWL (1895) und L. KÖLBL (1925) ergaben, in mancher Hinsicht zu berichtigen sind. Wenn auch noch mehrfach Lücken geblieben sind, so kann doch heute schon folgendes zusammenfassend mitgeteilt werden:

Die Orthogneismasse des Granatspitzkerns sinkt allseitig flach unter ihre Schieferhülle ein. Sie bildet das tiefste aufgeschlossene Glied. Daß in der Gegend des Matreier Tauernhauses ihre Unterlage sichtbar wäre (LÖWL) entspricht nicht den Tatsachen. Auch der Orthogneis des Krammbichls hat mit der Granatspitzmasse nichts zu tun (siehe unten!). Wohl aber ist diese gelegentlich mit dem Hangenden verzahnt, durch meist nur kurze, von ihr abzweigende Gneiskeile; und ein solcher ist eben, etwa 1 km weit, auf der S-Seite des Daberbaches unter dem Frögeck zu verfolgen. Ähnlich verhält sich der Gneisgürtel auf der O- und S-Seite des Messelinkkogels, der sich bereits am N-, beziehungsweise südlich unter dem SW-Kamm des gleichen Berges in mehrere dünne Lamellen verzweigt in der Schieferhülle aufzfasert; und andere. Auch eine Reihe von isoliert der Schieferhülle aufsitzenden Kappen: Daberkögele, Riegelkopf, Bärenköpfe, Hörndl und Gratköpfe nordwestlich desselben bis P. 2784; endlich auch noch Lamellen in der Schieferhülle über dem nach N absinkenden Zentralgneis: unterm Graulahnerkogel, unterm Großen Schrankeck, dürften solchen Keilen angehören. — Daß an dieser Erscheinung nachintrusive Tektonik mindestens stark mitbeteiligt ist, ergibt sich aus dem steten Auftreten von Verschieferungszonen¹⁾ meist an der Basis, oft aber auch sonst in den

¹⁾ Als solche muß ich wenigstens nach wie vor die „Weißschiefer“ (Name nach SCHWINNER, 1932; = Serizitschiefer der Glocknerkarte) auffassen. Als neues, besonders gewichtiges Beweismoment dafür hat sich ergeben, daß Verschieferung und Diaphthorese häufig auf benachbarte Amphibolite usw. übergreifen. Dagegen scheidet jeder Versuch, die Weißschiefer etwa als serizitquarzitische Nebengesteinsschollen im Granitgneis deuten zu wollen, daran, daß ein entsprechendes Gestein in der Unteren Schieferhülle abseits vom Granitgneis im ganzen Bereich des Granatspitzkerns nirgends bekannt ist.

genannten Keilen, beziehungsweise Gipfelkappen. Die Bewegungsrichtung ist aber offensichtlich nicht einheitlich.

Die Untere Schieferhülle zeigt nun in zum Teil geradezu überraschender Gleichförmigkeit die nantichen Gesteinsglieder, wie sie von der Ostabdachung des Granatspitzkerns beschrieben worden sind (CORNELIUS und CLAR, 1939): den Basisamphibolit (in welchen sich schon im Stubach—Amertaler Scheidekamm, dann am Hörndl—Hochgasser Zwischenlagen von zum Teil granatführendem Glimmerschiefer einschließen); auch Vertreter der Stubacher Peridotite fehlen nicht an seiner Hangendgrenze (westlich über dem Hintersee im Felbertal; Spuren auch noch nördlich vom Matreier Tauernhaus). Dann folgt eine wesentlich aus biotitführenden,²⁾ im einzelnen sehr wechselvollen Glimmerschiefern aufgebaute Serie, mit Einlagerungen basischer Gesteine, wie im Stubachtal; die von dort bekannten Granatmuskowitschiefer verschwinden zwar gegen W (letzte Spuren am Schrankeck), dagegen sind die schwarzen, graphitischen Quarzite immer wieder als geringmächtige Lage vorhanden. — Aplitische Injektion kommt im Basisamphibolit häufig, in den Glimmerschiefern ganz bedeutungslos vor.

Mächtigkeitsschwankungen in der Unteren Schieferhülle: Besonders der Basisamphibolit nimmt vom Felbertal her, wo er gewiß viele 100 m erreicht, gegen das Innere der Granatspitzgruppe stark ab: unter der Gneiskappe (siehe oben!) des Riegelkopfes noch 20 m! — Die ganze Untere Schieferhülle (s. str.!, vgl. CORNELIUS und CLAR, 1939) aber verschwindet gegen S, wie man besonders südlich vom Hauptmerkopf fast Schritt für Schritt verfolgen kann: dort liegen schließlich die aplitischen injizierten Amphibolite der Riffdecke (siehe unten!) unmittelbar auf dem Granatspitzgneis. (Im Landecktal scheint dasselbe der Fall zu sein, doch fehlen hier bis jetzt lückenlos aufgeschlossene Profile.) Damit ist eine Vermutung bestätigt, die CLAR für das südwestliche Glocknergebiet bereits aussprechen, der vielfach durch Gletscher oder unzugängliche Strecken unterbrochenen Beobachtungsmöglichkeiten halber jedoch nicht ganz sicherstellen konnte.

Mesozoikum im Hangenden der Unteren Schieferhülle konnte bisher nicht aufgefunden werden, mit Ausnahme einer Stelle: auf der SO-Seite des Messelingskogels ist, westlich vom Schwarzen See, Quarzit mit Dolomit, Marmor und braunen Kalkschiefern steil in die Glimmerschiefer der Unteren Schieferhülle eingefaltet (nicht an der Überschiebung der Riffdecke, sondern tiefer!); die Gesteine sind aufs furchtbarste ineinander verknetet und zu Stengeln gewalzt. — Die Kalkglimmerschiefer, die STAUB (1924) im Gschlöß (genauere Ortsbezeichnung fehlt!) gesehen haben will, konnte ich bisher nicht bestätigen.

Das Hauptmerkmal der Gesteine der Riffdecke — Amphibolite und biotitreiche Schiefer bis Gneise — gegenüber der Unteren Schieferhülle s. str. ist die selten fehlende, gewöhnlich sehr starke aplitische Durchtränkung; hier fast noch mehr als im Glocknergebiet (dagegen spielt Albitisierung eine wesentlich geringere Rolle als dort, ohne indessen ganz zu fehlen, was übrigens auch für andere Serien gilt; auch ein Anzeichen dafür, daß sie mit der Aplitdurchtränkung nicht ohne weiteres zusammenhängt!). Wie im Glocknergebiet herrscht auch hier im allgemeinen der Typ

²⁾ Der Biotit als Porphyroblast fehlt zwar nicht, spielt aber keineswegs die Rolle wie an der Basis der Serie im Stubachtal.

lagenweiser, konkordanter Injektion, wobei der aplitische Anteil mitunter ein Mehrfaches der damit wechselnden amphibolitischen, beziehungsweise biotitreichen Lagen ausmachen kann. Typen, welche der „Lagenserie“ CLARS aus dem Glocknergebiet haargenau entsprechen, lassen sich durch die südliche Granatspitzgruppe bis über das Tauerntal verfolgen. Nicht allzu selten — besonders gegen W, in der Venedigergruppe — findet sich aber auch unregelmäßige, diskordante Durchhaderung. Und manchenorts kommt es zu diffuser Durchtränkung: zur Bildung eigentlicher Migmatite, wie sie besonders an der neuen Tauerntalstraße um die Landecksäge prachtvoll aufgeschlossen sind. — Diese Injektionserscheinungen sind zum Teil schon LÖWL und anderen bekannt gewesen; sie wurden stets in summarischer Weise mit „dem Zentralgneis“ in Verbindung gebracht. Daß sie mit dem Zentralgneis des Granatspitzkerns nichts zu tun haben, von dem sie ganz konstant durch eine fast injektionsfreie Serie getrennt sind, dürfte aus dem Mitgeteilten zur Genüge hervorgehen.

Dagegen enthält die Riffdecke selbst ebenso wie im Glocknergebiet eine Reihe von Orthogneiskörpern eingeschaltet, in Gestalt weithin durchziehender Platten oder flacher Linsen bis zu mehreren 100 m Mächtigkeit. Dahin gehört vor allem der schon LÖWL bekannte Orthogneis des Felbertauern, der nach N wahrscheinlich — die Verfolgung durch die Freiwand war noch nicht möglich — in mehr aplitischer Fazies in einem schmalen Band westlich von Hintersee—Spital, weiter im Grat nördlich des Brentlings, jenseits des Amertals am Schrottkopf und endlich am Brustinger westlich des Stubachtals fortsetzt; in die Täler setzt er jedoch auf dieser ganzen Strecke nicht hinab. Daß er gegen S mit dem Orthogneis des Krammbichls in Verbindung steht, hat KÖLBL 1925 festgestellt; er hielt jedoch irrtümlicherweise an dessen Zusammenhang mit dem Granatspitzgneis fest.

Tatsächlich liegen die Verhältnisse so: Während der wahrscheinlich von dem Granatspitzkern abzweigende Gneiskeil des Messelkogels gegen W sich aufzuernd endet (vgl. oben), ist der tektonisch höhere Krammbichl-orthogneis durch ein System von Verwerfungen in gleiches und sogar noch tieferes Niveau abgesenkt. Diese Verwerfungen sind keine bloße Konstruktion, sondern an vielen Stellen unmittelbar zu beobachten; am schönsten in der Furche des Felbertauern selbst, wo Orthogneis im W an Amphibolit im O abstößt, besonders letzterer auf zum Teil über 100 m Breite intensiv zertrümmert. Die Sprunghöhe beträgt hier mindestens 100 m; aber eine Parallelverwerfung mit wahrscheinlich ungefähr gleichem Verstellungsbetrag geht außerdem noch über den Alten Tauern. — Diese Verwerfungen sind nach N bis ins Amertal nördlich der Taimeralpe zu verfolgen; nach S ziehen sie teils im Tauerntal selbst, teils in dessen W-Flanke anscheinend — wenn auch noch nicht lückenlos durchverfolgt — bis in die Gegend der Landecksäge weiter.³⁾

Der Orthogneis vom Krammbichl setzt mit stark abnehmender Mächtigkeit ins Tal westlich der Wolgemutalpe hinab. Wahrscheinlich entspricht ihm weiterhin — der Zusammenhang ist durch die Verwerfungen gestört! —

³⁾ Es besteht der dringende Verdacht, daß die Bewegungen an diesem Verwerfungsbündel vielleicht auch heute noch nicht erloschen sind; vgl. das Erdbeben, das (nach alter Überlieferung) im Spätmittelalter Mittersill zerstörte; jenes, das v. ROSTHORN 1840 auf dem Felbertauern erlebte, und andere schwächere.

ein Gneisband, das in der SW-Flanke des Tauernals nordwestlich der Schildalm beginnt, in der NO-Flanke zum Frögeck hinauf, über die Hauptneralm und die Wilden Mander bis ins Landecktal verfolgt wurde. Es ist ausgezeichnet durch die starke Beteiligung von ganz lichtem Aplitgneis neben normalem granitischem Augengneis.

Weitere Orthogneislagen: Im Felbertal existiert bereits eine tiefere, die vom Kamm zwischen Kleinem Schrankeck und Brentling bis auf das Gehänge westlich des Hintersees verfolgt ist; dann zwei höhere im Tauernkogel und S-Gipfel der Hochbirghöhe, deren weitere Ausdehnung noch nicht bekannt ist. Auch die weiteren Orthogneise im S: Raneburg, Daxerkogel gehören hierher (und sind nicht vom Granatspitzkern ausgehende „Zungen“, wie ich 1938 annahm); der vom Daxerkogel-N-Gehänge zieht in sehr großer Mächtigkeit in den Brochetkopf und die NW-Wand des Luckenkogels hinein.

Außer diesen größtenteils normalen granitischen Orthogneisen gibt es nun aber auch noch einen im ganzen viel dunkleren, biotitreichen Typ, mit großen K-Feldspateinsprenglingen, im einzelnen schlierig-wechselvoll, öfters beinahe massig; in all diesen Punkten ähnlich dem Hochweißengneis des Glocknergebieten und wie dieser stets mit Pegmaliten verknüpft, die durch die Führung blauer K-Feldspate ausgezeichnet sind.⁴⁾ Diese dunklen Gneise bilden nie so weit durchziehende Lagen wie die normalen Granitgneise; sie treten immer mehr lokal auf, wenn auch manchmal in nicht unbeträchtlichen Massen (Landeckalm, besonders aber beiderseits Innergschlöß), oft schlierig verwoben mit gewöhnlichen biotitreichen Schiefergneisen und schwer von ihnen abzutrennen. Es besteht aber der starke Verdacht, daß es sich da um ein Produkt der Migmatitisierung oder magmatischer Palingenese handelt und nicht um einen Orthogneis im eigentlichen Sinne; die Frage soll weiter verfolgt werden.

Die Riffeldecke ist also in dem untersuchten Gebiet zwar nicht, wie im Glocknergebiet wenigstens stellenweise, durch mesozoische Einschaltungen von der Granatspitzhülle abtrennbar, wohl aber allgemein durch starke magmatische Aktivität, welche nicht in die Unterlage fortsetzt. Aber es finden sich auch vielfach an ihrer Basis Anzeichen eines Bewegungshorizontes, und zwar — im Gegensatz zum Glocknergebiet! — schwarze postkristalline Mylonite;⁵⁾ so besonders gut aufgeschlossen um den Messlingkogel, der eine Deckscholle der Riffeldecke trägt.

Im Glocknergebiet beschreibt der Stirnrand der Riffeldecke einen gegen NO konvexen Bogen. Ungefähr in Übereinstimmung damit ist das in der Gegend um den Felbertauern weitverbreitete Streichen der Streckungsachsen um N 30° W. Und zwar geht dieses ganz einheitlich durch den Orthogneis und durch die Amphibolite hindurch, die er berührt, ja als Schollen umschließt; es ist also schwerlich eine mit der Erstarrung des granitischen Magmas zusammenhängende Erscheinung, sondern beiden Gesteinen gemeinsam tektonisch aufgeprägt! Auffallenderweise wird gegen

⁴⁾ Zum Teil enthalten sie auch reichlich Turmalin und hellen Glimmer. Solche Gesteine sind zum Beispiel um das Gschlöß massenhaft verbreitet; die öfters zu hörende Behauptung, in den Tauern gäbe es keine echten Pegmalite, ist vollständig abwegig!

⁵⁾ Auch abseits von den Verwerfungen, an denen zum Teil ähnliche Bildungen auftreten.

W, im Gschlöß, das Achsenstreichen fast allgemein nahe N—S. Doch finden sich dazwischen doch immer wieder einzelne um O—W streichende Achsen. Im südlichen Teil der Riffeldecke (südlich vom Granatspitzkern) treten solche mehr hervor, ohne indessen auch hier eine ausgesprochene Herrschaft zu erlangen.

Im Tauernlial versinkt die Granatspitzhülle restlos; was nach W in die Venedigergruppe weiterzieht, sind ausnahmslos die Gesteine der Riffeldecke. Und in ihnen stecken nun auch die Orthogesteine des Venedigermassivs; das heißt, sie reichen auch hier in tektonisch viel höhere⁶⁾ Horizonte als der Granatspitzkern. Das überrascht ja nicht nach den Feststellungen von KÖLBL, 1932, nach denen das NO-Ende der Venedigermasse sogar noch mit der N-Rahmenzone der Tauern in Primärkontakt steht.

Meine Aufnahmen haben die Venedigermasse erst ganz randlich berührt; immerhin scheint mir jetzt schon das eine sicher, daß sie in einem starken Gegensatz zum Granatspitzkern (und erst recht — auch von der Größenordnung abgesehen — zu den kleinen Zentralgneislamellen der Riffeldecke) steht. Daß dieser seine heulige Gestalt wesentlich⁷⁾ auf tektonischem Wege erhalten hat, scheint mir unzweifelhaft — mag er nun selbst einer Decke angehören oder nicht (beweisen läßt sich weder das eine noch das andere); und von den Orthogneisen der Riffeldecke gilt das in noch höherem Maße. In der Venedigermasse dagegen haben nicht nur die Gesteine mindestens äußerlich größtenteils noch mehr oder minder vollkommenen Massengesteinshabitus — was im Granatspitzkern nur untergeordnet in kleinen Partien noch vorkommt —, sondern es sind auch die Intrusiverscheinungen sowohl im Inneren des Massivs (BIANCHI, DAL PIAZ, 1934) als auch an dessen Rändern (KÖLBL, 1932) zum Teil noch ganz intakt. Der Schluß liegt nahe — und das oben gekennzeichnete tektonische Verhalten macht ihn so gut wie sicher —, daß das Venedigermassiv⁸⁾ von der alpinen Tektonik deshalb weit weniger betroffen wurde, weil es um (wenigstens) eine tektonische Phase, und zwar eine entscheidende, jünger ist als der Granatspitzkern (und wohl auch als die mir aus eigener Anschauung nicht genauer bekannten östlichen Kerne).

So sehr ihm auch noch hypothetischer Charakter anhaften muß, mag hier doch der Versuch gewagt sein, die Intrusionen der westlichen Tauernzentralkerne in die Zeittafel der alpinen Bewegungen einzuordnen, die kürzlich (CORNELIUS, 1940) zur Diskussion gestellt wurde. Nach ihr ist die Hauptbewegungsphase der Alpen überhaupt und speziell auch in den Tauern die Iaramische. Älter als diese muß also jedenfalls der Granatspitzkern sein (und ebenso die kleinen Orthogneis-

⁶⁾ Also gerade umgekehrt wie es die (heute ja gänzlich abgetane und auch von ihrem Urheber verlassene) Synthese von STAUB 1924 haben wollte!

⁷⁾ Nur vereinzelt — Bocksperrklamm! — finden sich noch Anzeichen intrusiven Verbandes.

⁸⁾ Das ganze? SANDERS Angaben über das W-Ende zeigen in der Hauptsache wieder ein gut mit dem Granatspitzkern übereinstimmendes Verhalten (vorkristallin stark durchbewegte Orthogneise). Und DAL PIAZ, 1938, hat die Frage aufgeworfen, ob nicht das Massiv aus einem voralpidischen Haupt- und einem spätalpidischen NO-Anteil zusammengeschweißt sei. In einem gutenteils noch nicht genau bekannten Gebiet soll man Überraschungen gewiß nicht von vornherein für ausgeschlossen halten; trotzdem muß ich gestehen, daß mir eine solche Trennung, nach allem, was bisher darüber bekannt geworden, nicht gerade sehr wahrscheinlich vorkommt.

massen der Riffdecke, auch die Injektion daselbst). Ob er damit auch vorgosauisch sein muß, ist nicht gesagt; an sich möglich wäre es, und wenn sich Gründe dafür beibringen lassen sollten, daß die verschiedenen Zentralgneismassen überhaupt zeitlich weiter auseinanderfallen könnten, dann wäre es wohl auch immer noch möglich, ihn ins Karbon oder noch weiter zurück zu versetzen. Solange solche Gründe nicht vorliegen ist es aber wohl wahrscheinlicher, ihn dem gleichen Diastrophismus zuzuweisen wie die anderen Zentralgneise, und das ist der alpidische, nach dem Befund im NO-Teil der Venedigermasse. Mindestens dieser Teil von ihr wäre nach dem oben Gesagten um die entscheidende laramische Phase jünger. Die zum Teil noch recht intensiven nachkristallinen tektonischen Eingriffe, die sie im N (HAMMER), W (SANDER) und wohl auch S (Ahrntallinie; CORNELIUS, 1936, auf Grund der Beschreibung von G. B. DAL PIAZ, 1934) über sich ergehen lassen mußte, wären dann wohl mit der gewaltigen Zusammenpressung der gesamten Ostalpen zwischen Brenner und Katschberg in Beziehung zu bringen, welche das Tauerngewölbe aufrichtete. Das geschah spätestens in der savischen Phase (CORNELIUS, 1940; gleichsinniger Fortbau in jüngeren Phasen ist wohl nicht ausgeschlossen!). — Daß alle diese jüngeren Bewegungen in der Venedigermasse von Kristallisation nicht mehr oder nur unvollkommen überdauert werden, mag vielleicht mit deren zum Teil überhaupt tektonisch hohen Lage zusammenhängen; die Granatspitzmasse hat die Aufpressung ja auch erlebt, zeigt aber nichts Ähnliches (von der Mölltallinie und dem S-Rand des Hochalmspitzkerns könnte man dergleichen vielleicht wieder erwarten, doch fehlen anscheinend darauf bezügliche Feststellungen).

Es wären also Granatspitzkern usw. etwa als Frühgranite im Sinne von WEGMANN,⁹⁾ die Venedigermasse bereits als Spätgranit zu bezeichnen. Diese stünde zeitlich nicht mehr weit von den periadriatischen Massen, die auch — mindestens in der Hauptsache — vorsavisch sind; die andersartige Ausprägung ihrer Gesteine wäre dann wirklich eine Folge verschiedener tektonischer Schicksale,¹⁰⁾ wie SANDER, 1921 (S. 177), meint.

Wenn ich mich demnach heute zu der Ansicht bekehrt habe, daß die Zentralgneise der Hohen Tauern wahrscheinlich jung, nämlich alpidisch sind — so jung wie zum Beispiel ANGEL & HERITSCH, 1931, wollten, sind sie sicher nicht. Ein vollgerütteltes Maß tektonischen Geschehens ist zweifellos noch über sie hinweggegangen, dessen Spuren man auch im

⁹⁾ Ohne damit zu der Frage, inwieweit sie Migmatite sind, Stellung nehmen zu wollen. Was SCHWINNER 1940 dazu bemerkt, ist gewiß nicht von der Hand zu weisen.

¹⁰⁾ BIANCHI hat an Hand seiner zahlreichen, außerordentlich verdienstvollen Analysen darauf hingewiesen, daß die Differentiation in der Zillertaler Masse anders verläuft als in der Rieserfernermasse, die dem periadriatischen Bogen angehört; daß sie sich vielmehr nahe an die der alten, variskischen Massive der Westalpen anschließt. Dazu muß aber doch gefragt werden, ob nicht die Sache anders aussieht, wenn ein größerer Anteil der periadriatischen Massive herangezogen wird. Zum Beispiel würde Predazzo ein vielleicht nicht genau, aber doch der Tendenz nach entsprechendes Gegenstück zu den alkalisyenitischen Gneisen der Zillertaler Masse liefern. — Im übrigen ist es mit dem Vergleichen von Differentiationsserien mißlich bestellt, sobald man die Möglichkeit nachträglicher stofflicher Änderungen berücksichtigen muß; und das scheint mir in den Tauern doch grundsätzlich überall der Fall zu sein.

Gesteinsbilde vielfach sehr deutlich erkennen kann. Davon war zum Teil in anderem Zusammenhang (CORNELIUS & CLAR, 1939) bereits die Rede; weiteres Eingehen darauf bleibt künftigen Arbeiten vorbehalten.

Angeführtes Schrifttum.

- ANGEL, F., & HERITSCH, F., Das Alter des Zentralgneises der Hohen Tauern. Zbl. Miner., Abt. B, S. 516. Stuttgart, 1931.
- BIANCHI, A., Studi petrografici sull' Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. geol. Univ. Padova, **10**, Padova, 1934.
- CORNELIUS, H. P., Referat über BIANCHI und DAL PIAZ. Verh. geol. Bundesanstalt, S. 143. Wien, 1936.
- CORNELIUS, H. P., Einige Beobachtungen an den Gneisen des Monte Rosa und Gran Paradiso. Mitt. geol. Ges. Wien, **29** (SUESS-Festband), S. 1. Wien, 1936 (a).
- CORNELIUS, H. P., Aufnahmebericht über Blatt Großglockner. Verh. geol. Bundesanst., S. 51. Wien, 1938.
- CORNELIUS, H. P., Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Z. d. geol. Ges., **92**, S. 271. Berlin, 1940.
- CORNELIUS, H. P., & CLAR, E., Geologie der Glocknergruppe. I. Abh. geol. Bundesanst., **25**, Wien, 1939.
- DAL PIAZ, Gb., Studi geologici sull' Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. geol. Univ. Padova, **10**, Padova, 1934.
- DAL PIAZ, Gb., Alcune considerazioni sull' età degli ortogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alti Tauri. Period. Miner., **9**/₂, S. 1, 1938.
- HAMMER, W., Der Tauerinnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. Jb. geol. Bundesanst., **85**, S. 1. Wien, 1935.
- HAMMER, W., Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostals. Ebendort, **86**, S. 265, 1936.
- KÖLBL, L., Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **133**, S. 291, 1925.
- KÖLBL, L., Das Nordostende des Großvenedigermassivs. Ebendort, **141**, S. 39, 1932.
- KÖLBL, L., & SCHIENER, Zur Petrographie und Tektonik der Großvenedigergruppe in den Hohen Tauern. Zbl. Miner., Abt. B, S. 174. Stuttgart, 1928.
- LÖWL, F., Der Granatspitzkern. Jb. geol. Reichsanst., **45**, S. 615. Wien, 1895.
- v. ROSTHORN, F., Brief an Geh.-Rat v. LEONHARD. N. Jb. Miner., S. 185. Stuttgart, 1841.
- SANDER, B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (erster Bericht). Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **82**, S. 257. Wien, 1911.
- SANDER, B., Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. geol. Staatsanst. Wien, **71**, S. 173, 1921.
- SCHWINNER, R., Zur Geologie der Oststeiermark. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **141**, S. 319. Wien, 1932.
- SCHWINNER, R., Die Albitisierung in Oststeiermark und angrenzenden Gebieten. Mitt. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf., **1**, S. 81. Wien, 1940.
- STAUB, R., Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F. **52**.
- WEGMANN, E., Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdschau., **26**, S. 305. Berlin, 1935.

Über ein ungewöhnlich mächtiges Alluvialprofil aus der Gegend von Guben.

VON BRUNO DAMMER, Berlin.

Im Auftrage der Reichsbahndirektion in Frankfurt an der Oder ist von der Bohrfirma Paul Roeschmann in Guben im Jahre 1938 am S-Ende von Guben, an der Kreuzung der Eisenbahnstrecken Guben—Cottbus und Guben—Sommerfeld eine Bohrung niedergebracht worden, die nach den

der Reichsstelle für Bodenforschung zugesandten Bohrproben folgende Schichten durchsunken hat:

Tiefe in Metern bis	Mächtigkeit in Metern	Durchsunkenene Schicht
0,30	0,30	humoser, schwach toniger Feinsand (Schlicksand)
0,95	0,65	grauer, eisenstreifiger, schwach toniger Feinsand (Schlicksand)
3,20	2,25	grauer, toniger Feinsand (Schlicksand)
4,30	1,10	grauer, feinkiesiger Grobsand
7,35	3,05	grauer, feinsandiger Schlick, kalkhaltig
13,10	5,75	grauer, stark toniger Feinsand (Schlicksand)
13,20	0,10	grauer, stark toniger Mehlsand (Schlicksand)
15,55	2,35	grauer, schwach toniger Mittelsand (Schlicksand)
15,90	0,35	grauer, feinsandiger Schlick
27,45	11,55	grauer, schwach toniger Fein- bis Mittelsand (Schlicksand)
29,80	2,35	grauer, feinsandiger Schlick
32,70	2,90	grauer, schwach toniger Fein- bis Mittelsand (Schlicksand)
32,80	0,10	stark gepreßter Flachmoortorf
33,10	0,30	dunkelbrauner, feinsandiger Schlick
36,65	3,55	grauer, schwach toniger Mittel- bis Feinsand (Schlicksand)
37,40	0,75	grauer, sandiger Schlick
45,10	7,70	grauer, fetter Schlick
54,00	8,90	grauer, toniger Feinsand (Schlicksand)

Alle Proben mit Ausnahme der Schlickschicht von 4,30 bis 7,35 m waren kalkfrei.

Es liegt hier also eine bei 54 m Tiefe noch nicht durchbohrte Wechselfolge von mehr oder weniger fettem Schlick und mehr oder weniger tonigem Schlicksand von verschiedener Körnung vor, die nur in der Tiefenlage von 3,20 bis 4,30 m durch eine Einlagerung von kiesigem Sand und in der Tiefenlage von 32,7 bis 32,8 m durch eine dünne Torfschicht unterbrochen wird. Die Torfschicht ist ursprünglich erheblich mächtiger gewesen und erst durch den Druck der auflastenden Schichten bis auf eine Dicke von 10 cm zusammengepreßt worden, so daß der Torf jetzt eine ziemlich feste, filzige Masse bildet. Der Schlick und Schlicksand hat durchweg mit Ausnahme der stark eisenschüssigen Schicht in der Tiefe von 0,3 bis 0,95 m eine schmutziggraue bis bräunliche Farbe, wie sie die Alluvialablagerungen meist aufweisen.

Der geologischen Position nach liegt der Bohrpunkt mitten im alluvialen Neissetal, das sich in einer Breite von durchschnittlich 1,5 bis 2 km von S nach N erstreckt, und zwar im nördlichen Teil einer großen beckenartigen Ausweitung des Tales, die unmittelbar südlich der Stadt Guben liegt (vgl. Blatt Guben der geologischen Karte von Preußen usw.). Im

nordwestlichen Teil dieses Beckens erheben sich ganz flach über dem alluvialen Talboden einige Talsandinseln, von denen die nordöstlichste sich nach O zu bis in unmittelbare Nähe des Bohrpunktes erstreckt. Im SO und W wird das Becken von Hochflächen begrenzt, die teilweise von Endmoränenkuppen gekrönt sind. Im O schließt sich an den alluvialen Beckenboden eine schwach ansteigende Talsandfläche an, die im N von einem Sander überhöht wird, der von der gewaltigen Gubener Stauchmoräne (KEILHACK, Die Stauchmoräne bei Guben, Jb. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 41, 1920, S. 88—120) herabkommt und hier die nördliche Begrenzung des Alluvialbeckens bildet.

Die alluvialen Ablagerungen des Neissetales bestehen vorwiegend aus Sand und Schlick und nur untergeordnet aus Torf und Moorerde. Ihre Mächtigkeit ist im allgemeinen nur gering und beträgt, soweit bisher festgestellt werden konnte, stets nur einige wenige Meter. Es sind aus dem Bereich des alluvialen Neissetales bei Guben und in der Stadt selbst eine ganze Reihe von Bohrungen bekanntgeworden, die aber immer nur geringe Alluvialmächtigkeiten ergeben haben. Mit Sicherheit kann dies natürlich nur für die Bohrungen gelten, von denen Proben wissenschaftlich untersucht worden sind. Das ist allerdings nicht bei allen bekanntgewordenen Bohrungen der Fall, so daß immerhin die Möglichkeit zugegeben werden muß, daß hie und da auch einmal größere Alluvialmächtigkeiten auftreten können, wie auch in dem hier vorliegenden Fall, aber im allgemeinen kann man wohl sagen, daß die Mächtigkeit des Alluviums im Neissetal nur gering ist, und daß es sich beim Vorliegen größerer Mächtigkeiten immer nur um Einzelfälle handelt. Dies läßt sich auch in unserem Falle nachweisen, denn in einer Entfernung von 100 bis 300 m östlich von unserem Bohrpunkt sind vor einigen Jahren vier Bohrungen niedergebracht worden, deren Proben von J. HESEMANN untersucht worden sind und in denen schon in 3 bis 5 m Tiefe Geschiebemergel erbohrt worden ist. Diese Bohrungen stehen noch $1\frac{1}{4}$ km vom Beckenrande entfernt. Demnach handelt es sich hier also um die Ausfüllung einer jedenfalls in östlicher und westlicher Richtung eng begrenzten Vertiefung, denn 150 m westlich vom Bohrloch liegt der Rand der erwähnten Talsandinsel. Wie weit diese Vertiefung sich nach N und S hin erstreckt, ist allerdings nicht bekannt.

Nun zeigen die hier erbohrten Schichten ihrem ganzen Habitus nach, daß es sich bei ihnen um oberflächennahe Ablagerungen handelt, und vor allem beruht darauf das Auftreten des Torfes mitten zwischen den schlackigen Bildungen in einer Tiefe von rund 33 m. Es ist also demnach nicht möglich, daß sie die Ausfüllung eines mit Wasser erfüllten tiefen Beckens darstellen. Aber auch die Annahme einer nordsüdlich verlaufenden offenen Rinne, an deren Grunde sich die Schichten abgesetzt haben könnten, ist hinfällig, da, abgesehen von dem sich aus der Breite und Tiefe ergebenden unwahrscheinlich steilen Böschungswinkel, das Vorhandensein einer solchen mitten im alluvialen Neissetal unmöglich ist, da sie sich stets mit Wasser hätte füllen müssen. Es bleibt also nur die Möglichkeit, daß sich die Ablagerungen im allgemeinen Niveau des Neissetales gebildet haben und allmählich in die Tiefe gesunken sind. Und dies konnte nur erfolgen, wenn man annimmt, daß hier eine vielleicht im Zusammenhang mit der Herausarbeitung der mächtigen Stauchmoräne entstandene tiefe Auskolkung vorliegt, die beim Vorrücken des Eises von diesem ausgefüllt worden und

auch nach dem Eisrückgang mit Eis erfüllt geblieben ist. Infolge des allmählichen Abschmelzens dieser Eismasse ist dann an der Oberfläche ständig eine flache, mit Wasser erfüllte Senke vorhanden gewesen, in der sich je nach dem Wechsel der Absatzbedingungen bald tonigere, bald sandigere Bildungen niedergeschlagen haben, die entsprechend dem Zusammensinken des Eisklotzes in immer größere Tiefe gelangt sind. Zeitweilig ist diese flache Senke auch vollkommen verlandet und mit Torf ausgefüllt worden. Das Abschmelzen des Eises muß sich über einen sehr langen Zeitraum erstreckt haben, da der Absatz so mächtiger Schlick- und Schlicksandmassen nur sehr langsam vor sich geht.

Die Erklärung findet eine Stütze in einer pollenanalytischen Untersuchung, die von U. REIN ausgeführt worden ist. Da die Bohrproben infolge der Ausführung der Bohrung mit Wasserspülung und der nicht sachgemäß erfolgten Entnahme kein durchaus zuverlässiges Pollendiagramm durch die ganze Ablagerung hindurch erwarten ließen, hat REIN sich damit begnügt, einige Stichproben aus weiter auseinanderliegenden Schichten auszuführen. Am geeignetsten hierfür erschien die Schlicksandschicht in 13,1 bis 13,2 m, der Torf in 32,7 bis 32,8 m und die Schlickschicht in 37,4 bis 45,1 m Tiefe. Das Ergebnis der Pollenanalyse ist in der nachfolgenden Tabelle dargestellt. REIN schreibt hierzu: „Bei der pollenanalytischen Untersuchung des Profils, von dem die Bohrproben aus verschiedenen Horizonten aufbereitet

Tiefe der Entnahme	13,10—13,20	32,70—32,80	37,40—45,10
Gestein	Schlicksand	Torf	Schlick
Summe der Baumpollen	150	150	150
in Hundertteilen			
Abies	—	—	2,0
Picea	7,3	—	3,3
Pinus	53,3	86,6	88,6
Betula	7,3	12,0	2,0
Alnus	4,6	1,3	1,3
Quercus	21,3	—	1,3
Tilia	1,3	—	—
Ulmus	1,3	—	—
Fagus	3,3	—	—
Salix	—	—	1,3
E. M. W.	24,0	—	1,3
Summe der Nichtbaumpollen	10,0	—	16,0
Corylus	9,3	—	—
Gramineen	0,6	—	2,0
Cyperaceen	1,3	—	6,6
Ericales	8,0	2,6	7,3
x	2,0	—	1,3
Sphagnum	2,0	8,6	1,3

wurden, konnte eine deutliche Entwicklung der Vegetation vom Liegenden zum Hangenden, von der kälteren Vegetation zu den wärmeliebenden Bäumen beobachtet werden. Während in der untersten Probe die Kiefer der beherrschende Baum ist, zu der sich Weide und Birke gesellen -- die übrigen Nadelholzpollen: Fichte und Tanne, sind wahrscheinlich auf Fernflug von höheren Lagen zurückzuführen --, eine Zusammensetzung, die auch in der nicht sehr viel jüngeren zweiten Probe enthalten ist, sind in dem jüngsten Horizont schon alle Formen des Eichenmischwaldes vorhanden, und sogar die Buche tritt in einzelnen Exemplaren auf. Der meist sehr schmale Haselgipfel wurde bei der Größe der Abstände der Proben nicht erfaßt. Die Probenserie wurde demnach in der Borealzeit abgelagert, umfaßt einen Teil der Kiefern-Birken-Zeit und den Beginn des Eichenmischwaldes. Es liegt somit ein Zeitraum von etwa dem Jahre 7000 bis 5000 v. Chr. absoluter Zeitrechnung vor.“

Dieses pollenanalytische Ergebnis gibt uns nun einen Beitrag zu der Frage, welcher Zeitraum erforderlich ist, bis unter jüngeren Ablagerungen begrabene Toteismassen vollkommen abgeschmolzen sind. Wenn REIN zu dem Ergebnis kommt, daß für die Ablagerung des Schichtenkomplexes von 13,1 bis 45,1 m ein Zeitraum von etwa 2000 Jahren erforderlich gewesen ist, so würde man unter Berücksichtigung des Umstandes, daß das Abschmelzen anfänglich, als das Eis noch nahe der Oberfläche lag, schneller und später dann um so langsamer vor sich gegangen ist, für das Abschmelzen der ganzen Toteismasse von 54 m Mächtigkeit einen Zeitraum von rund 3500 Jahren annehmen müssen, das heißt also, daß im Durchschnitt 1 m Eis in 65 Jahren abgeschmolzen ist. Es liegt hierin eine Bestätigung für die schon seit langem bestehende Annahme, daß derartige Eisrelikte bis zu ihrer völligen Auflösung sehr lange Zeit benötigen.

Über eine neue Spatangidenart *Plagiobrissus abeli* nov. spec. aus dem Torton von Müllendorf (ehem. Burgenland).

VON GOTTFRIED REIDL, Wien.

Im Aufschluß „Äußerer Berg“ bei Müllendorf (im ehemaligen nördlichen Burgenland), Niederdonau, nördlich von Eisenstadt, konnte ich eine Unmenge von Fossilien auflesen. Unter diesen befand sich auch eine neue Spatangidenart, die ich zu Ehren meines geschätzten Lehrers *Plagiobrissus abeli* nov. spec. benenne.

Der Aufschluß „Äußerer Berg“ befindet sich auf einem dem Haupt Rücken des Leithagebirges vorgelagertem Hügel gleichen Namens. Der kristalline Kern dieser Anhöhe wird von einer Kappe weißen Leithakalkes überdeckt. Dieser weiße Leithakalk ist für diesen Aufschluß typisch. Er stellt nichts anderes als eine massenhafte, zum Teil sehr arg zerriebene Litholhamnienästchenanhäufung dar. Wohl zeigen die einzelnen Schichtkomplexe untereinander geringfügige Unterschiede, doch kann bei der Gesamtheit der Ablagerung des weißen Leithakalkes von

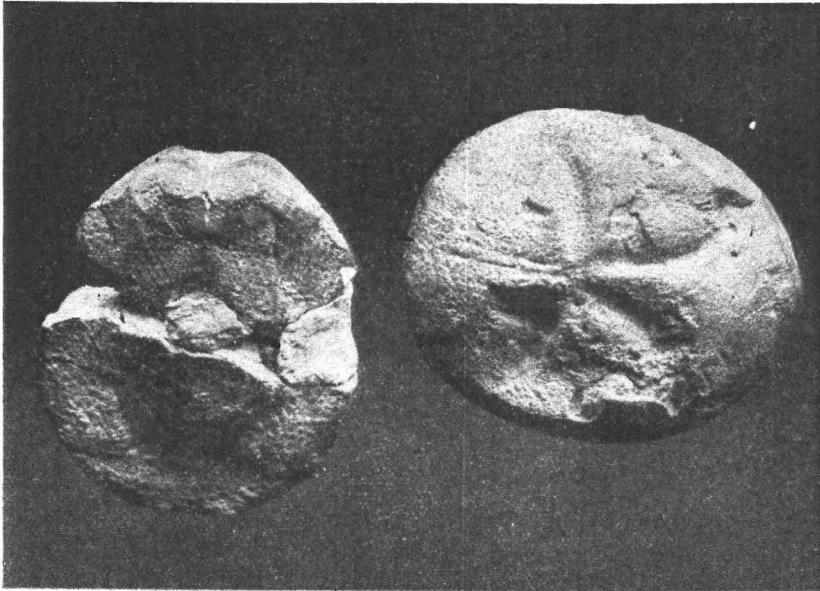


Abb. 1.

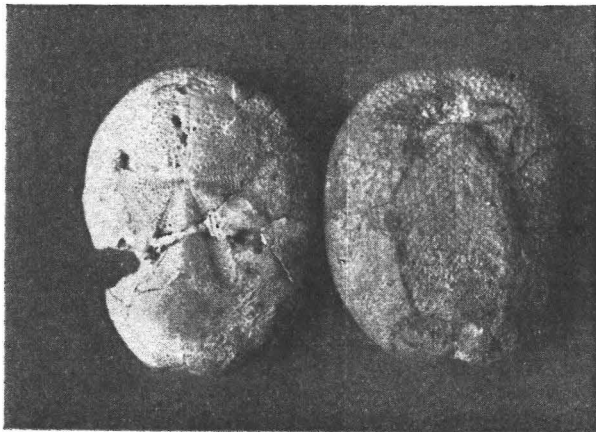


Abb. 2.

Der auf beiden Photos zur linken Hand dargestellte Seeigel stellt die Cotype dar. Das rechte Bild ist das Typenexemplar.
(Beide in den Sammlungen des Paläontologischen und Paläobiologischen Instituts der Universität Wien.)

etwas ähnlichen, wie bei der Schelfbildung in der Normandie, in der Jetztzeit gesprochen werden. Die durch eine heftige Meeresströmung abgerissenen Lithothamnien wurden nach gründlicher Zermahlung zeitweise am „Äußeren Berg“ abgelagert. In den etwas ruhigeren Zeitepochen herrschte auf den letzten Ablagerungen ziemlich reges Leben. Dieser Lebensraum wurde dann von der nächsten Anschwemmung verschüttet und

in der auf diese stürmische Zeit folgenden Ruheperiode kam es wieder zu einer Besiedlung, kurz, der Vorgang nach der letzten Anschwemmung wiederholte sich. — Die weite Entfernung vom Festlande bedingte, daß diese Massen von zerriebenen Lithothamnienmassen nicht mit Fremdgemeingteilen, Verunreinigungen, welche von den ans dem Landinnern in das Wiener Becken einmündenden Flüssen mitgebracht wurden, in irgendeiner Weise vermengt sind.

Aus diesem Grunde fehlt dem Leithakalk jede Beimischung von fremden Stoffen, er besteht nahezu zu 100 % aus mehr oder weniger zerriebenen Kalkalgenresten. Dieser weiße Leithakalk wird in diesem Aufschluß durch zahlreiche Brüche in etagenartiger Anordnung aufgeschlossen. Der durch diese Aufschlüsse freigelegte Teil erreicht eine Mächtigkeit von 30 bis 35 m.

In diesen Brüchen fand ich eine Unzahl von Fossilien. Ihre Aufzählung geschah in meiner Dissertation. In dieser Fossiliste stellte sich ein Seeigel als völlig neue Form heraus, dessen Beschreibung ich nun nachhole.

Das Typenexemplar, sowie die Cotype des *Plagiobrissus abeli* befindet sich in der Sammlung des Paläontologischen und Paläobiologischen Institutes der Universität Wien. Diese Exemplare wurden im untersten Schichtkomplex des Müllendorfer Aufschlusses gefunden. Die Maße des Typenexemplars betragen: 51 mm Länge, 46 mm Breite und 21,4 mm Höhe. Der Seeigel besitzt eine ovale Form, vorne ist er abgerundet und wird nach hinten etwas schmaler. (Siehe Ab. 1). Das Hinterende ist abgestumpft. Die obere Seite ist schwach und gleichmäßig gewölbt, die Unterseite ist von dem etwas flacheren Plastron gegen den Rand abgedacht. Das Plastron ist 22,1 mm breit. Der Rand des Seeigels ist schwach gerundet. Die Petalodien sind ungleich. Die Stirnpetalodie ist nicht, die anderen Petalodien sind in Furchen eingesenkt. Das hintere Petalodienpaar liegt in einer etwas stärker vertieften Furche als das vordere. Der Winkel zwischen dem vorderen Petalodienpaar beträgt 170°. Der Verlauf der hinteren Petalodie ist schwach S-förmig, der Winkel zwischen ihnen beträgt ungefähr 35°. Die Petalodien sind an ihren Enden nicht geschlossen. Die Länge der vorderen Petalodien beträgt 15,6 mm, die der hinteren 19 mm. Die Form der Poren innerhalb der Petalodien ist untereinander verschieden, die inneren sind rund, die äußeren mehr oval, beide sind durch eine schwache Furche untereinander verbunden. Die Gesamtbreite der Porenzone bei den paarigen Petalodien beträgt 2,5 mm. Sie ist an beiden Porenpaaren gleich. Die Anzahl der Poren beträgt in den vorderen Petalodien 24, in den hinteren 28. Der Mund liegt 11,6 mm vom Rand entfernt und ist halbmondförmig. Die Afteröffnung befindet sich an dem hinteren, abgestumpften Rand des Seeigels. Zwischen Mund und After befindet sich ein flaches, 22,1 mm maximal breites Plastron. Die beiden Fasciolen sind schmal und gut zu sehen. Eine von ihnen verläuft um die Petalodien herum und bestitzt zwischen den einzelnen Petalodien zickzackförmige Einbuchtungen, die zweite hingegen findet sich unterhalb des Afters und besitzt eine nierenförmige Gestalt. Beide Fasciolen werden vom Typusexemplar nicht gut gezeigt, ich bediente mich daher einer Cotype, zur näheren Betrachtung derselben. Die Stachelwarzen sind auf beiden Seiten verschieden angeordnet. Die

größten Stachelwarzen befindet sich an den Randpartien, sowie an der Oberseite, in geringer Zahl zwischen den Petalodien. Von den hinteren Petalodien gegen den After hin herrschen kleinere Stachelwarzen vor. Im ventralen Plastron finden sich mittelgroße Stachelwarzen in etwas regelmäßiger Anordnung vor. Die Afterfasciole besitzt mittelgroße und kleine Stachelwarzen, die vom After in strahliger Anordnung hinweggehen. An den beiden Seiten des Mundes findet man zwei nach vorne konvexe Porenreihen, welche ein halbschiffelförmig gekrümmtes, warzenloses Feld einschließen. Nach den auseinanderstrebenden und nur gering gefurchten paariger Petalodien, wie nach der schwachen Ausbildung der Stirnpetalodie, wäre dieser Seeigel der Gattung *Brissus* einzuordnen. Der ununterbrochene Verlauf der um die Petalodien verlaufenden Fasciole, sowie die kräftigen Warzen zwischen den Petalodien schließen jedoch eine Zuordnung zur Gattung *Brissus* aus.

Die gleichen Umstände finden sich bei dem von VADASS beschriebenen *Plagiobrissus hungaricus*. Letzterer unterscheidet sich nur unwesentlich von dem neuentdeckten Spatangiden. Die Unterschiede werden in der Tabelle (Seite 28) angegeben. Ich kann daher VADASS' *) Begründung der systematischen Stellung des *Plagiobrissus hungaricus* auch auf diese neue Art verwenden. Die Gattung *Plagiobrissus* findet sich rezent in der Bucht von Mexiko, fossil ist sie aus dem Eozän und Pliozän bekannt. *Plagiobrissus hungaricus* ist der erste miozäne Vertreter dieser Gattung und wurde in Felső Orbó (obermediterraner Leithakalk) gefunden. Die von mir gesammelten Exemplare sind von den bisher beschriebenen merklich verschieden. Nur weist *Plagiobrissus hungaricus* Vad. in vielen Punkten, wie ich schon früher kurz erwähnte, große Ähnlichkeit mit dem neuentdeckten Seeigel auf. An Hand der nun folgenden Tabelle zeige ich nun die Unterschiede zwischen den beiden Formen.

Daraus folgt, daß die *Plagiobrissus*-formen von Müllendorf, als Vertreter einer neuen Art gelten müssen, für die ich den Namen *Plagiobrissus abeli* gewählt habe.

Von dieser Art habe ich 10 Stück gefunden. In der Größe unterscheiden sich vier Stück sehr wesentlich von den anderen. Diese zeichnen sich durch ihre geringe Größe, durch geringe Schalendicke, sowie die lockere Verbindung der einzelnen Platten aus. Alle diese Merkmale lassen auf ein Jugendstadium schließen. Die 10 Exemplare wurden von mir im unteren, weichen, kreidigen Schichtkomplex gefunden. Alle zeigen deutliche Deformationen in Form von Druckbeschädigungen, die während der Einbettung entstanden sind. Daneben trägt fast jedes Exemplar noch einen geringen Stachelbesatz. Auf Grund der geringen Schalendicke, so-

*) VADASS schreibt in seinem Werk auf Seite 232 folgendes: „Auf Grund dieser Merkmale stellt AGASSIZ im Jahre 1847 die Untergattung *Plagionotus* auf, später ließ er selber diesen Namen auf, da er schon bei den Insekten festgelegt war, und stellte die zu *Plagionotus* gerechneten Formen einfach zur Gattung *Metalia* und nahm als deren Typus die lebende *M. pectoralis* Ag. an. Dieser Begründung folgend, rechnete DUNCAN die Bezeichnung *Plagionotus* Ag. unter die Synonyme der Gattung *Metalia*. Vorher erhebt COTTEAU, die Bezeichnung *Plagionotus* beibehaltend, diesen auf eine Stufe einer Gattung und stellt sie neben die Gattung *Brissus*, betonend, daß diese von der Gattung *Metalia* gut unterschieden werden könne. POMEL bezeichnet mit dem Namen *Plagiobrissus* die Formen, die bis dahin als *Plagionotus* unterschieden wurden und zieht dementsprechend *Plagionotus* als Synonym ein.“

<i>Plagiobrissus hungaricus</i> Vad.	<i>Plagiobrissus abeli</i> nov. sp.
Größenverhältnisse:	
VADASZ beschreibt ein teilweise beschädigtes Exemplar und gibt keine Maße an. Nach einem Bild. 1:1 scheint kleiner zu sein.	
Ventrales Plastron:	
Die Seitenränder haben den Verlauf zweier Hyperbeläste.	Es zeigt mehr eine ovale Form.
Stirnpetalodien:	
Kaum vertieft.	Nicht vertieft.
Paarige Petalodien:	
vorderen	
Winkel 110°. Länge 18 mm. Porenzahl 25.	Winkel 170°. Länge 14.6 mm. Porenzahl 24.
hinteren	
Winkel 40°. Länge 25 mm. Porenzahl 30.	Winkel 35°. Länge 19 mm. Porenzahl 28.
Entfernung der Mundöffnung vom Rand:	
20 mm.	11.6 mm.
Fasciole um die Petalodien:	
Uneingebuchtet.	Eingebuchtet.
Fasciole beim After:	
Fast kreisrund.	Nierenförmig

wie des teilweisen Stachelbesatzes, schließe ich auch einen allzuweiten Transport aus. Würden die Schalenbeschädigungen von einem Transport herrühren, so wäre aller Wahrscheinlichkeit nach, ohne Zweifel zuerst der Stachel entfernt worden. Aus diesem Grunde, sowie aus dem Umstand, daß sich ausgewachsene und Jugendexemplare an einer Stelle vorfinden, kann man mit aller Wahrscheinlichkeit ein autochthones Vorkommen an ihrem Fundort, im untersten Schichtkomplex des Müllendorfer Aufschlusses annehmen.

Literaturverzeichnis.

- ABEL, O., Lehrbuch der Paläozoologie. 2. Aufl. Jena, 1924.
 AGASSIZ, A., Revision of the echini. Museum of comparative zoology at Harvard College. London. 1872.
 BREHMS Tierleben, Band: Niedere Tiere. Wien und Leipzig, 1918.
 CLAUS-GROBEN-KÜHN, Lehrbuch der Zoologie. 10. Aufl. Berlin und Wien 1932.
 COTTEAU, J., Les échinides néogènes du bassin méditerranéen. Annales de l'inst. océanographique. Paris, 1913.
 DACQUË, E., Vergleichende biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere. Berlin, 1921.
 DOLLFUSS-DAUTZENBERG, Conchyologie du miocène moyen du bassin de la Loire. Mem. de la soc. géol. de France. Mémoire, 27. Paris. 1902.
 EIBENBERG, K., Erhaltungszustand und Vorkommen der Fossilreste. Abderhalden. Handbuch d. biol. Arbeitsmethoden. Abt. X. Berlin und Wien, 1929.
 HARMER, S., The Cambridge Natural History. Bd. Echinodermata. London, 1900.
 LAMBERT, G., Description des échinides des terrains miocéniques de la Sardaigne. Mem. Soc. paléont. Suisse, 34, 35. Basel. 1907, 1908.
 LAUBE, G., Die Echinoideen der österreichisch-ungarischen oberen Tertiärablagerungen. Abh. d. k. k. geol. Reichsanst., 5, II. 3. Wien, 1871.
 VADASZ, E., Die mediterranen Echinodermen Ungarns. Geologia hungarica. Budapest, 1915.
 ZITTEL, K., Grundzüge der Paläontologie. I. Evertebraten. 6. Auflage. Berlin, 1924.

Ein Vorkommen diluvialer Schieferkohle am Kienenberg bei Füssen am Lech.

VON ROBERT SCHNETZER, München.

(3 Abbildungen.)

Durch den Steinbruchbetrieb des Straßen- und Flußbauamtes Kempten wurde am S-Hang des Kienberges zwischen Füssen am Lech und Hohenschwangau ein kleines Vorkommen diluvialer Schieferkohle angeschnitten, das bisher noch nicht beschrieben wurde. Es steht in keinem erkennbaren Zusammenhang mit dem nächstgelegenen, gleichartigen Vorkommen, der diluvialen Schieferkohle vom Pfefferbüchel bei Bayernniederhofen (Kreis Füssen am Lech).

Lage und geologische Verhältnisse der Fundstelle.

Der Kienenberg (997 m) erstreckt sich als die östliche Fortsetzung des Füssener Kalvarienberges südlich der Straße Füssen—Hohenschwangau in W—O-Richtung und gehört der tektonischen Einheit des Falkensteinzuges an (KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931, S. 173 f.). Seine Schichtfolge reicht — in nach N überkippter Lagerung — von den Partnachschiechten im S bis zu den Raibler Schichten im N.

Der Steinbruch des Straßen- und Flußbauamtes Kempten liegt am S-Fuß des Kienberges und wird gegen S vom NW-Ufer des Schwanses abgeschnitten (Abb. 2). In rund 40 m hoher Abbaufrent sind in ihm die mit 40 bis 45° nach S einfallenden Partnachschiechten in Form der sogenannten

„Steinbruchkalke“ (KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931, S. 9) erschlossen. Es handelt sich um gut gebankte, hellgrau-rötliche, dunkler gefleckte Kalke, deren bis zu 0,75 m mächtigen Bänke, welche krumpelige Schichtflächen aufweisen, durch dünne, schwarz-grünliche Einlagerungen splinteriger Mergel getrennt werden. Sie gehen gegen das wahre Hangende zu in lichte, klotzige, mehr dolomitische Kalke über, welche am O-Ende des Bruches durch eine Blattverschiebung in eine Front mit den Steinbruchkalken gerückt werden und als Übergangsglied zum Wettersteindolomit anzusehen

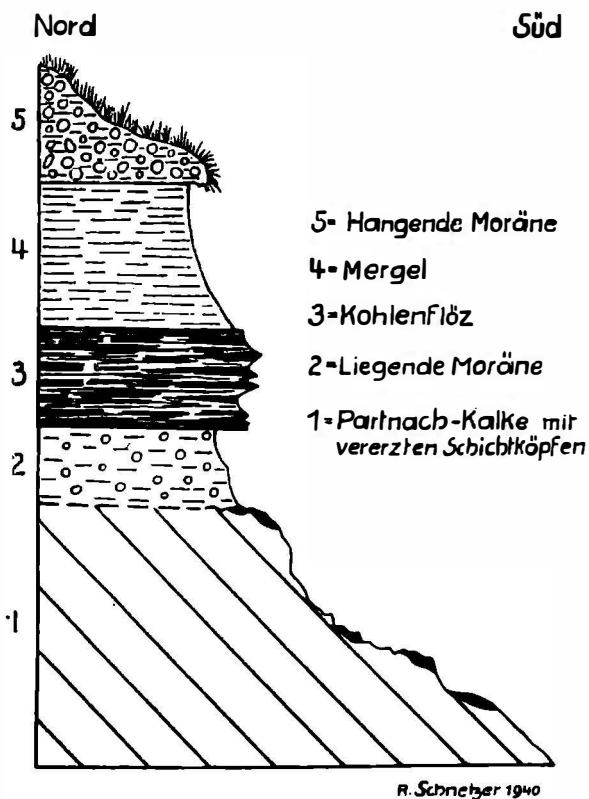
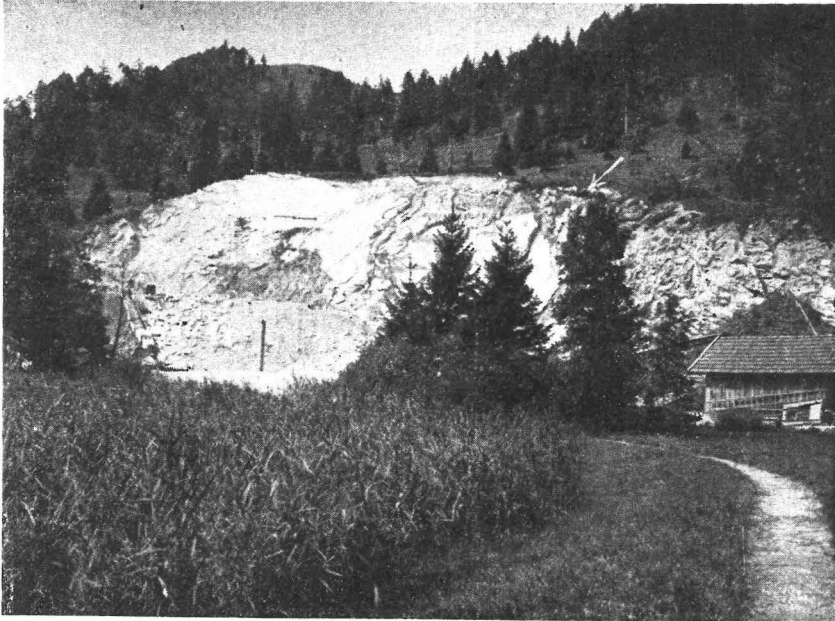


Abb. 1.

Profil durch das Kohlenvorkommen im Steinbruch Schwansee bei Füssen am Lech.

sind. Unter dem Namen „Alterschrofenmarmor“ bildeten die Steinbruchkalke früher einen beliebten Werkstein, der geschliffen und poliert zum Beispiel in Kapitelsaal des Klosters St. Mang in Füssen (Fensterbretter) und in der Füssener Pfarrkirche (Altarteile, Kryptasäulen) häufige Anwendung fand.

Oberhalb der Steinbruchfront legt sich der Hang stark zurück und steigt erst flach, dann wieder etwas steiler gegen N zu der langgestreckten Kammhöhe des Kienberges an. Um den Nachfall wertlosen Schuttes zu verhüten, wird gemäß dem Vortrieb der Bruchfront die aus diluvialen und Gehängeschutt bestehende und mehrere Meter Mächtigkeit aufweisende



Aufnahme Dr. Schnetzer.

Abb. 2.
Steinbruch Schwanseesee bei Füssen. Partnachkalke (links) und Wettersteindolomit (rechts) überlagert von kohlenführendem Diluvium. Ausbiß des Kohlenflözes durch einen Pfeil gekennzeichnet.



Aufnahme Dr. Schnetzer.

Abb. 3.
Diluviales Schieferkohlenflöz im Steinbruch Schwanseesee bei Füssen.

Überdeckung bis auf die Schichtköpfe des anstehenden Gesteins abgeräumt. Durch die genannten Abraumarbeiten wurde das im nachfolgenden beschriebene Profil (Abb. 1 und 3) erschlossen.

Schichtenfolge des kohlenführenden Diluviums.

Das Liegende bilden die Schichtköpfe der mit 40 bis 45° nach S einfallenden Steinbruch- (Partnach-) Kalke und der ihnen zwischengelagerten Mergelbänke (rund 840 m ü. N. N.). Die Schichtköpfe der Kalke sind stellenweise mit derbem Schwefelkies krustenartig vererzt. Durch die Verwitterung teilweise in Eisenoxydhydrat umgewandelt, verleiht ihnen derselbe vielenorts eine auffallende, braunrot-gelbliche Färbung.

Über die Schichtköpfe der Partnachkalke legt sich eine 0,8 m mächtige Grundmoräne (Nahmoräne). Sie ist von kreidig-lettiger Beschaffenheit und führt nur sparsam kleine Kalk- und Dolomitgerölle.

An scharfer Grenze lagert sich darüber ein Flöz schieferiger Braunkohle mit zahlreichen lignitischen Holz- und Pflanzenresten, die im Ausbiß unter dem Einfluß der Witterungsverhältnisse stark aufblättert (Mächtigkeit rund 1 m). An die Flözoberfläche ist ein ausgeprägter Wasserhorizont gebunden, der im Aufschluß einen scheinbar dauernd fließenden Wasser-
austritt speist.

Das Hangende des Kohlenflözes bilden rund 1,5 m lichten, gelbfleckigen, fetten Mergels, der knollenweise weiß ausgebleichen ist.

Dieser Mergel wird seinerseits wieder von einer zweiten, lettigen Grundmoräne überlagert. Gleich der liegenden Moräne wird sie durch das Fehlen kristalliner Gerölle als Nahmoräne gekennzeichnet, doch überwiegt in ihr die Masse der Kalk- und Dolomitgerölle die lettige Grundmasse wesentlich. Sie trägt mit vereinzelt Büschen und Fichten bestockten Almboden und nimmt oberhalb des Bruches erst an Mächtigkeit zu, um dann allmählich gegen den Kamm des Kienenberges, in nördlicher Richtung, auszulaufen. Metrische Angaben über ihre Mächtigkeit können nicht gegeben werden.

Mächtigkeit und Ausdehnung des Kohlenflözes.

Das mit 10° nach O einfallende Flöz erreicht seine größte Mächtigkeit (1 m) und beste Ausbildung nahe der Mitte des Aufschlusses, wo auch der erwähnte Wasseraustritt liegt.

Gegen W nimmt die Mächtigkeit des Flözes unter langsamem Ansteigen ab. Zugleich verringert sich auch die Mächtigkeit der liegenden Moräne. Das wahre W-Ende des Flözes läßt sich infolge des Fehlens von Aufschlüssen nicht festlegen. Wasseraustritte und Rutschungen in dem Gelände nordwestlich des Aufschlusses (also über dem Steinbruch), welche den Hangendmergel erschließen, lassen eine Fortsetzung des Kohlenflözes oder wenigstens verlaubter Mergel auf etwa 116 m Länge (gerechnet vom W-Ende des aufgeschlossenen Flözes) als wahrscheinlich annehmen. Sein wahres W-Ende würde damit mit dem flachen Einschnitt der Holzriese zusammenfallen, die in WSW-Richtung gegen das W-Ende des Schwannsees herunterzieht.

Gegen O nimmt die Mächtigkeit des Flözes unter gleichzeitigem Absteigen desselben ebenfalls ab. Verrutschungen des Geländes verhindern

leider seine weitere Verfolgung. Auf 7 bis 8 m liegen, östlich an das Ende des Kohlenausbisses anschließend, keine einwandfreien Aufschlüsse vor, dann ist in der Höhe, in welcher das Kohlenflöz (gleichmäßiges Einfallen vorausgesetzt) zu erwarten wäre, wiederum lettige Moräne aufgeschlossen, von der es nicht klar ist, ob es sich um liegende oder hangende Moräne handelt. Hart östlich davon bricht das Gelände dann in einen Graben ab, der meiner Anschauung nach die östliche Grenze des kohlenführenden Diluviums überhaupt darstellt.

Ein nordöstlich von dem Wasseraustritt, in 15 m waagrecht, nördlicher Entfernung von dem Flözausbiß und rund 3 m über der Flözoberkante in nördlicher Richtung angesetzter Schurf traf nur hangende Moräne. In der von ihm in südlicher Richtung gegen den Rand des Steinbruches vorgetriebenen Rösche wurde nahe dem Bruchrand das Flöz erneut angeschürft. Aus der ganzen Geländegestaltung läßt sich schließen, daß sich das Flöz in nördlicher Richtung nicht weit über den genannten Schurf gegen den Kamm des Kienenberges zu erstrecken kann.

Die Gesamtlänge des derzeitigen zusammenhängenden Aufschlusses im kohlenführenden Diluvium beträgt 22 m. Das Kohlenflöz selbst ist auf eine Länge von 18 m und eine Breite von rund 2 m aufgeschlossen. Seine mittlere Mächtigkeit beträgt rund 0,9 m. An möglichen Werten lassen sich errechnen für die Längserstreckung des Kohlenflözes 111 bis 142 m, für seine Breite 15 bis 18 m, das würde, ohne Rücksicht auf die Gewinnbarkeit und unter der Annahme einer gleichbleibenden Mächtigkeit von 0,9 m, einem Kohlenvermögen von rund 2100 cm³ oder (bei einem spezifischen Gewicht von rund 1.2) 2520 t entsprechen.

Alter der Kohle.

Durch ihre Lage zwischen einer Moräne im Liegenden und einer Moräne im Hangenden ist das Alter der Kohle eindeutig festgelegt. Es handelt sich um eine diluviale Schieferkohle. Ob diese interglazial oder interstadial gebildet wurde sei dahingestellt, wenn ich auch eher die letzte Möglichkeit in das Auge fassen möchte. In diesem Fall ist ihre Entstehung in die Würmeiszeit zu verlegen.

Vergleichbare Kohlenvorkommen.

Die nächst benachbarten Vorkommen diluvialer Schieferkohle liegen im Tiefen Tal, südwestlich der Einöde Pfefferbühel bei Bayernniederhofen (Landkreis Füssen), in einer Meereshöhe von rund 810 m und auf der Imberger Terrasse (Löwenbach-, Leybach- und Schwarzenbachtobel) zwischen 800 und 950 m ü. N. N. Die übrigen bisher bekannten Vorkommen diluvialer Schieferkohlen Südbayerns schließen gegen O an das Pfefferbüheler Vorkommen an: Ohlstadt (655 bis 665 m ü. N. N.) und Hechendorf (640 bis 645 m ü. N. N.) im Loisahtal, Schwaiganger (an der Reichsstraße Kochel—Murnau in beiläufig 660 m Meereshöhe), Großweil am Kochelsee (625 bis 632 m ü. N. N.), Karpfsee bei Königsdorf, Leitzachufer nördlich der Auerschmiede bei Irschenberg, Rosenheim und Wasserburg (420 bis 416 m ü. N. N.).

In Abbau stehen von den genannten Vorkommen derzeit nur die von Pfefferbühel (Tagbau) und Großweil (Tiefbau, Irenenzeche I). Unmittelbar

gleichsetzen läßt sich das Schwanseer Flöz weder auf Grund seiner Höhenlage, noch nach der an ihm aufgeschlossenen Schichtfolge mit keinem der genannten Flözvorkommen.

Soviel aus dem geringen, über die bayrischen diluvialen Schieferkohlen vorhandenen Schrifttum zu entnehmen ist, und eigene Untersuchungen ergaben, sind bei allem Wechsel der Schichtfolgen im einzelnen die Kohlen (einschließlich ihrer tonig-mergeligen Liegend- und Hangendbänke) regelmäßig in fluvioglaziale Sedimente eingelagert. Erst diese wiederum werden von Moräne unter- und überlagert. Das Schwanseer Flöz macht davon mit seiner unvermittelten Einschaltung zwischen zwei Moränen eine bemerkenswerte Ausnahme.

Am nächsten steht ihm vermutlich noch das Vorkommen vom Tiefen Tal am Pfefferbühel, welches von groben, zu Nagelfluh verbackenen Schottern überlagert wird, die als Moräne anzusprechen sind. Das Liegende dieser Kohlen ist leider nicht mehr aufgeschlossen.

Zusammenfassung.

Im Steinbruch Schwansee des Straßen- und Flußbauamtes Kempten am S-Fuß des Kienenberges bei Füssen wurde in rund 840 m ü. N. N. ein kleines Vorkommen diluvialer Schieferkohle aufgefunden.

Über die Schichtköpfe der in dem Steinbruch in Abbau stehenden sogenannten Steinbruchkalke der Partnachsichten und der ihnen zwi-schengelagerten Partnachmergel, die steil nach S einfallen, legen sich diluviale Ablagerungen, welche das Kohlenflöz einschließen. Das Diluvialprofil beginnt mit lettiger Grundmoräne, über die sich das Kohlenflöz legt, das seinerseits wieder von lichthem fettem Mergel und einer weiteren zweiten Grundmoräne überlagert wird.

Das Kohlenflöz ist in O—W-Richtung auf 18 m Länge, in S—N-Richtung auf 2 m Breite und in einer größten Mächtigkeit von 1 m erschlossen. Seine wahre Ausdehnung mag in der Länge um 141 m, in der Breite um 16 m betragen.

Entsprechend seiner Lage ist das Flöz als diluviale, und zwar wahrscheinlich interstadiale Bildung der Würmeiszeit anzusehen.

Eine unmittelbare Gleichsetzung mit einem Flöz der bisher bereits bekannten voralpinen Vorkommen diluvialer Schieferkohle in Bayern läßt sich nicht durchführen. Sein hervorstechendstes Merkmal ist seine unvermittelte Einschaltung zwischen zwei Moränen, ohne Zwischenschaltung fluvioglazialer Schotter.

Schrifttum.

BAYRISCHES OBERBERGAMT, Die mineralischen Rohstoffe Bayerns und ihre Wirtschaft. Bd. I. Die jüngeren Braunkohlen. München und Berlin, 1922.

KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, Geologie der bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. Wiss. Veröff. D. u. Ö. Alpenver., 10. Innsbruck, 1931.

PIETZSCH, K., Die Braunkohlen Deutschlands. Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands. Abt. III. Die Bodenschätze Deutschlands. Berlin, 1925.

Einige Ergebnisse der Bohrungen für die Wiener Untergrundbahn.

Von A. F. TAUBER, Wien.

In den Bereich des geologischen Beobachtungsdienstes fiel die Überwachung und Auswertung des durch die Bohrungen für das Projekt einer Wiener Untergrundbahn zu Tage geschafften Materials. Diese Bohrungen, welche ungefähr seit Jahresbeginn 1940 mit kürzeren Unterbrechungen laufen, werden im Auftrage des Stadtbauamtes Wien ausgeführt. Zwar handelt es sich meist um wenig tiefe Bohrlöcher, welche selten über 20 m Tiefe hinausgehen. Stellenweise durchdringen sie kaum den Bauschutt und das Alluvium. Meist liegen sie schließlich wenige Meter im Sarmat oder Pannon des anstehenden Untergrundes. Das bisher gesammelte Bohrmaterial umfaßt die abgebohrte Strecke Schönbrunn (Wien 13) bis Stephansplatz (Wien I), also eine Strecke von rund 6 km. Das Bohrmaterial ist in mehrfacher Beziehung interessant. 1. lassen sich an diesen dichtliegenden Proben über lange Profile Fazieswechsel und sedimentpetrographisches Verhalten besonders schön verfolgen. 2. werden die dem Beckenrand parallel laufenden Bohrstrecken (wie z. B. die augenblicklich in Bearbeitung stehende Strecke Hietzing-Mauer) wertvolle Erkenntnisse über die randlichen Querbrüche der neogenen Sedimentfüllung des Beckens, welche ich in einem Arbeitsbericht des Jahres 1939 bereits angedeutet habe, („beckentektonische Arbeiten im Wiener Stadtgebiet“) liefern. 3. Paläontologisches Interesse erwecken die Bohrungen insofern, als sich an ihnen das Verhalten von Mikrofaunen zu Wassertiefe und Fazies studieren lassen wird.

Die Sedimente der küstennahen Seichtseeegründe der Meere sind für hypsometrische Veränderungen sehr empfindlich und liefern für die makroskopische Beurteilung der Wasserspiegelschwankungen einen außerordentlich feinen Indikator. Mit größerer Entfernung von der Küste und bedeutender Wassertiefe verwischen sich diese Anzeichen mehr und mehr; die randlich so differenzierten Sedimente gehen in homogene Tone über und lassen eine makroskopische Gliederung nicht mehr zu (außer auf paläontologischer Basis).

Durch vergleichende Untersuchungen geeigneter Aufschlüsse am Beckenrand mit den U-Bahnbohrungen der randferneren Gebiete wurde festgestellt, daß ein gewisses Verhalten der Korngrößenverteilung randliche und randferne Fazies miteinander verknüpft. Bisher war eine Überprüfung nur teilweise möglich, da mir einerseits durch militärischen Dienst die nötige Zeit, andererseits auch das geschlossene Material von Tiefbohrungen fehlte. Die Korngrößenanalytischen Untersuchungen konnten teilweise im geologischen Institut der Technischen Hochschule in Wien vorgenommen werden, wofür ich Herrn Prof. Dr. Ing. J. Stiny auch an dieser Stelle herzlichst danken möchte.

Auffällig zunächst ist im Bohrgut die außerordentliche Horizontbeständigkeit gewisser Quarzschotterlagen in sarmatischen Sanden und Tegeln, welche ohne starke Korngrößenabnahme weit ins Becken hineinreichen. Eine ausreichende Deutung dieser Schotterlagen kann heute noch nicht gegeben werden. Das vorläufige Ergebnis der Korngrößenuntersuchungen

randnaher und randferner Schichten ist in Abb. 1 zusammengestellt. Die Korngrößenverteilung der küstenfernen, feinklastischen Sedimente zeigt deutlich Bindungen an die randliche Ausbildung. Im allgemeinen stellt sie den Kurvenverlauf der beckenrandlichen Ausbildung abgeschwächt dar. Trotzdem prägen sich gewisse Horizonte in aller Deutlichkeit auch in randfernen Sedimenten aus, wie z. B. die Grenzsichten (Übergangsschichten) des Sarmat gegen das Pannon, deren (geröllführende) Sande weithin ins Becken mit nur langsamer Korngrößenabnahme reichen.

Es ist anzunehmen, daß sich diese Verhältnisse bei Überprüfung an geschlossenen Serien und tiefreichenden Bohrprofilen schärfer ausdrücken werden, als an dem von verschiedenen Bohrungen und Aufschlüssen stammenden Material, das der Abb. 1 zu Grunde liegt.

Die Untersuchungen werden in vollem Umfang erst nach Abschluß der Bohrungen des Stadtbauamtes aufgenommen werden.

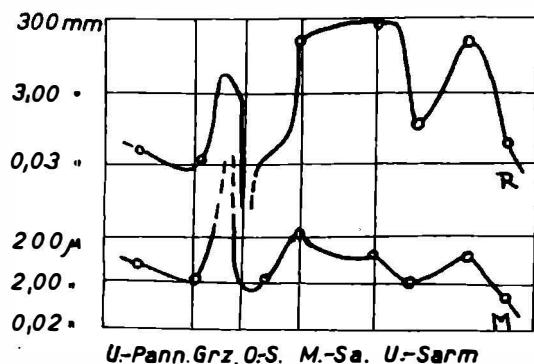


Abb. 1.

Korngrößenkurven von randfernen (M) und randnahen (R) Bildungen zeigen den übereinstimmenden Verlauf der Korngrößenkurve. Jeweils nur die maximalen Korngrößen berücksichtigt.

Das Erdölvorkommen in der Urmannsau bei Krenberg, Niederdonau.

VON FRANZ X. SCHAFFER, Wien.

Schon vor dem Jahre 1930 hat mir der Besitzer des Eisenwerkes Kienberg, Herr Heinrich Reitlinger, erzählt, daß in früherer Zeit an der Erlauf, östlich von Kienberg, Erdöl aufgetreten sei, das die Mönche der 1782 aufgehobenen Karthause in Gaming zur Beleuchtung ihrer Häuschen und als Heilmittel gegen Viehkrankheiten verwendet hätten. Auch Nachforschungen an Ort und Stelle ergaben nur eine Bestätigung dieser Gerüchte, aber eine Besichtigung der Örtlichkeit führte zu keinem Ziele. Ich hielt die Nachrichten daher für nicht bedeutungsvoll, da die Lokalität mitten in den

Kalkalpen gelegen ist und das Öl, wie bei Seefeld in Tirol, in geringer Menge auch aus dem bituminösen Muschelkalk stammen konnte. Auf dem Flusse wurden unterhalb Kienberg wiederholt Ölspuren beobachtet.

A. STÜTZ kennt zwar nach dem Hörensagen ein Erdölvorkommen unterhalb Gaming an der Ips (Ybbs, richtig Erlauf). Er hatte es nicht selbst besucht, erst 1837 berichtet J. RITTER von HOLGER über dieses Vorkommen. Seitdem ist es durch fast hundert Jahre aus dem Gedächtnisse entschwunden, wohl weil der Fluß die Stelle mit seinen Schottern bedeckt hatte.

Da fand im Winter 1933 ein Wildfischer in der fast unzugänglichen Schlucht oberhalb der Urmannsau im Schotter einen Ölaustritt, von dem er eine Probe in das Werk brachte. Die Urmannsau ist eine Talerweiterung der Erlauf, zirka 4 km von der Eisenbahnstation Kienberg-Gaming, in ungefähr 120 m über dem Meere. Der Ölaustritt befand sich am linken Ufer im Niveau des Flusses bei Niederwasser.

Wenige Tage darauf besuchte ich das Vorkommen, das durch Strickleitern, gehauene Stufen und einen Notsteg über den Fluß zugänglich gemacht worden war. Unter einer steilen Felswand war im Spiegel des Flusses ein zirka 2 1/2 m langes, 1 1/2 m breites und ebenso tiefes, viereckiges Becken in dem gewachsenen Fels bloßgelegt worden. Es war an den Wänden und am Boden geglättet und man erkannte an mit Schwefel eingelassenen Eisenzapfen, daß es mit einem Deckel verschlossen gewesen war. Dies sollte wahrscheinlich die Zuschüttung durch den Fluß verhindern. Am Boden der Grube floß in Bleistiftstärke, angeblich 4 bis 5 l täglich, das Erdöl aus einem Sprunge im Felsen aus. Es wurde durch Hineintreiben eines Keiles die Fuge erweitert und der Ölaustritt erleichtert.

Es ergab sich, daß das Vorkommen in der Schlucht — die Straße läuft zirka 20 m höher oben an dem Bergabhang — selbst den aufnehmenden Geologen GEYER, AMPFERER und TRAUTH unbekannt geblieben war.

O. AMPFERER (1930) gab folgendes Profil: Am N-Fuße der Gfälleralpe überlagert Muschelkalk (Reiflinger Kalk) einen Neokommgerel, der die Tiefe der Talmulde bildet. An der N-Seite der Schlucht wird steil N-fallender Lunzer Sandstein von Opponitzer Kalk überlagert. Es liegt also in der Mulde der Urmannsau eine Überschiebung vor.

Ich ordnete vier Versuchsbohrungen an, die mehr minder senkrecht zum Schichtfallen ausgeführt wurden. F. TRAUTH beobachtete, daß sich hier unter der Lunzer Decke im S ein der nördlichen Frankenfesler Decke zugerechnetes Fenster befindet, in dem der hellgraue Neokommgerel und nur an der südlichsten Stelle der Erlauf auch eine kleine antiklinale Wölbung von noch älterem Gestein (Jura) auftritt. Es wurden durchfahren: Zirka 20 m roter und weißer Tithonkalk, bis zu 244,5 m Krinoiden- (Vilser-) Kalk und bis 256 m ein Kieselkalk des Dogger mit Radiolarien, der wohl als ein Übergang zum Liasfleckenmergel angesehen werden kann. Stellenweise besitzt er chalzedonartiges Aussehen. Da er so hart war, daß die Diamanten der Bohrkronen sich rasch abnützten und die Reichweite der Bohrmaschine ohnehin erreicht war, wurden die Bohrungen eingestellt. Auf den Klüften des Gesteines wurden, besonders in den oberen Partien, Ölspuren angetroffen, die die Bohrkerns oft ganz umhüllten. Das auftretende Wasser war salzhaltig und wiederholt zeigten sich bisweilen 1 1/2 Stunden währende Gasaustritte unter anderem von Schwefelwasserstoffgas. Unterhalb etwa 100 m fehlten die Erdölspuren.

Die Frage ist nun, ob die Deckentheorie zu Recht besteht. Denn unter den durchfahrenen Schichten ist weiterer Lias, Kössener Schichten, Hauptdolomit, vielleicht mit Rauhacke (vielleicht ölführend), Lunzer Schichten und Muschelkalk (vielleicht ölführend) zu erwarten, die die Frankenfels Decke über Tags nicht zeigt, die aber möglicherweise in der Tiefe auftreten. Unter der Frankenfels Decke liegt der Flysch. Wenn dieser so weit nach S reicht, schwimmt diese auf ihm. Der Flysch könnte ein reicher Erdölträger sein. Die Kieselkalke und die Vilser Kalke schlossen ihn hermetisch ab und es wäre daher die Möglichkeit vorhanden, daß das Öl aus ihm noch nicht abgewandert wäre.

Zitierte Literatur.

- STÜTZ, A., Mineralog. Taschenbuch (Wien-Triest), S. 264. 1807.
 HOLGER, J. RITTER v., Die Steinöhlquelle bei Gaming, im Kreise ob dem Wiener Wald. Z. Phys. u. verw. Wiss. (Wien). 5. 1837.
 AMPFERER, O., Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. Jb. geol. Bundesanst., 80. 1930.
 TRAUTH, F., Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. Anz. Akad. Wien, math.-naturw. Kl. 1934.

Schlußbericht über mein geologisches Museum bei Trins im Gschnitztal.

VON FRITZ KERNER, WIEN.

Wenn man vom Aufnahmegeologen sagt, er werde mit seiner Arbeit nie fertig, so könnte man dasselbe mit dem gleichen Rechte auch vom geologischen Musealmanne sagen. Auch er wird immer noch einer Aufsammlung und Aufbewahrung wertige Gesteinsstücke finden, stets noch andere als die von ihm schon bildlich oder plastisch dargestellten Befunde als darstellungswert erkennen. Wenn ich mein lithoplastisches Museum (1) jetzt als fertiggestellt bezeichne, so hat das in den räumlichen Verhältnissen seinen Grund. Der verfügbare Raum ist mit Schaugebildern schon so reichlich erfüllt, daß jede weitere Hinzufügung solcher den Eindruck der Überladenheit hervorriefe.

Von Schaugebildern solcher Arten, wie sie in meinem Museum schon durch Musterstücke vertreten sind, kamen neu hinzu (die römischen Zahlen entsprechen der Nummerngebung in meinen früheren Berichten):

VII. Ein geologisches Landschaftsbild aus natürlichem Gestein: Der von PICHLER entdeckte Fundort von Oberkarbonpflanzen am Sattel zwischen dem Nöblacher- und Eggenjoch.

X. Eine Kombination von Landschaft und geologischem Profil, beides aus natürlichem Gestein: Überschiebung von Hauptdolomit auf Adnether Schichten (mit Zwischenklemmung von Kössener Schichten) am Gipfel des Kesselspitz (2).

XI. Zwei Kombinationen von Relief und geologischem Profil aus natürlichem Gestein.

1. Quellenhorizonte am Hematkelgehänge südlich von Gschnitz: a) Horizont an der Auflagerungsgrenze von Wettersteindolomit auf Gneis (3), b) Horizont an der Auflagerungsgrenze von Tribulaundolomit auf Cardita-schichten (4).

2. Quellenhorizonte am Grazaungehänge südlich von Trins: a) Horizont an der Unterschiebungsgrenze von Quarzphyllit unter Rhätkalk im Verzahnungsbereich der Steinacher mit der Ötztaler Decke, b) Horizont an der Auflagerungsgrenze von oberkarbonischem Quarzkonglomerat auf Quarzphyllit.

XIII. Eine Fossilientafel aus natürlichem Gestein. Flache Steinkerne von Cephalopoden des Adnether Lias vom Gipfel des Kesselspitz, innerhalb eines Rahmens zusammengestellt.

XV. Tektonische Modelle aus einem Stück natürlichen Gesteins, welches die betreffende Tektonik schon im kleinsten zeigt. Zu Nr. 1 bis 5 dieser besonderen Art von Schaugebildern kamen hinzu:

6. Schwebende Lagerung von dünnschichtigem Kalk.
7. Wechsellagerung von Kalk und Schiefer.
8. Flexur von rhätischem Glimmerkalk.
9. Knickfaltung von Rhätkalk.
10. Knickfaltung einer Wechsellagerung von Kalk und Schiefer.
11. Knickfaltung von Quarzschiefer.
12. Torsionsfaltung von Glimmerschiefer.
13. Fänelung von Glimmerschiefer.

Anschließend ein morphologisches Modell aus einem einzigen Stück natürlichen Gesteins: Karrenrelief aus Dolomit (Gipfel des Weißwandspitz). Von neuen Arten solcher aus einem Gesteinsstück adaptierter Darstellungen wurden geschaffen:

XVI. Ein geologisches Profil: Asymmetrische Antiklinale in Glimmerschiefer.

XVII. Drei geologische Landschaften:

1. Gipfelschrofen aus Quarzphyllit mit eingelagerter Quarzlinse.
2. Schrofen aus flach gelagertem Augengneis.
3. Schrofen aus steilgestelltem, wellig gebogenem Glimmerschiefer.

XVIII. Eine Kombination von geologischem Relief und geologischem Profil: Schrofen von unterem Rhätkalk. Die Lithoplastiken XVI bis XVIII sind — wie die in meinem zweiten Berichte unter XV angeführten — Modelle und nicht Darstellungen bestimmter Örtlichkeiten.

XIX. Eine besondere Neuschöpfung war: Ein Paläophytoplastikon. Aus in passender Form gewählten und zusammengefügteten Organteilen rezenter Holzgewächse und Gefäßkryptogamen hergestellte, sehr verkleinerte Nachbildungen von Pflanzentypen des Anthrakolithikums zu einer plastischen Miniaturdarstellung eines Waldes der Steinkohlenzeit vereint. Ein sehr wirkungsvolles Schaugebilde.

XX. Zwei Mosaiken aus nacharchaischen Gesteinen des Gschnitztales:

1. Sternmosaik aus vier mesozoischen Gesteinen der Öztaler Decke (weißer, grauer, grünfleckiger Rhätmarmor, roter Liasschiefer).

2. Sternmosaik aus vier paläozoischen Gesteinen der Steinacher Decke (schwarzer Anthrazitschiefer, brauner Karbonsandstein, grüner kulmischer Diabastuff und weißer permotriadischer Quarzschiefer). Hierzu eine kleine Kollektion von Kuriositäten, erwähnenswert ein Klüftungstück von Quarzphyllit in der Form eines Oktaeders.

Das über die Herstellungsweise der Schaugebilde meines Museums im ersten Berichte Gesagte gilt auch von den in diesem Berichte genannten. In den letzten Jahren sind die Besuche meines Museums der Lithoplastiken durch aus- und inländische Fachgenossen leider spärlich geworden; hoffentlich wird das wieder anders werden.

Schrifttum.

1. KERNER, F., Mein geologisches Lokalmuseum bei Trins im Gschnitztal. Verh. geol. Bundesanst., Nr. 5/6, Wien, 1932.

Neues von meinem geologischen Museum bei Trins im Gschnitztal. Verh. geol. Bundesanst., Nr. 6, Wien, 1938.

2. KERNER, F., Die Überschiebung am Gipfel des Kesselspitz. Verh. geol. Bundesanst., Nr. 5, S. 706, Wien, 1925.

3. KERNER, F., Die Grenze zwischen Kristallin und Trias am Nordfuß des Tribulaun. Verh. geol. Bundesanst., Nr. 7, S. 118, Wien, 1920.

4. KERNER, F., Die Äquivalente der Carditaschichten im Gschnitztale. Verh. geol. Bundesanst., Nr. 17/18, S. 395, Wien, 1910.

Personalveränderungen

bei der Reichsstelle für Bodenforschung, seit 1. April 1941.

I. Beamte:

A. Anstellungen:

1. Studienrat Dr. Adolf Watznauer, Freiberg i. Sa., zum Bezirksgeologen ernannt.
2. a. p. Reg.-Insp. Helmut Müller zum Regierungsinspektor ernannt.

B. Ausgeschieden:

1. Bezirksgeologe Dipl.-Chemiker Dr. Wilh. Benade infolge Übertritt in den Dienst des Moorforschungsinstitutes für das gesamte deutsche Bäderwesen in Franzensbad.
2. Amtsgehilfe Otto Barheine infolge Versetzung in den Ruhestand.

C. Auszeichnungen:

Amtsgehilfe Fritz Becker, Treudienstehrenzeichen in Gold für 40 jährige Dienste.

II. Wissenschaftliche Angestellte:

A. Anstellungen:

Dr. Ernst Wölck.

Die Kellaway-Oxford-Erze südlich des Schwarzwaldes.

Von C. SCHNARRENBERGER, Freiburg i. Br.

(Mit 1 Abbildung.)

Inhalt.

Überblick	41
1. Der Randen	43
2. Der Klettgau	44
3. Tafeljura und Lägern	45
4. Der Tafeljura zwischen Aare und Birs	45
5. Der Elsässer Jura (Pfirt)	46
6. Die Zentralalpen	47
7. Die Herkunft des Eisens	47
Verzeichnis der benützten Schriften	48

Überblick.

Es handelt sich hier um folgende Gebiete (siehe Abbildung): Im Anschluß an das Haupterzrevier um die Donau (Gulmadingen) und Aitrach (Zollhaus—Blumberg) folgt der Randen von der Wutach in der Linie

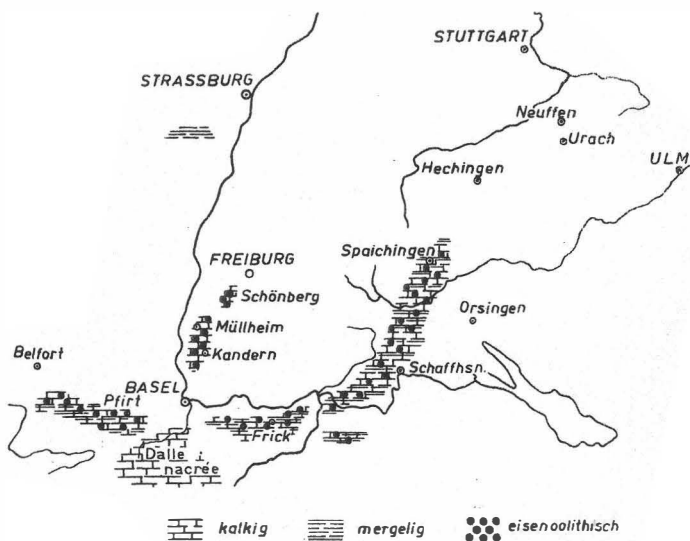


Abb. 1.
Heutige Verbreitung des Macrocephalenooliths.

Achdorf—Stühlingen bis Schaffhausen—Beuren. Dann kommt der Klettgau südlich der Straße Stühlingen—Schaffhausen bis an den Rhein zwischen Eglisau und Kadelburg. Zwischen Rhein und Aare liegen Eisenoolithe im nordöstlichsten Tafeljura und im östlichsten Ausläufer des Faltenjura in dem 10 km langen, schmalen Gebirgszug der Lager n. Von der Aare an lassen sich Eisenoolithe nachweisen bis ins Tal der Birsig, in dem ganzen Gebiet zwischen dem Rhein und dem untersten Abschnitt der Aare von Olten abwärts bis Koblenz. Hier liegt das Hauptrevier des Jura, die mächtigen Kellaway- und Oxforderze von Herznach und Wölflinswil im Fricktal. Bis zur Birs, die bei Basel mündet, sind keine sicheren Anzeichen von altem Bergbau vorhanden. Die Brauneisenerzflöze beginnen erst wieder in den NW-Pfeilern des großen Juragebirges und reichen hier bis zum Knie des Doubs, setzen aber auch in die nördlichsten O—W-laufenden Ketten, die Bürgerwaldkette (Pfirt) und den Glaserberg auf elsässischem Boden, hinein, wie unsere Untersuchungen in den letzten Monaten erwiesen haben.

Ob im Elsgau abbauwürdige Juraerze vorhanden sind, läßt sich nicht sagen, weil die Aufschlüsse nicht tief genug ins Juraprofil hinunterreichen. Erst recht gilt das für den Sundgau und die Burgundische Pforte. Hier kommen nur oligozäne Mergel und Steinmergel an die Oberfläche, von denen man weiß, daß sie auf höheren Horizonten des Malm, Sequan, Kimmeridge, auflagern. Unter diesen Umständen könnten hier nur Bohrungen von vielen hundert Metern Teufe Aufschlüsse schaffen. Jenseits der Burgunder Pforte ist in den Jurabergen um Belfort Hoffnung vorhanden, die Kellawayerze durch Schürfe von geringer Tiefe aufzuschließen, gerade auch in dem Gebiete der großen Forts La Motte und Justice, die die tiefliegende Stadt im NO überragen. Die Fortsetzung des Braunen Jura ist sowohl nach N in das Oberrheintal am S-Fuß der Vogesen Senheim—Aue, wie nach SW in die Juraberger der oberen Saône und im W dann am O-Rande der Pariser Senke zu verfolgen.

Die Doggererze des Nordschweizer Jura kommen wieder in den zentralen und westlichen Teilen der Schweizer Alpen heraus. Vom S-Ende des Vierwaldstätter Sees, Windgälle, über den Briener See, Erzegg und Planplatten, bis nach Chamoson am Grand Muveran im Valais, 14 km westlich Sitten im Rhône-tal, ist der Malm in der Fazies der Oxfordschiefer ausgebildet wie im Berner Jura und enthält in den gleichen Horizonten, unteres Oxford und Kellaway, Lager und Linsen von oolithischem Eisenerz, deren einer besonders charakteristischer und bekannter Bestandteil der Chamosit ist.

Eine Sonderstellung unter den Juraerzen am Oberrhein nimmt das Roteisensteinlager am G o n z e n ein, 1000 m über dem Rheintal bei Sargans am Eingang nach dem Walensee.

Die Entstehung dieses nicht oolithischen Erzlagern im Malm ist nicht geklärt. Ähnliche Dinge liegen im Hochgebirgskalk der Alpen. In den Berner Alpen, am Welligrat oberhalb des Rosenlauri in 2500 m Höhe, sind drei übereinander liegende Roteisensteinlager vorhanden von 1 bis 2 m Stärke, mit Spuren aller Baue.

1. Der Randen.

Von den sogenannten Doggererzen sind am Randen nur die Humphriesi-Subfurcatus-Erze und die Kellaway-Oxford-Erze von Bedeutung.

Der Ferrugineushorizont führt zwar auch gelegentlich Oolithkörner. Der Eisengehalt der gesamten Bank dürfte aber kaum über 10% Fe hinausgehen.

Da der hier zu behandelnde Anteil des Randen mit Ausnahme der Ecke nördlich Merishausen auf Schweizer Gebiet liegt, kann nur auf Grund der vorhandenen Literatur berichtet werden. Ich habe aber einen großen Teil der Hauptaufschlüsse zur Zeit der Landesaufnahme vor dem großen Krieg unter Führung von FERDINAND SCHALCH gesehen. Begehungen in den letzten Jahren am S-Ende des Randen ließen erkennen, daß von Schweizer Seite Schürfarbeiten fast im gesamten Gebiet gemacht worden sind. Zugleich wurde aber auch klar, daß die Alten hier schon geschürft und gefördert hatten, trotzdem bei der Bevölkerung die Erinnerung daran untergegangen ist. Das 18. und der Anfang des 19. Jahrhunderts mit ihrem riesigen Bedarf an Stückkugeln während der großen Kriege sind die Perioden der Verwendung der jurassischen Eisenoolithe.

Der Subfurcatus-Humphriesi-Horizont ist nur am O-Rande des Gebirges von der Aitrach an und um die SW-Ecke herum bei Siblingen durch gelegentliche Aufschlüsse entblößt. Eine charakteristische Schichtfolge ist oberhalb Beggingen vorhanden:

1. Parkinsonschichten.
2. 0,60 m dunkler, oolithischer Mergelkalk (Bifurcatenoolith).
3. 2,40 m schwarze, glimmerige Mergel.
4. 1,40 m oolithische Kalkbänke voll von Versteinerungen (Humphriesioolith).
5. 0,90 m graue Mergel und blaue Kalksteine mit *Belemnites giganteus*.
6. 4,00 m versteinungsleere Blaukalke.

Die Ausbildung ähnelt also abgesehen von der geringeren Mächtigkeit noch sehr der an der Donau (Nordfeld). Sie ist kalkig und dürfte es durch den ganzen Randen hindurch bleiben. Nach dem inneren Hegau zu dürfte das ganze Profil tonig werden.

Der Kellaway-Oxford-Horizont ist sowohl am O-Rande des Höhenzuges (900 bis 924 m) wie im Zentrum um die Ortschaft Merishausen erschlossen. Entsprechend der stratigraphischen Lage etwa 50 m über dem Subfurcatoolith sind auch am S-Rand des Gebirges über Siblingen hinaus, bis gegen Löhningen hin, noch gelegentliche Aufschlüsse vorhanden. Bei den starken Verrutschungen der steilen Gehänge können aber nur Aufschlüsse an sicheren Stellen authentischen Einblick in die Lage vermitteln. Der Aufschluß an den Schönegeten (Erläuterungen zu Blatt Wiechs—Schaffhausen [Nr. 145], 1916, S. 50) hat folgendes gezeigt:

1. Grenzbank der Birmensdorfer Schicht (*Peltoceras-transversarius*-Horizont).
2. 0,65 m dunkle Tone mit groboolithischen Mergelknollen.
3. 0,22 m graue, oolithische Kalkbank mit ockergelben, schaligen Oolithkörnern;
A. macrocephalus
4. 1,20 m rostrote Eisenoolithe, kalkig.
5. 0,22 m mergelige Bank mit *Zeilleria lagenalis*.

Auch hier erkennt man eine starke Reduktion der Mächtigkeit der Oolithe auf etwa 40 bis 50% gegenüber den Verhältnissen an der Aitrach.

Über die Verhältnisse um Merishausen läßt sich nur sagen, daß die Ausbildung noch immer kalkig ist.

Der Gesamterzhorizont ist 2 m dick und hat ein festes Hangendes, die Birmensdorfer Bank. Hier liegen also günstige Verhältnisse für den modernen Bergbau vor.

Über die Fortsetzung der Macrocephaluserde vom Randen in den Hegau hinein und noch weiter nach dem Bodensee zu in der Richtung auf das Vindelizische Land haben die Bohrungen in Beuren und Langenstein (Orsingen) einigen Aufschluß gebracht.

In Beuren waren die Verhältnisse noch wie im Donautal, wenn sich auch nach dem Liegenden des Lagers eine Vertonung bemerkbar gemacht hat. Dagegen war in Langenstein die Entwicklung tonig. Gleichzeitig war der Ornatenton, oberstes Kellaway-Oxford, der an den Schönegeten nur 0,65 m dick war, mächtig angeschwollen. Man muß also wohl für die ganze Senke zwischen Schwarzwald und dem Vindelizischen Land und dessen Fortsetzung, dem autochthonen Alpenkern, mit toniger Ausbildung rechnen.

2. Der Klettgau.

Nachdem schon der badische Staat nach dem Kriege Schürfarbeiten hat ausführen lassen, wurde im Jahre 1938 durch die Vereinigten Stahlwerke der ganze badische Anteil dieses Gebietes durch Schürfarbeiten am W-Ende und durch zwölf Bohrungen im zentralen und östlichen Teil untersucht, wobei Teufen von 540 m erreicht wurden (Nack). Ein Teil der flacheren Bohrungen hat auch noch das Humphriesi-Subfurcatus-Lager und das Murchisonaelager erreicht, die aber weit unter der Bauwürdigkeit lagen. Diese Bohrungen waren über das ganze Gebiet gleichmäßig verteilt, wenn auch das Zollausschlußgebiet mit den Orten Jestetten, Lottstetten und Nack etwas bevorzugt wurde. Gerade diese Bohrungen haben aber nur geringe Hoffnungen erweckt, teilweise ist das Macrocephaluslager vollständig vertaubt wie in Jestetten I, oder der Fe-Gehalt beträgt nur etwa 10% wie bei Jestetten II und III. Auch bei Lottstetten läßt die Ausbildung des Lagers zu wünschen übrig; nur die obersten 75 cm hatten einen Fe-Gehalt von 21%. Ähnlich liegen die Verhältnisse in der Bohrung von Nack.

Etwas besser ist die Erzqualität bei den Bohrungen im vorderen westlichen Klettgau. Bei der Anlage des Bohrplanes ging man von der Vermutung aus, daß in der Linie Grießen—Bühl—Nack eine Mulde vorläge ähnlich der Aitrach—Wutach-Mulde, in der die großen Donau—Aitrach-Felder liegen. Eine Streichkurvenkarte des Kellawayflözes über den ganzen Klettgau, auch des Schweizer Anteils westlich Schaffhausen, zeigt jetzt, daß man es mit einer sehr gleichmäßigen Platte zu tun hat. Größere Störungen scheinen zu fehlen. Nur bei Küßnach und Bechtersbohl ist eine einzelne SO.—NW-streichende Verwerfung von etwa 40 m Sprunghöhe bekannt geworden. Das Einfallen der Erzplatte im Klettgau nach SO beträgt 4 bis 5°. Zum Vergleich mit dem Randen soll der Kern Günstgen herausgegriffen werden:

1. 2,00 m helle fahle Kalke mit Glaukonitkörnern. Birmensdorfer Bank.
2. 1,50 m dunkle Kellawaytone mit *Cosmoceras Jason*.
3. 0,40 m schwarzgraue Mergel mit feinverteilten Oolithen.
4. 0,70 m oolithisches Lager mit tonigem Bindemittel.
5. 0,40 m kalkig-toniges Lager mit feinverteilten Oolithen.
6. 0,55 m desgleichen.
7. 0,95 m dunkelgraue Mergelkalke mit wenig Oolithen.
8. Varianssschichten.

3. Tafeljura und Lägern.

Im N-Zipfel dieses Gebietes, also gerade in der Fortsetzung des Klettgaues über den Rhein nach W, ist die Kellaway-Cordatus-Zone in einer merkwürdigen Form vorhanden: Über den Varianssschichten liegt ein 1,2 m mächtiger dunkler, bald feiner, bald grobkörniger Eisenoolith, der sich aus Geröllen und Brocken der obersten, an anderen Orten anstehenden Doggerschichten zusammensetzt (BADER, S. 45). In dieser Gesteinsbank liegen Ammoniten der Macrocephalus- und Cordatuszone gemischt beisammen. „Aufbereitungszone“ hat man diese Fazies genannt. Die Küste muß sehr nahe gelegen haben; das Meer war wenig tief, so daß es den Wellen gelang, den Untergrund fortwährend aufzuwühlen, die einzelnen Brocken und Schalen mitsamt den darin enthaltenen tierischen Resten zu mischen und wieder abzulagern. Die Birmensdorfer Schicht überlagert die Bank wieder gleichmäßig.

Der Raum zwischen diesem Gebiet und der Lägernkette wird von Molasse eingenommen, so daß über die Ausbildung des Eisenerzhorizontes nichts ausgesagt werden kann. Da aber in den Lägern selbst trotz der mäßigen Aufschlüsse und der immerhin schon komplizierten Struktur der Kette noch recht gut aussehende Stücke des Erzes gesammelt wurden, darf man annehmen, daß in dem großen Zwischengebiet das Lager ebenfalls in der kalkigen, nun schon vom Klettgau her bekannten Ausbildung von 1 bis 2 m Mächtigkeit vorhanden sein wird, allerdings schon in bedeutender Tiefe von etwa 400 bis 500 m (in der etwas kurz ausgefallenen Erläuterung zur geologischen Karte der Lägern wird der Horizont mit 60 cm bis 1 m Mächtigkeit angegeben). Die Lägernkette taucht steil unter die Molassefüllung der Mittelschweiz unter. Man darf hier tonige Fazies annehmen bis zum Wiederauftauchen des Eisenhorizontes am N-Rand des autochthonen Alpenkernes.

4. Der Tafeljura zwischen Aare und Birs.

Westlich der Aare fehlt das Kellaway ganz oder ist doch sehr reduziert. Auch wir haben nur Spuren des Erzes gefunden, das aber noch kalkig war. In dieser Form lassen sie sich bis gegen Basel hin verfolgen. Diese Erzplatte schwillt nun in der Gegend von Frick zu besonderer Mächtigkeit an. Sie war vor der Auffaltung und Überschiebung des Faltenjuras auf den Tafeljura als durchgehende Platte zum Absatz gekommen. Die untermiozäne Erosion hatte aber schon vor der Überschiebung des Faltenjuras durch die Kellawayplatte hindurchgegriffen und den ganzen Kellaway-Oxford-Horizont und damit die Eisenerze entfernt. Die Erosionsrinne ist mit obermiozäner Juranagelfluh erfüllt. So kommt es, daß das jetzt noch vorhandene Erzflöz Herznach—Wölflinswil durch die eben erwähnte Erosionsrinne im S umgrenzt ist und im N durch diluviale Täler. In diesem Gebiet besteht das Flöz aus einer durchschnittlich 3 m mächtigen Platte, die SW—NO streicht und mit zirka 4 bis 5° einfällt. Um Irrtümer zu vermeiden, soll ausdrücklich betont werden, daß dieses Kellawayerz auch nach O und W vorhanden ist, wenn auch in geringer Mächtigkeit und schlechterer Qualität. Soweit man es heute übersehen kann, ist dieses Lager auch noch im Faltenjura ausgebildet, wenn auch geringer mächtig und minderwertig im Eisengehalt.

Zweifellos ist das Gebiet von Herznach—Wölflinswil das Kernstück des Lagers im Jura, und es muß im Zweifel gelassen werden, ob zwischen Rhein und Aare noch einmal an einer anderen Stelle ein gleich günstiges Lager vorhanden ist. Das Fricktalerz zeigt drei Abteilungen. Man unterscheidet:

1. Das untere Lager,
2. das Zwischenmittel,
3. das obere Lager.

Das obere Lager ist tief braunrot und ähnelt dem braunen Lager auf der Grube Fortuna in Salzgitter. Es ist voll von Belemniten. Das untere Lager ist dunkelbraun und enthält nur wenige Fossilien. Das Zwischenmittel ist dunkler als das obere Lager und zeigt in der Grundmasse wenig Oolithe. Das obere Lager ist bis 1,2 m mächtig, das untere bis 1,5 m und das kalkig-kieselige Zwischenmittel 0,1 bis 0,15 m mächtig, so daß eine Gesamtmächtigkeit von etwa 3 m herauskommt. Von dieser Mächtigkeit werden 2,5 bis 2,7 m gebaut. Der Eisengehalt des oberen Lagers beträgt im Durchschnitt 32%, der des unteren Lagers 28%. Für das ganze Lager wurde ein Durchschnittsgehalt von 30,5% Eisen ermittelt. Die Vorräte werden mit 40 Millionen Tonnen angegeben.

Von Frick nach W läßt sich nun das Kellawayerz bis ins Tal der Birs verfolgen mit schwankender Mächtigkeit, die aber bei Liesberg im Birstal wieder mit 1,8 m Stärke angegeben wird. Und nun kommen wir schon in die nördlichen Juraketten, die hinüberleiten ins südliche Elsaß. Südlich dieser Erzzone herrscht nun aber im überwiegenden westlichen Jura die normale Ausbildung der Macrocephalusschichten. Diese Ausbildung besteht im tieferen Teil aus Mergeln und mehr oder weniger tonigen und sandigen Kalken. Dieser Komplex ist namentlich im südöstlichen Solothurner Jura dem Terrain à chailles des Oxford sehr ähnlich. Das sind gelbliche, kieselige Mergel mit verkieselten Versteinerungen. Nach oben überwiegen die Kalke und bauen sich vielfach aus spätigen Gemengteilen auf. Diesen Spatkalk nennt man in der Schweiz „Dalle nacrée“. In dieser Form kann der Macrocephalushorizont eine Mächtigkeit bis zu 50 m erreichen. Im W wachsen die Spatkalke gegenüber den sandigen tonigen Kalken und Mergeln an, gleichzeitig vermindert sich die Mächtigkeit des Komplexes in seiner Gesamtheit (M. MÜHLBERG, S. 324—327).

5. Der Elsässer Jura (Pfirt).

Im Pfirter Jura herrscht die Fazies des oberen Dogger und unteren Malm, wie sie an der Birs beginnt. Das Macrocephaluslager ist nach den jüngsten Untersuchungen des Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine als 5 m starker kalkiger, eisenschüssiger Oolith ausgebildet. Wir haben ihn in dieser Form am Glaserberg und an der Birgmatt wiedergefunden. Die Untersuchungen nach der chemischen Seite hin sind erst im Gange.

Am S-Rand der Vogesen zwischen Belfort und Masmünster scheinen keine Aufschlüsse im Kellaway vorhanden zu sein. Vielleicht liegen die Verhältnisse wie drüben bei Kandern am S-Abfall des Schwarzwaldes, wo der Eisenoolith sowohl in der Macrocephaluszone wie in der Ancepszone je etwa 1,5 m stark in kalkiger Form vorhanden ist, getrennt durch min-

destens 20 m dunkle Kellawaytone. In dieser Form ist das Kellaway am Schwarzwaldrand bei Müllheim bis zum Schönberg bei Freiburg vorhanden. Es sind Anzeichen da, daß auch diese Erze versuchsweise zur Verhüttung gegraben wurden, zum Beispiel am Krottenstollen bei Vögisheim. Die Erzflächen sind allerdings überall gering durch die starke Zerstückelung der rechtsrheinischen Vorbergzone.

Auf der elsässischen Seite ist Kellaway bis jetzt erst einmal bei einer Brunnenbohrung am Scharrachberg auf der Höhe von Straßburg ange-
troffen worden. Es sind nahe der Oberfläche hellgelbe, in der Tiefe blau-
graue, bald hellgrau werdende Mergel von undeutlicher Schichtung mit
ebenem bis muscheligem Bruch. Der Versteinerungsinhalt deutet durch
Reineckia greppini und *Cosmoceras Jason* auf die obere Abteilung des
Kellaway hin (BENECKE, 1909, S. 439).

Ob der sonst im Rheintal Eisenoolithe führende untere Horizont des
Kellaway, die Macrocephaluszone, in dieser Gegend vorhanden ist, weiß
man nicht.

In dieser mergeligen Form, die durch beginnende Verkieselung in Ge-
steine überleiten kann, die dem Terrain à chailles ähnlich sehen können,
ist das obere Kellaway aus der Côte lorraine in der Gegend der Combres-
höhe, bei Gussainville und Étain bekannt. Hier würde also erneut eine
Fazies auftreten, die wir weit im S im Solothurner Jura kennenlernten.

Dem Scharrachberg gegenüber, auf der badischen Seite des Rheins,
wurden bei der Petrolbohrung Sinzheim 1 (RB. 319) zwischen 1036,25 und
1096 m 1,15 m Kalkstein, grau, zum Teil stark mergelig, stellenweise kleine
schwarze Eisenooide, splitterig brechend, angetroffen und als Macro-
cephalusoolith angesprochen.

6. Die Zentralalpen.

Und nun zum Schluß noch ein paar Worte über die Kellawayerze im
Aarmassiv. In seiner autochthonen Sedimentdecke finden wir unsere juras-
sischen Eisenoolithe wieder. In der Gegend der Windgälle liegt auf den
Gneisen über einer dünnen Triasdecke (Röthidolomit) sogleich der braune
Jura mit Echinodermenbreccien und Korallen. In Echinodermenkalk wur-
den zwischen der großen und kleinen Windgälle, an den „Roten Hörnern“,
Porphyngerölle gefunden und daraus auf eine alte Porphyrininsel geschlossen.
Bis zur obersten Echinodermenbreccie keilen die Sedimente gegen den
Rücken aus. Erst die höheren Schichten greifen transgressiv über den
Rücken hinweg. An Eisenoolithen sind drei Lager gefunden worden, ein
unbedeutendes lokales unteres über dem Opalinuston, dann der uns schon
bekannte Bifurcaten- und der Kellawayoolith, der nach der Blegialp Blegi-
oolith genannt wird. Die Ausbildung ist überall kalkig.

Die Verhältnisse im Aarmassiv mit ihrer hochtauchenden Grundgebirgs-
insel können einen Fingerzeig bieten für die Art, wie die Eisenoolithe gegen
den Schwarzwaldkern ausgekilt sind.

7. Die Herkunft des Eisens.

In den Alpen ist das Eisen aus dem Gebiete des heutigen Zentral-
massivs gekommen. Und ich bin mit den vorsichtigen Beurteilern der
Geologie am Oberrhein immer der Meinung gewesen, daß das Eisen der

jurassischen Eisenoolithe rund um die Gebirge Schwarzwald und Vogesen aus dem Bereich dieser Gebirge stammt, die in den Phasen der Oolithbildung als flache Inseln aus dem Jurameer herausgeragt haben mögen. Zum erstenmal wurde dieser Gedanke durch VAN WERVEKE für die Vogesen ausgesprochen (1914, S. 22). Ich habe diesen Gedanken als Standpunkt benützt bei den Arbeiten der Badischen Geologischen Landesanstalt zur Aufschließung der Juraerze am ganzen Schwarzwaldrand. Nach dieser Meinung liegen die hochwertigen Erze innen, nahe dem Gebirgsrand. Die Qualität verschlechtert sich nach außen, vom Rande weg. Es ist nie ein Aufschluß bekanntgeworden, der gegen dieses Prinzip verstößt. Die sandige Fazies der Horizonte läge dann noch weiter nach innen, den Kernen von Schwarzwald und Vogesen zu. Sie ist durch die Abtragung und Erosion beseitigt. Für diese Sandfazies steht ein Streifen von 20 bis 40 km Breite zur Verfügung. Eine 10 m dicke Kappe von der Fläche des heutigen Grundgebirgskernes im Schwarzwald ist recht wohl imstand, den Eiseninhalt der Jura horizonte rund um das Gebirge zu liefern.

Verzeichnis der benützten Schriften.

- AMSLER, A.: Zur Bildung der Eisenoolithablagerung von Herznach—Wöllinswil. — *Eclog. Geol. Helv.* **14**, 1920—22.
- AMSLER, A.: Die alten Eisenindustrien des Fricktales, bei Erlinsbach und in benachbarten Gebieten des östlichen Juras im Licht der Flurnamen. — *Argovia* **47**, 1933.
- BADER, FRITZ: Beiträge zur Geologie des nordöstlichen Tafeljura zwischen Aare und Rhein. — Diss., Zürich 1925.
- BENECKE, E. W.: Über einen neuen Juraaufschluß im Unter-Elsaß. — *Mitt. geol. Landesanst. von Elsaß-Lothringen* **6**, 1909.
- FEHLMANN, H.: Die Eisenerzlagertstätten der Schweiz mit besonderer Berücksichtigung der Lagerstätte im Fricktal. — Aarau 1934.
- FRANK, M.: Facies und Bildung des Braunen Jura im Bereich der Schwäbischen Alb. — *N. Jb., Beil. Bd. 82, Abt. B*, 1939.
- GIBERT, A.: La Porte de Bourgogne et d'Alsace. (Trouée de Belfort), Paris 1930.
- GILLET, S., & D. SCHNEEGANS: Stratigraphie des Terrains jurassiques dans la région de Ferrette. — *Bull. serv. carte géol. d'Alsace et de Lorraine* **2**, 1933.
- GÖHRINGER, A.: Erläuterungen zu Blatt Lienheim (1915).
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz. — Bd. **1**, 1919.
- HUMMEL, K. L.: Die Tektonik des Elsgaues (Berner Tafeljura). — *Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br.* **20**, 1914.
- MÜHLBERG, M.: Vorläufige Mitteilung über die Stratigraphie des Braunen Jura im nordschweizerischen Juragebirge. — *Eclog. Geol. Helv.* **6**, 1900.
- ORGEVAL, M.: Etude du Tertiaire de Hirtzbach (Haut-Rhin) et du Jurassique du Jura alsacien. — *Compte-Rendu des Séances du groupe des géologues pétroliers de Strasbourg*, Nr. 4—6, 1933—36.
- SCHALCH, F.: Der Braune Jura des Donau—Rhein-Zuges nach seiner Gliederung und Fossilführung. — *Mitt. bad. geol. Landesanst.* **3**, 1899.
- SCHALCH, F.: Erläuterungen zu Blatt Wiechs—Schaffhausen (1916), Jestetten—Schaffhausen (1921), Griefen (1922).
- SCHMIDT, C.: Karte der Fundorte von mineralischen Grundstoffen in der Schweiz, 1:500.000. Mit Erläuterungen. Edit. française, 256 Seiten. — *Geotechn. Ser. d. Beiträge zur Geologie der Schweiz*, 1920.
- SCHNEEGANS, D.: Notes sur la tectonique du Jura alsacien. — *Bull. serv. carte géol. d'Alsace et de Lorraine* **2**, 1933.
- WERVEKE, I. VAN: Die Entstehung des Mittelrheintales und der mittelhheinischen Gebirge. — *Mitt. Ges. f. Erdkunde und Kolonialwesen zu Straßburg, Elsaß*, 1914.

Die eisenoolithischen Horizonte (ohne das Kellaway) im Jura des Oberrheintalgrabens und der angrenzenden Gebiete.

Von L. ERB, Freiburg i. Br.

(Mit 4 Abbildungen.)

Inhalt.

Überblick	49
1. Die Eisenoolithe der Murchisonaeschichten	53
2. Die Eisenoolithe der Sowerbyischichten	57
3. Die Eisenoolithe der Sauzeischichten	57
4. Die Eisenoolithe der Humphriesischichten	58
5. Die Eisenoolithe der Parkinsonischichten	59
6. Der Ferrugineusoolith	60
Angeführte Schriften	60

Überblick.

Die im Dogger so weit verbreitete und mehrfach wiederkehrende eisenoolithische Fazies hat schon im Lias α einen Vorläufer gehabt. In der Baar und im Randengebiet — etwa zwischen Donaueschingen und Schaffhausen — sind die Angulatusschichten zum Teil mehr oder weniger eisenoolithisch entwickelt (SCHALCH, 1909, S. 19). Es handelt sich dabei um eine wenige Dezimeter mächtige Kalkbank. Auch im Lias des Oberrheintalgrabens ist diese Ausbildung wenigstens angedeutet durch Eisenschüssigkeit des Kalks, stellenweise auch durch oolithische Struktur (PRATJE, 1923, S. 332). Ähnliche Verhältnisse herrschen im schweizerischen und westlich von Belfort im französischen Jura.

Im weiteren Verlauf blieb die eisenreiche Fazies in den erhaltenen und bekannten Vorkommen zunächst aus, stellte sich dann gegen Ende des Lias in Lothringen ein, um während des unteren Doggers — Opalinuston und bis in die Murchisonaeschichten hinein — dort ausgeprägt zu bleiben.

Mit den Murchisonaeschichten taucht die Eisenoolithfazies im Oberrheintalgraben südlich von Straßburg auf und reicht hier nach S bis in den schweizerischen Jura und nach SW tief in die Burgunder Pforte hinein. Gleichzeitig erscheint sie auch in Ostwürttemberg (Geislingen, Aalen).

Für die Betrachtung der nächstjüngeren Doggerschichten ist es notwendig, auf die vom mittleren Dogger ab verschiedene Entwicklung zu beiden Seiten der Schwarzwaldschwelle einzugehen.

Aus Tab. 1 ergibt sich, daß sowohl während der Zeit der Sowerbyischichten als auch der Humphriesischichten noch einigermaßen gleichzeitig zu beiden Seiten des Schwarzwaldes eisenoolithische Ablagerungen entstanden sind. Dann kommt der Höhepunkt der faziellen Differenz, welcher durch den kalkoolithischen Hauptrogenstein im W, durch den Parkinsonit im O gekennzeichnet ist. Während die Parkinsonitone eine eisenoolithische Zone nahe der Basis haben, ist der Hauptrogenstein mit einer eisenschüssigen und teilweise eisenoolithischen Transgressionsbildung im Dach versehen.

Mit der großen Kellawaytransgression gibt es dann wieder gleichzeitige Entstehung über weite Flächen.

Tabelle 1.

Gliederung des Braunen Jura westlich und östlich der Schwarzwaldschwelle.

Rauracien	westlich des Schwarzwaldes Korallenkalk	Stufen nach QUENSTEDT	östlich des Schwarzwaldes Birmensdorferschichten
Oxford . .	Terrain à chailles 40 m	ζ	Cordatusschichten } Lambertischichten } 1—3 m Ornatenton (z. T. schwach eisenool.) }
	Renggeriton 40 m		
Kellaway	Ancepston mit eisenool. Bank . . 10 m		
	Macrocephalusschichten (im S eisen- ool. Kalk) 4—5 m		
Bathonien	Variansschichten 20 m	δ	Parkinsonitone (nahe Basis eisen- ool. Kalk) 40—50 m
	Ferrugineusoolith (z. T. eisenool.), z. T. 2 Bänke von je 1—3 m		
Bajocien .	Hauptrogenstein 60—90 m	γ	Subfurcatussch. { mit eisenool. } Humphriesisch. { Ostreenkalk } 10—14 m
	Blagdenischichten 4—12 m		
	Humphriesischichten (eisenool. Mergelkalk) 1,5—6 m		
Aalénien	Sauzeischichten (lokal schwach eisenool.) 12—19 m	β	Blaukalkzone 6—8 m Sowerbyischichten (z. T. etwas eisenool. Kalkmergelbänke) 14 m
	Sowerbyischichten (lokal schwach eisenool.) 10—11 m		
Aalénien	Concavuzone u. Murchisonaeschich- ten (eisenool. Kalk) 12—16 m	α	Murchisonaeschichten (tonig, z. T. mit schwach eisenool. Mer- gelkalkbank) 15—16 m Opalinuston 60—100 m
	Opalinuston 80—133 m		

Tabelle 2.

Abbauwürdige und möglicherweise abbauwürdige Eisenerze im südwestdeutschen Jura.

Gliederung	QUENSTEDT's Dogger	Mosel	Elsaß	Baden	Burgund. Pforte	S-Elsaß	N- Schweiz	SO-Baden	O-Würt- temberg	
Oxf.	{ Cord.-Sch.- Rengg.- Lamb.- }	ζ	} Frick	} Blumberg Gutmading. Klettgau Randen Hegau		
Kell.	{ Anc.- Orn.- Macr.-Sch. }	} Kandern?	Montbél. }	Belfort?				Pfirt?
Bath.	{ Var.-Sch. Rogen- Knorri- stein Park. }	e
Baj	{ Humpfr.-Sch. Blaukalke Sow.-Sch. }	δ	Buchsw.?	Lörrach	} Nordfeld bei Immen- dingen ?	} Aalen Geislingen	
Aal.	{ Murch.-Sch. Opal.-Sch. }	β α	} Lothr.	{ Molsh. Senth. }	{ Kahlenb. Schönb. Kandern }		
Lias										

Die eisenoolithischen Horizonte usw.

Lokal hält sich die eisenoolithische Fazies noch in der Ornat- und Ancepszone, zuletzt in der Nordschweiz sogar bis in die Cordatusstufe hinein. Dann ist es mit der Eisenoolithbildung endgültig aus, denn helle Kalksteine und Mergel beherrschen ausschließlich die nun folgenden Absätze des Malms.

Eine einprägsamere Übersicht bekommt man, wenn man nur die abbauwürdigen Lager und damit die Zeiten intensivster Eisenoolithbildung herausgreift und diese Vorkommen in ihrer räumlichen Verteilung betrachtet. In Tab. 2 sind diese Örtlichkeiten zusammen mit den möglicherweise abbauwürdigen Lagern aufgeführt und in Abb. 1 dargestellt.

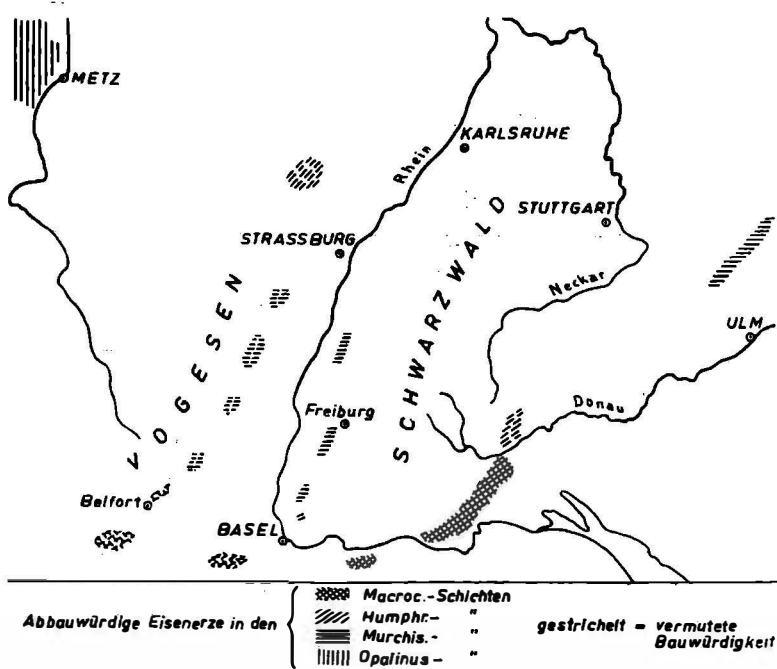


Abb. 1.

Eisenerzablagerungen im Dogger Südwestdeutschlands.

Es ergibt sich aus der Zusammenstellung das erste Erscheinen der ausgeprägten Eisenoolithfazies in Lothringen, anschließend ihr Auftauchen im Oberrheintalgraben südlich von Straßburg, gleichzeitig aber auch in Ostwürttemberg. Im mittleren Dogger ist sie zum Teil im Oberrheintalgraben und auch östlich vom Schwarzwald vertreten, um am Schluß, während des Kellaways und bis ins Oxford hinein nur noch im SO und im S ausgeprägt zu bleiben.

In diesem Wandern nach S kann man einen Ausdruck für die während des Doggers immer stärker werdende Überflutung und Auflösung des vindelizischen Landes, das im S und SO gelegen war, erkennen. Die eisenoolithische Fazies ist also offenbar an Transgressionen, nicht an Regressionen geknüpft. Wenn man diesen Gedanken weiter verfolgt, kann man

den Schluß ziehen, daß ein Block mit absinkender Tendenz viel eher in der Lage ist, Verwitterungsböden mit eisenreichen Lösungsresten zu liefern als ein aufsteigender Block. Ein aufsteigendes Gebiet erhält ein starkes Relief, auf dem tiefgründige Verwitterungsböden überhaupt nicht entstehen.

1. Die Eisenoolithe der Murchisonaeschichten (Abh. 2).

Wir erkennen im Oberrheintal eine Sandfazies im N, eine kalkig-eisenoolithische Fazies zwischen Lahr und Freiburg, welche südlich von Freiburg mehr mergelig-kalkig-eisenoolithisch wird und bis in die Burgrunder Pforte und den schweizerischen Jura so bleibt.

Die nördliche Sandfazies ist in der Langenbrückener Senke, einem Schollensystem bei Bruchsal, sichtbar. Es handelt sich um grünlich-graue oder braune, dünn-schichtige und „oft ziemlich eisenreiche“ Sand-

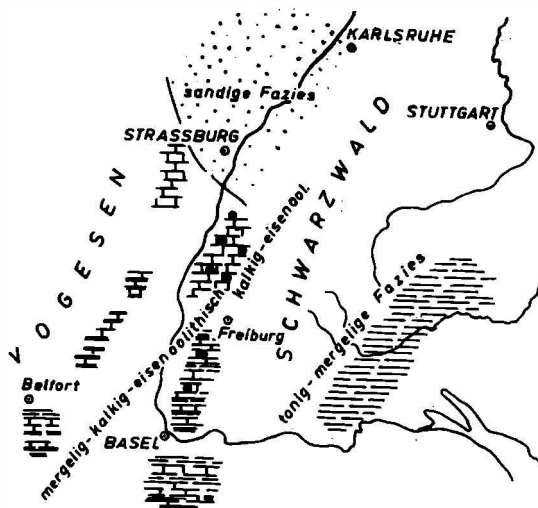


Abb. 2.

Ausbildung des Murchisonaeragers.

steine (THÜRACH, 1907, S. 16). Daß es in der Tiefe des Grabens ebenso ist, wissen wir von einigen Erdölbohrungen, welche den Dogger durchteuft haben. Nur zeigt sich dabei, daß die Eisenschüssigkeit auf wenige Lagen beschränkt ist, was man bei mangelhaften Tagesaufschlüssen leicht auf das ganze Schichtenpaket („Eisensandstein“) zu übertragen geneigt ist.

Linksrheinisch haben wir nördlich von Straßburg goldgelbe Sandsteine (BENECKE u. a., 1909, S. 163), also ähnliche Ausbildung, und in den Erläuterungen zu Blatt Buchweiler heißt es: „Stellenweise bemerkt man Spuren oder kleine Linsen von unreinem oolithischem Eisenerz.“ (VAN WERVEKE, 1904, S. 41.)

Nach S zu erscheint dann ziemlich rasch die kalkig-eisenoolithische Fazies, welche linksrheinisch in folgenden Schollen von N nach S angetroffen wird: Molsheim (zirka 2 km²), Oberehnheim (zirka 5 km²), Barr (zirka 3 km²); Rappoltweiler (zirka 2 km²), Reichenweier (2 bis 4 km²), Rufach (zirka 4 km²), Senthem (zirka 1 km²). Nach GILLET

& SCHNEEGANS (1935, S. 170) ist die Ausbildung kalkig-eisenoolithisch, und die beiden Verfasser berichten auch über einen früher bei Senthem-Aue (westlich von Sennheim) stattgefundenen Abbau in Stollen. Von einer anderen Stelle — aus der Gegend von Barr—Heiligenstein—Mittelbergheim—Bernhardsweiler — erwähnt übrigens schon DAUBRÉE (1852, S. 146) 2 m kalkiges Erz.

Rechtsrheinisch haben wir die S-Grenze der sandigen Fazies bei Lahr. In einem Schollensystem unmittelbar nördlich dieser Stadt wurden die Sandsteine auf 2 m Mächtigkeit eisenschüssig und eisenoolithisch angetroffen. Dann kommt ein fast sprunghafter Wechsel, sowie man südlich von Lahr die Schollen von Ringsheim und Herbolzheim erreicht. In einer Mächtigkeit von nicht weniger als 10 bis 12 m sind hier die Murchisonae-schichten in hohem Grad eisenoolithisch und eisenschüssig und fast im ganzen Schichtenpaket abbauwürdig. Das bleibt weiter nach S bestehen unter Zusammenschumpfen des bauwürdigen Lagers auf 5 m in dem nächsten größeren Komplex südlich von Freiburg, am Schönberg.

Ähnliche Verhältnisse herrschen noch in den Badenweiler Vorbergen, wo jedoch der Eisengehalt merklich unter 20% sinkt und das bauwürdige Lager nur noch 2 m dick ist.

Weiter im S finden sich noch am Hünenberg bei Lörrach schwach eisenoolithische Kalke mit Mergellagen (TREFZGER, 1925, S. 11), die nicht bauwürdig sind, während die bereits erwähnten Oolithe der Burgunder Pforte schon früher einen Abbau erfahren haben sollen.

Durch die großen bergbaulichen Aufschlüsse am Kahlenberg nördlich von Freiburg, am Schönberg südlich von Freiburg und an dem kleineren Vorkommen von Badenweiler, sowie durch zahlreiche Bohrungen in dem zwischenliegenden Gebiet ist der Aufbau der Schichten gut bekanntgeworden.

Wir haben spätige, eisenschüssige Kalke in vielfacher Wechsellagerung mit Eisenoolithlagen und zum Teil mit Sandkalken.

In der Basis der erzführenden Schichten treten Sandkalke in verschiedener Mächtigkeit auf, die mit zum Murchisonae-horizont gehören. Die ganze Mächtigkeit einschließlich dieser Sandkalke schwankt zwischen 11 und 18 m. Die Untergrenze ist gegeben durch die Opalinustone, die Obergrenze durch die ebenfalls tonig entwickelten Gryphitenmergel.

Liegende Sandkalke und erzführende Schichten haben einen sehr wechselnden Anteil an der Gesamtmächtigkeit, wie sich aus der folgenden Zusammenstellung ergibt:

		Nord		
	Weisweil $\frac{6}{10}$	Kahlenberg $\frac{12}{1}$	
			Schönberg $\frac{8-12}{5-6}$	
West	Tuniberg $\frac{5-6}{10}$	Krozingen $\frac{7,4}{4,8}$	Ost
			Buggingen $\frac{11}{3}$	
		Süd	Badenweiler $\frac{7}{4}$	

Erklärung: $\frac{6}{10} = \frac{6 \text{ m erzführende Schichten}}{10 \text{ m liegende Sandkalke}}$

Wir bemerken hier ein Anschwellen der liegenden Sandkalke auf Kosten der erzführenden Schichten von N nach S, besonders aber von O nach W.

Innerhalb der erzführenden Schichten ist oft nur ein kleiner Teil abbauwürdig. Abb. 3 zeigt die Mächtigkeit der erzführenden Schichten und die abbauwürdigen Meter.

Wiederum von N nach S betrachtet, fällt nach der Erzarmut nördlich von Lahr das Maximum der Abbauwürdigkeit südlich von Lahr auf. Nach

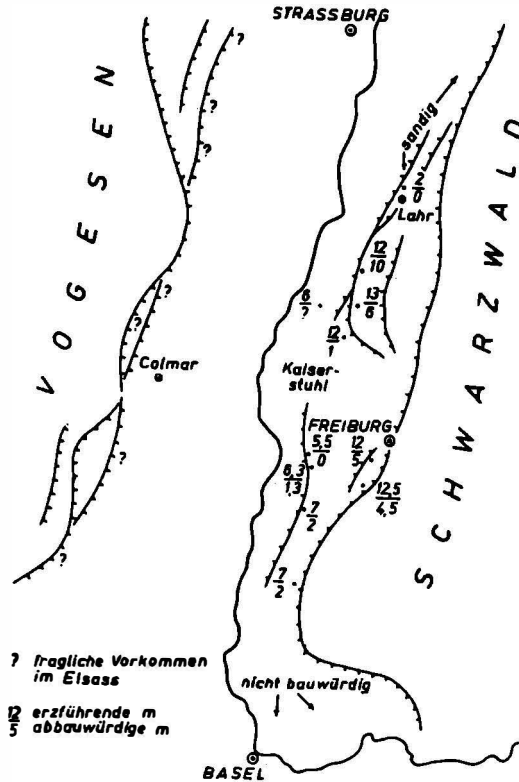


Abb. 3.

Mächtigkeiten des Murchisonae-lagers im Oberrheingraben.

S findet dann eine allmähliche Abnahme statt. Besonders stark ist aber die Abnahme von O nach W.

Auf diese Tatsache wird weiter unten noch zurückgekommen.

Bei Durchmusterung der einzelnen Bänke ergibt sich die Regel, daß die Kalkbänke weniger Oolithe führen, aber stark eisenschüssig sein können. Die dichtgepackten Oolithlagen kommen mehr in den schwach mergeligen Bänken vor. Wir haben also folgende Zusammenhänge bei der Sedimentation: Schwächere Eisenoolithbildung bei Niederschlag von eisenschüssigem Kalk, stärkere bei gleichzeitiger schwacher Mergelsedimentation.

Die Abnahme der Erzführung von O nach W ist bereits hervorgehoben worden. Das gilt aber nicht nur in bezug auf die Mächtigkeit der erzführenden Bänke, sondern auch in bezug auf den Eisengehalt. Während näher am Gebirgsrand — am Kahlenberg und am Schönberg — ein Gehalt von 20% und mehr vorhanden ist, haben wir in den mehr gegen den Rhein hin vorhandenen Vorbergen Werte, die kaum einmal in die Nähe der Bauwürdigkeit kommen, meist aber weit darunter bleiben.

Woher kommt diese auffällige Erscheinung? Man könnte, was AMSLER (1920 bis 1922) in anderem Zusammenhang einmal angedeutet hat, an ein vorübergehendes Heraustauchen des Schwarzwalds aus dem flachen Doggermeer denken und diese Insel als Lieferanten der erzführenden Sedimente betrachten. Die Abnahme der Erzführung vom Gebirge weg hätte damit eine zwanglose Erklärung gefunden. Sieht man sich die Sedimente auf die Möglichkeit der Landnähe an, so findet man immerhin im oberen Teil der erzführenden Schichten des Kahlenbergs (nach Mitteilung von Dr. GEISLER) gelegentlich kleine Geröllchen und von der Concavuszone — welche am Kahlenberg noch erzführend ist — gibt DEUSS (1925) abgerollte und angebohrte Phosphoritknollen, sowie angebohrte Gryphaeen an. Ferner soll an der Rölthe bei Freiburg Treibholz gefunden worden sein. Besonders SINDOWSKI (1936) weist auch auf das nur flache Meer und das lebhaft bewegte Wasser hin.

Nahes Land wäre also nicht schwer vorstellbar. Aber dieser Annahme stehen die Untersuchungsergebnisse von KIEFER (1934) entgegen, der im tektonisch versenkten oligozänen Schotter von Alpersbach östlich von Freiburg Eisensandstein und eisenschüssige Mergelkalke der Murchisonaschichten gefunden hat. Da das Einzugsgebiet des O—W gerichtet gewesen Flußlaufes nicht über den Schwarzwald hinaus nach O gereicht hat, müssen die soeben erwähnten Schotterkomponenten aus dem Schwarzwald selbst stammen. Er war also auch während der Murchisonaezeit Sedimentationsraum.

Die bevorzugte Eisenoolithbildung nördlich und südlich von Freiburg hängt vielleicht mit der Form der Schwarzwaldschwelle zusammen. Vielleicht sind auch hier an der Kreuzung der rheinischen Linie mit der seit dem Paläozoikum wirksamen tektonischen Linie des Bonndorfer Grabens besonders geeignete Formen des Meeresbodens zustande gekommen. Dabei mögen an der Grenze zwischen der Sandfazies und der Mergelkalkfazies noch günstige Faktoren zustande gekommen sein.

In diesem Zusammenhang sei an die Tatsache erinnert, daß die Erze nördlich von Freiburg weniger säureunlöslichen Rückstand haben als die Erze südlich von Freiburg.

Auch der Augenschein zeigt ohne weiteres saubere Erze im N und mehr schmierige Erze im S. Wie zu erwarten ist, drückt sich das auch in der Fauna aus: Bodenbewohner, welche keine große Trübe vertragen, im N und mehr die Fauna des Nekton im S (mit Ausnahme der Kalkbänke). SINDOWSKI (1936) hat das eingehend untersucht, schon bevor die heutigen großen bergbaulichen Aufschlüsse da waren.

In bezug auf die fazielle Gliederung können wir also folgendes übersehen (Abb. 3):

Ganz im N: Sandfazies mit geringfügiger Eisenschüssigkeit.
Nördlich Lahr: Beginnende stärkere Erzführung.

Südlich Lehr: Kalkig-eisenoolithische Fazies.

Südlich Freiburg: Mergelig-kalkig-eisenoolithische Fazies.

Nordschweiz und Burgunder Pforte: Mergelig-kalkig-eisenoolithische Fazies.

Wir dürfen annehmen, daß die Sandmassen im nördlichen Abschnitt vom Ardennenfestland stammen, während die anderen Sedimente zum größten Teil wohl von der vindelizischen Landmasse geliefert worden sind.

Östlich der Schwarzwaldschwelle sind die Murchisonac-schichten tonig entwickelt und kaum vom Opalinuston zu unterscheiden. An ihrer Obergrenze bergen sie stellenweise eine Oolithbank von chamositischem Charakter (SCHALCH, 1899, S. 574). Bei der Bohrung Beuren (nahe Tengen) wurde an der Basis eine schwach eisenoolithische Mergelkalkbank von 0,8 m beobachtet, während die Bohrung Orsingen (nahe Eigeltingen) ebensowenig wie die Bohrung Eßlingen 1 (nahe Innendingen) etwas derartiges gezeigt hat.

2. Die Eisenoolithen der Sowerbyischichten.

Aus dem Elsaß wird angegeben, daß die blauen Kalke der Sowerbyischichten „nur ganz selten oolithisch sind“ (BENECKE u. a., S. 37) und daß bei Mommenheim nördlich Straßburg Mergel mit Phosphatknochen Eisenooide führen (ebenda, S. 163), während in der Gegend von Belfort Sandkalk entwickelt ist (GILLET, 1937, Tabelle).

Die Erdölbohrung Weisweil nördlich vom Kaiserstuhl hat 6 m über der Basis der Sowerbyischichten eine Kalkbank und eine Mergelbank mit einzelnen Eisenooiden angetroffen. Bei den übrigen Erdölbohrungen, sowohl bei den nördlich gelegenen als auch bei der südlichsten (Buggingen), ist nichts Derartiges bekannt geworden. Doch findet man in den Erläuterungen zu Blatt Kandern (SCHNARRENBERGER, 1915, S. 21) die Angabe einer schwach oolithischen Entwicklung.

Östlich des Schwarzwalds sind ebenfalls eisenoolithische Mergelkalkbänke in den sandig-mergeligen und schieferig-mergeligen Schichten lokal vorhanden (SCHALCH, 1899, S. 566 und 583; 1901, S. 31; 1906, S. 30; 1916, S. 42).

Nicht nur östlich und südöstlich, sondern auch südlich des Schwarzwalds ist eine solche Ausbildung, und zwar in stärkerem Maße bekannt. So gibt HEIM (1919, Tabelle bei S. 502) eisenoolithische Mergelkalke aus dem Baseler, dem Aargauer und dem Solothurner Jura an.

Man hat den Eindruck, daß die Eisenoolithfazies von S her gewissermaßen versucht hat, nach N vorzustoßen, was ihr aber nur unvollkommen gelungen ist.

3. Die Eisenoolithen der Sauzeischichten.

Die eben gemachte Bemerkung gilt auch für diese Stufe, jedoch mit der Einschränkung, daß die entsprechenden Blaukalke im O des Schwarzwalds oolithfrei sind.

Geht man von S aus, so hat man zunächst eisenschüssige Kalke im Solothurner und eisenoolithische Kalke im Baseler Jura (HEIM, Tabelle), dann nach DEUSS (1925, S. 48 und 50) eine ebensolche, etwa 1 m mächtige

Bank bei Badenweiler und bei der Rütönen auf Blatt Kandern. Weiter nach N kommen noch im Zaberner Bruchfeld Kalkbänke mit kleinen Eisenoolithen vor (VAN WERVEKE, 1904, S. 42), dann gibt es diese Doggerschichten nicht mehr über Tage, doch haben die Bohrungen auf Erdöl keine Anzeichen oolithischer Entwicklung gezeigt; die Sauzeischichten bestehen dort aus Mergeln und Kalksandsteinen (Bohrungen RB. 319, Sinzheim 1 und RB. 319a, Kuppenheim 1 südlich von Karlsruhe).

4. Die Eisenoolithe der Humphriesischichten (Abb. 4).

Südlich von Karlsruhe hat die RB. 319a in den Humphriesischichten nur ein schwach eisenoolithisches Bändchen in der feinsandig-mergeligen Folge, welche weder nach oben noch nach unten abgegrenzt werden kann, angetroffen.

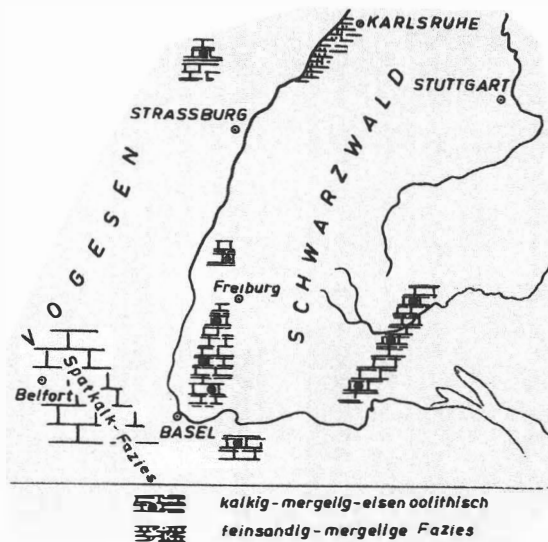


Abb. 4.

Ausbildung der Humphriesischichten.

Ein starker Wechsel tritt ein, wenn man von hier auf die andere Seite des Rheins, in den nördlichen Teil des Zaberner Bruchfelds kommt. „Die Humphriesischichten bergen meist kleine Eisenoolithe“ heißt es in den Erläuterungen zu Blatt Buchweiler, und S. GILLET (1937) gibt für diese eisenoolithischen Kalke des Unterelsaß 12m Mächtigkeit an.

Weiter nach S nimmt dann die Mächtigkeit ab. So hat die Erdölbohrung Weisweil (nördlich vom Kaiserstuhl) kalkig-eisenoolithische Ausbildung nur in 1,7m Mächtigkeit angetroffen, wobei es sich um eine sichere Beobachtung handelt, da der Bohrkern ohne Verlust gewonnen worden ist. Die Erzführung ist dabei sehr gering. Bei den Bohrungen der Vereinigten Stahlwerke zwischen Lahr und Lörrach wurde das Humphriesilager meist nur in Mächtigkeiten zwischen 0,5 und 2m angetroffen, und der Eisengehalt war nie höher als 16% Fe. Auffallenderweise aber war die Erzführung an

vereinzelt Stellen über eine viel größere Mächtigkeit verteilt (Sankt Georgen 13 a: 12 m, Leutersberg: 3 m, Sommerberg: 8 m, Batzenberg 3: 4 m, Kirhhofen: 6 m). Der völlig aus dem Rahmen fallende Wert von Sankt Georgen 13 a ist infolge von Gebirgsverschiebung zu hoch und muß schätzungsweise um die Hälfte reduziert werden.

Nur ganz im S, bei Lörrach, sind zwei Vorkommen vorhanden (Rötteln bei Hagen und Egerten im Wollbachtal), welche an der Grenze der Abbauwürdigkeit stehen, wegen ungünstiger Lage und Kleinheit des Gebietes aber nicht sehr verlockend sind; es handelt sich um 2 bis 3 m Erz mit 15 bis 20% Fe und Kalküberschuß.

Wie die paläogeographische Skizze zeigt, hört die Eisenoolithfazies gegen die Burgunder Pforte hin auf. Dagegen setzt sie sich nach dem schweizerischen Jura hin fort und ist auch im O der Schwarzwaldschwelle entwickelt, wo zum Teil Erzmächtigkeiten von 3 bis 4 m mit einem Eisen-gehalt von etwa 17% und teils mit Kalküberschuß, teils mit gerade noch ausgeglichenem Kalk-Kieselsäure-Verhältnis vorhanden sind. In dieser Hinsicht ist das Nordfeld (nördlich der Donau bei Immendingen) am besten. Hier verteilt sich die Erzführung auf eine Schichtfolge bis zu 10 m unter teilweiser Aufspaltung in zwei Lager. Südlich der Donau kommen die durch die Macrocephaluserze bekannten Gebiete von Geisingen—Gulmadingen dazu, während dann weiter nach S, bei Blumberg, zunächst ein Strich mit erzarmen Sandkalken kommt (SCHALCH, 1899, S. 603).

Bodenseewärts geben die Bohrungen Beuren und Orsingen Auskunft. In Beuren wurden die Humphriesischen Schichten in einer Mächtigkeit von 11 m angetroffen, wovon die unteren 7 m als eisenoolithische Mergel und Austernkalke entwickelt sind. In Orsingen ist das ganze Schichtenpaket nur 6 m mächtig, und es sind nur zwei schwach eisenoolithische Kalkbänke von 0,6 und 0,1 m in der Mitte desselben vorhanden.

Die eisenoolithische Fazies ist also in dieser Stufe sehr weit verbreitet, doch herrscht ein außergewöhnlicher Wechsel in der Erzführung von Ort zu Ort.

5. Die Eisenoolith der Parkinsonschichten.

Die nur östlich der Linie Waldshut—Baden-Baden—Weißenburg im Elsaß in dieser Ausbildung entwickelten Schichten stellen ein ausgesprochenes Tongebirge von 40 bis 50 m Mächtigkeit dar, welches jedoch nahe der Basis geringe Erzeinlagerungen in einigen Mergelkalkbänken, zum Teil auch direkt im Ton enthält (SCHALCH, 1899, S. 706). Während die Tagesaufschlüsse nur selten einen klaren Einblick gewähren, haben die auf den Humphriesihorizont angesetzten Bohrungen im Nordfeld auch das Parkinsonilager überall angetroffen. In 8 bis 9 m Abstand über der Basis sind in einer Mächtigkeit von 1,2 bis 1,5 m mergelig-kalkige Bänke mit nur geringer Eisenoolithbeimengung durchbohrt worden. Gegen den Bodensee hin hat die Bohrung Beuren 5 m über der Basis 2 m eisenoolithische Mergelkalke angetroffen, die Bohrung Orsingen 27 m über der Basis — also offensichtlich in höherem Niveau — 1,5 m erzführende Schichten. FRANK (1939, S. 390) erwähnt eine 1,92 m mächtige Eisenoolithlage nahe der Obergrenze vom Eichberg bei Blumberg.

Südlich des Rheins fehlen den Parkinsonschichten offenbar auch diese geringen eisenoolithischen Bildungen. Während hier rechts der Aare-

mündung noch einigermaßen die schwäbische Tonfazies herrscht — allerdings schon unter Einschub von kalkoolithischen Bänken an der Basis und nahe dem Dach —, findet westlich der Aare mündung ein sehr rascher Übergang in die kalkige Fazies des Haupttrogensteins statt, welcher auch den südlichen Teil des Oberrheintalgrabens beherrscht.

6. Der Ferrugineusoolith.

Diese den Abschluß des gegen 100 m mächtigen Hauptooliths bildende Stufe ist meist als grobooidischer mergeliger Kalk entwickelt, dessen Ooide zum Teil eisenschüssig sind. An einigen Stellen gehen sie aber in regelrechte Eisenooide über. Dabei zeigen sie vielfach Merkmale der Abrollung und erreichen Größen von mehreren Millimetern. Wie SCHNARRENBERGER (1915) erkannt hat, stellt der Horizont eine ausgesprochene Transgressionsbildung dar. Die Transgression ist von S her erfolgt, nachdem im N ein Teil der unmittelbar vorher zum Absatz gelangten Schichten trockengelegt und abgetragen worden war (SINDOWSKI, 1936, S. 87).

Während man an Hand der Tagesaufschlüsse den Ferrugineusoolith immer mit 1 bis 2 m Mächtigkeit angegeben hat, hat er sich bei einigen Bohrungen südlich von Freiburg (Pfaffenweiler, Ehrenstetten, Sommerberg und Kirchhofen) als mächtiger erwiesen. Dort wurden zwei eisenoolithische Bänke von je 1 bis 3 m innerhalb eines Schichtenpakets von 8 bis 10 m angetroffen, also eine Bank an der Obergrenze des Haupttrogensteins und die andere ein Stück tiefer.

Wir beobachten also, daß auch während der Zeit der so extremen kalkoolithischen Fazies, beziehungsweise gegen ihr Ende ein zweimaliger Einbruch der eisenoolithischen Fazies von S her erfolgt ist. Die Bindung an eine Transgression und die Zufuhr von mergeligem Material ist dabei durchaus klar zu übersehen.

Die nächstjüngeren Schichten, die Mergel und Kalke der Variansstufe, bergen nördlich des Rheins keine erzführenden Lagen mehr im Gegensatz zu leichten Andeutungen weiter im NO, in Württemberg. Südlich des Rheins wechseln die im Klettgau als oolithische Mergelkalke ausgebildeten Schichten mit Spatkalken (BADER, 1925, S. 40) und führen im Aargauer und im Baseler Jura stellenweise eisenoolithische Lagen (HEIM, 1919).

Mit der Kellawaytransgression greift die Eisenoolithbildung wieder weit nach N, wie der vorstehende Aufsatz von C. SCHNARRENBERGER zeigt.

Angeführte Schriften.

AMSLER, A.: Zur Bildung der Eisenoolithablagerung von Herznach—Wölflinswil. — *Ecl. Geol. Helv.* 14, Lausanne 1920—22.

BADER, F.: Beiträge zur Geologie des nordöstlichen Tafeljura zwischen Aare und Rhein. — Diss., Zürich 1925.

BENECKE, BÜCKING, SCHUMACHER & VAN WERVEKE: Geologischer Führer durch das Elsaß. — Berlin 1900.

DAUBRÉE, M. A.: Description géologique et minéralogique du département du Bas-Rhin. — Straßburg 1852.

DEUSS, F.: Der untere und mittlere Dogger am westlichen Schwarzwaldrand. — *Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br.* 25, Naumburg a. d. S. 1925.

GILLET, S.: Synchronisme des dépôts jurassiques en Alsace et dans les régions voisines. — *Bull. du serv. de la carte géol. d'Alsace et de Lorraine* 4, Straßburg 1937.

GILLET, S., & D. SCHNEEGANS: Etude de la région fracturée située entre Lauw et Senheim. — Bull. du serv. de la carte géol. d'Alsace et de Lorraine **2**, Straßburg 1935.

HEIM, A.: Geologie der Schweiz, Bd. 1. — Leipzig 1919.

KIEFER, H.: Die Tertiärschotter von Alpersbach im südlichen Schwarzwald und ihre Bedeutung für die Gestaltungsgeschichte Südwestdeutschlands im Jura und Tertiär. — N. Jb., B.-B. **72**, B, Stuttgart 1934.

PRATJE, O.: Lias und Rhät im Breisgau. — Mitt. bad. geol. Landesanst. **9**, Heidelberg 1923.

SCHALCH, F.: Der Braune Jura des Donau-Rhein-Zuges nach seiner Gliederung und Fossilführung. — Mitt. bad. geol. Landesanst. **3**, Heidelberg 1899.

SCHALCH, F.: Erläuterungen zu Blatt Dürnheim. — Heidelberg 1901.

SCHALCH, F.: Erläuterungen zu Blatt Bonnheim. — Heidelberg 1906.

SCHALCH, F.: Erläuterungen zu Blatt Geisingen. — Heidelberg 1909.

SCHALCH, F.: Erläuterungen zu Blatt Wiëchs-Schaffhausen. — Heidelberg 1916.

SCHNARRENBARGER, C.: Erläuterungen zu Blatt Kandern. — Heidelberg 1915.

SINDOWSKI, K. H.: Der Hauptrogenstein im Breisgau. — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i. Br. **35**, Naumburg a. d. S. 1936.

SINDOWSKI, K. H.: Sediment und Fauna im Dogger des Breisgaves. — Z. deutsch. geol. Ges. **88**, Berlin 1936.

THÜRACH, H.: Erläuterungen zu Blatt Bruchsal. — Heidelberg 1907.

WERVEKE, L. VAN: Erläuterungen zu Blatt Buchweiler. — Straßburg 1904.

Salit von Kottes (Niederdonau).

VON E. DITTLER.

In seiner großen Arbeit über die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels erwähnte F. BECKE des öfteren das Mineral Salit, das später auch im Dunkelsteiner Wald und aus den Marmorlagern des Waldviertels (Thiemlingtal ostwärts der Loja, Reith bei Persenbeug sowie Großmotten nächst Gföhl) bekanntgeworden ist.

Eine Analyse des schneeweißen Salit aus dem Kalkbühel bei Albrechtsberg ist vor vielen Jahren von E. v. BAMBERGER ausgeführt worden.

Auch die Marmore südlich von Kottes, auf den Höhen nördlich des Steinbruches von Runds, im Hinterlande von Spitz an der Donau, bemerkenswerte Vorkommen dieses Minerals. Hier haben vereinzelt vorkommende Eruptivgesteinsgänge die Kalke stellenweise kontaktmetamorph beeinflußt und Neubildungen von Feldspat, Wollastonit, Pyroxen und Magnetkies gebildet. Neues Material dieser Kontaktbildungen wurde in der letzten Zeit anläßlich einer Exkursion des Institutes für Mineralogie und Baustoffkunde II der Technischen Hochschule beigebracht: im Kalk eingesprengte stengelige Aggregate, deren einzelne, rein weiß gefärbte Individuen von 1 bis 2 cm Länge die charakteristische Spaltbarkeit nach (110) erkennen lassen und parallel der c-Achse miteinander verwachsen sind. Das Mineral ist optisch positiv, in Pulverpräparaten kann an Querschnitten zuweilen der Austritt einer optischen Achse erkannt werden. Die Auslöschungsschiefe $c\gamma'$ beträgt 37 bis 38°, $n\gamma'$ zirka 1,69. Die Dichte des Minerals wurde nach Entfernung des anhaftenden Kalks mittels verdünnter

Essigsäure im Pyknometer zu $D_r \frac{17^\circ}{4^\circ} = 3,255$ bestimmt. U. d. Binokular aus-
 gesuchtes Material wurde fein gepulvert, bei 110° getrocknet und analysiert.
 Die Zahlen waren folgende:

Kottes		Albrechtsberg nach E. v. BAMBERGER
SiO ₂	51,20% (85)	55,60 %
Al ₂ O ₃	2,53 } (3)	0,16
Fe ₂ O ₃	0,99 }	—
FeO	0,60 } (0,25)	0,56
MnO	0,12 }	—
MgO	19,37 (48)	18,34
CaO	25,57 (45)	26,77
	<u>100,38</u>	<u>101,43</u>

Die in den Klammern stehenden Zahlen bedeuten die molekularen
 Werte. In Gewichtsprozenten ergibt sich daraus die folgende Zusammen-
 setzung:

CaMgSi ₂ O ₈	93 %
MgAl ₂ SiO ₆	6,5 %
FeSiO ₃	} 0,5 %
MnSiO ₃	

Es handelt sich um einen sehr eisenarmen, etwas manganhaltigen
 Diopsid, den man wegen seiner rein weißen Farbe als Salit bezeichnen
 kann.

Schrifttum.

- BAMBERGER, E. v.: Tscherm. Min. Mitt., S. 273; Anlage zu Jb. geol. Reichsanst.
 27, Wien 1877.
 BECKE, F.: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. —
 Tscherm. Min. Mitt. 4, S. 189—264 u. 285—408, Wien 1881 u. 82.
 KÖHLER, A.: Tschern. Min. Mitt. 36, S. 160, Wien 1925.
 SCHMÖLZER, A.: Verh. geol. Bundesanst. 1937, S. 115, Wien 1937.
 SIGMUND, A.: Die Minerale Niederösterreichs, S. 147. Wien 1937.

Über die geologischen Ergebnisse eines Versuchsstollens im unteren Teil des Gampadelstaes (Montafon).

Von OTTO REITHOFER, Wien.

(Mit 1 Abbildung.)

Am 27. Juni 1938 wurde auf der Westseite des Gampadelsbaches in
 einer Höhe von 990 m mit dem Bau eines Versuchsstollens begonnen,
 dessen Lage in Abb. 1 verzeichnet ist. Der Gampadelsbach entwässert
 das WSW von Schruns im Montafon gelegene Seitental gleichen Namens
 und mündet SO von Tschagguns in die Ill.

Einen Überblick über die geologischen Verhältnisse im unteren Teil
 des Gampadelstaes vermittelt ein Aufsatz des Verf. (REITHOFER). An geo-

logischen Karten ist die von Leutenegger und die Geologische Spezialkarte, Blatt Stuben, zu erwähnen.

Auf der O-Seite des Gampadelstales reicht zwischen 990 und 1000 m Höhe der anstehende Schiefergneis bis nahe an den Bach heran, während

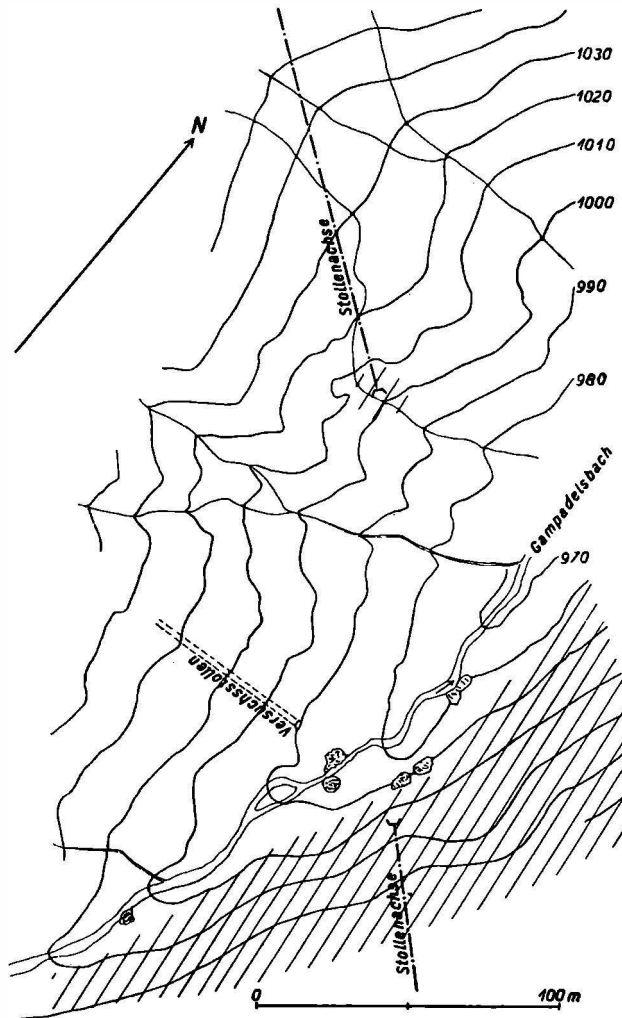


Abb. 1.

Lageplan des Versuchsstollens im Gampadelstal. Schraffiert = Grundgebirge.

auf der W-Seite das Anstehende in unmittelbarer Nähe nirgends zutage tritt. Da gerade hier der geplante, von Gaschurn nach Lanschau (Latschau) verlaufende Freispiegelstollen zutage treten sollte, war es zunächst notwendig, die Mächtigkeit der Schuttüberlagerung mit Hilfe eines Sondierstollens festzustellen.

Auf der westlichen Talseite findet sich der nächste Aufschluß von Anstehendem (Phyllitgneis) talauswärts etwa 100 m NNW vom Portal des Versuchsstollens. Talaufwärts ist erst wieder OSO unter P. 1101 (siehe Originalaufnahmssektion 5144/3!) oberhalb der Säge ein ganz kleiner Aufschluß mit Partnachschiechten zu beobachten. Da der noch zur Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer gehörende Muskowitgranitgneis bis zum zweiten Graben N von P. 1336 (W der Heilquelle) nach S reicht, ist es ziemlich unwahrscheinlich, daß das weiter N gelegene kleine Vorkommen von Partnachschiechten tatsächlich ansteht. Die Partnachschiechten könnten aber auch von dem großen Vorkommen ober der Heilquelle stammen und durch Rutschung oder Eistransport in ihre jetzige Lage gebracht worden sein. Auch für den Fall, daß das kleine Vorkommen wirklich ansteht (eine sichere Entscheidung ist bei den ganz ungenügenden Aufschlußverhältnissen nicht zu treffen), ergibt sich trotzdem für diesen Talabschnitt keine Verengung des Talquerschnittes im anstehenden Fels (talaufwärts), wie eine profilmäßige Darstellung sofort erkennen läßt.

Der Versuchsstollen hat im äußeren Teil eine wenig bearbeitete, ziemlich lehmige Moräne mit kristallinem und auch reichlich kalkalpinem Material durchfahren. 11 m vom Portal entfernt wurden einige größere Dolomit- und Kalkblöcke angetroffen. Einzelne kleinere Stücke waren z. T. ganz gut gerollt. Der Vortrieb des Versuchsstollens wurde am 5. November 1938 bei einer Länge von 58 m eingestellt. Der anstehende Fels wurde nicht erreicht. Im inneren Teil des Stollens steht stärker bearbeitete, lehmige, ziemlich typische Grundmoräne mit kleinen, mittleren und großen Stücken (bis über 1 m Durchmesser) an, die z. T. eckig bis kantengerundet oder auch gut gerollt sind. Es sind hier fast alle Gesteine aus dem Hintergrund des Gampadeltales anzutreffen, vor allem Amphibolit, Granitgneis und Schiefergneis (sehr selten!) der Silverttadecke, Schwarzhorn-Amphibolit, Verrukano-Buntsandstein, Hauptdolomit, Sulzfluhkalk, Gosau u. a. Bei 46,5 m wurde im oberen Teil des Stollens ein großer hellgrauer Dolomitblock angefahren. Im inneren Teil des größtenteils sehr nassen Stollens fanden sich auch einzelne deutlich gekritzte Geschiebe, so z. B. ein solches von hellgrauem Sulzfluhkalk, 43 m vom Portal entfernt.

Während im äußeren Teil des Stollens jüngerer, wenig bearbeiteter Moränenschutt der Schlußvereisung ansteht, handelt es sich im inneren Teil zweifellos um ältere, typische Grundmoräne aus der Würmeiszeit. Eine genauere Abgrenzung der beiden Moränen gegeneinander wäre wohl nur bei ständiger Anwesenheit auf der Baustelle möglich gewesen.

Der Vortrieb des Stollens in dem z. T. nassen Moränenschutt war äußerst schwierig. Immer wieder ist es beim Vortrieb trotz aller Vorsicht zu größeren Einbrüchen von ganz nassem Schutt gekommen. Nur auf diese Schwierigkeiten ist die lange Bauzeit zurückzuführen. Da eine Führung des Freispiegelstollens durch diese mächtige Moränenbedeckung bei den angegebenen ungünstigen Verhältnissen nicht zweckmäßig war, wurde das Portal des Gampadels-Weststollens weiter talauswärts (siehe Abb. 1) an eine Stelle verlegt, an der das Anstehende frei zutage tritt. Eine Verlegung des Weststollens taleinwärts konnte nicht erwogen werden, da jede Störung der Quellen in der Nähe der Heilquelle unbedingt vermieden werden mußte, um den Betrieb des Gampadelswerkes nicht zu

gefährden. Die im Gampadels-West- und Oststollen angetroffenen geologischen Verhältnisse werden später besprochen.

Literaturhinweise.

AMPFERER, O., E. KRAUS & O. REITHOFER: Geologische Spezialkarte, Blatt Stuben. Wien 1937.

LEUTENEGGER, W. O.: Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. Zürich 1928.

REITHOFER, O.: Über das Kristallin zwischen dem Rells- und Gampadestal im Rätikon-I. — Jb. geol. Bundesanst. 87, Wien 1937.

Zur Schichtenfolge des Sarmat im Wiener Becken.

Von A. F. TAUBER, Wien.

(Mit 1 Abbildung.)

Im Rahmen des geologischen Beobachtungsdienstes wurden soweit als möglich alle künstlichen Aufschlüsse beobachtet. Besondere Aufmerksamkeit wurde der Ausbildung der sarmatischen Schichtengruppe im Wiener Stadtgebiete geschenkt. In ihr waren im Jahr 1940 über 30 Aufschlüsse im Raume von Mauer bis Pötzleinsdorf geöffnet. Ihre systematische Durcharbeitung hat eine recht regelmäßige Sedimentationsfolge ergeben.

Das Sarmat beginnt im Wiener Stadtgebiet in beckenrandlicher Ausbildung, vielfach transgressiv, mit Ton von durchschnittlich 2 m Mächtigkeit. Häufig sind ihm Gerölle eingelagert. Darüber folgt Blockschotter mit Blöcken bis 30 cm Durchmesser, lokal auch Plattelschotter (lokaler Flyschschotter) in 5 bis 10 m Mächtigkeit. Dieser Schotter geht nach oben zu in Grobsand über, welcher gleichfalls Mächtigkeiten von 5 bis 10 m erreicht. Dieser meist fossilleere Sand und Schotter wird von den Königlbergsschottern überlagert, deren Mächtigkeit außerordentlich stark schwankt und vor alten Flußmündungen sehr mächtig werden kann (am Königlberg (237 m) bis 50 m). Dieser Schotter dünnt von den alten Flußmündungen vor ruhiger Küste bis auf wenige Meter aus.

Die Königlbergsschotter sind von mächtigem Sand (10 bis 20 m) überlagert („Cerithiensand“ der älteren Autoren). Er wird vom oberen Sarmattegel in 3 bis 4 m Dicke überlagert. So ergibt sich das beckenrandliche Sarmat mit 30 bis 40 m durchschnittlicher Mächtigkeit. Vor Flußmündungen aber wachsen die Sedimentmassen gewaltig an (Königlberg). Hier dürfte die Gesamtmächtigkeit der sarmatischen Absätze nicht viel unter 100 m bleiben. Von den alten Deltabildungen reichen gewaltige Sandzungen zwischen oberem und unterem sarmatischem Tegel in das Becken hinein.

Die beistehende Tabelle zeigt diese Verhältnisse in der Spalte „randliche Ausbildung“. Zwischen den Deltas können Teile der sarmatischen Schichtenfolge durch Kalk ersetzt werden. (Spalte „Vertr. durch Kalke“.) Niemals wird im Wiener Stadtgebiet jedoch der untere und der obere Sarmattegel durch Kalk ersetzt. Die Kalke sind meist sandig und führen

häufig Gerölle. Die hier gegebene Schichtfolge schließt sich bezeichnenderweise enge an die des Steierischen Beckens an (WINKLER, 1913). Auch bei uns scheidet ein randlicher Schotterkomplex, — welcher in randferner Ausbildung in mächtigen Sand übergeht — jüngerer und älterer Sarmat. Dieser Schotterkomplex führt selten Austern, die entsprechenden Sande vorwiegend Cerithien. Unser jüngerer Sarmat entspricht den Ervilien-schichten und Mastraschichten A. PAPP's (1939).

Plattelschotter sind auf alte Deltaablagerungen beschränkt. Zwischen diesen Deltas finden sich vorherrschend typische Geröllformen. Immer wieder kann man fern von ihrem Anstehenden exotische Gerölle sehen;

	Randliche Ausbildung	Vertr. durch Kalke	Randferne Ausbildung	FUCHS 1875	WINKLER 1913 VENDL 1930	PAPP 1939
M-Pannon						
Unter-Pannon						
Grenz-Sch.				Grenz-Sch.		Grenz-Sch.
Sarmat				sarmat. Muschelton	oberes Sarmat	Mactra-Sch. Ervilien- Tegel u. -Sande
				Wechsel von Sand, Ton u. Geröll	unteres Sarmat	Schotter od. Cerithien- Sande od. Tegel

Abb. 1.

Schema der Schichtenfolge des Sarmat im Wiener Stadtgebiet.

Ringe = Schotter, Punkte = Sande, Striche = Tone, Ziegelsignatur = Kalke

Hauptdolomitgerölle konnte ich noch bei Pötzleinsdorf finden; Flyschgerölle noch weit südlich von Baden. Diese Vorkommen habe ich durch seeische Wanderungen gedeutet („Die Bedeutung rezenter mariner und limnischer Geröllwanderung für das Auftreten von exotischen Geröllern mit Beispielen aus den tertiären Sedimenten des Wiener Beckens“, Jahrbuch der Reichsstelle für Bodenforschung Berlin 1940).

Um diesen Wanderungsverhältnissen nun auch auf fossilem Boden gesicherte und exakte Grundlagen zu schaffen, wurde eine geröllsystematische Kartothek angelegt, welche für die einzelnen Geröllvorkommen innerhalb der einzelnen Komponentenanteile Größe und Abrollungsgrad festlegt. An einzelnen Aufschlüssen wurden Regelungsdiagramme aufgenommen, welche weitere Beweise für die praktische Brauchbarkeit der in meiner Arbeit

„Lithogenetische Untersuchungen an den sarmat-pannonen Übergangsschichten am Südrand von Wien“ (Verhandlungen der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung 1939) eingeschlagenen Methode erbrachten. Eine geschlossene Veröffentlichung über die auf diesen Gebieten erzielten Ergebnisse steht bevor.

Schrifttum.

FUCHS, TH.: Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. — Jb. k. k. Reichsanst. Wien 1875.

WINKLER, A.: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie. — Jb. k. k. Reichsanst. Wien 1913.

VENDL, M.: Geologie von Sopron, II. — Erdészeti Kiserletek **32**, 1930.

PAPP, A.: Untersuchungen an der sarmatischen Fauna von Wien. — Jb. Zweigst. Wien d. Reichsst. f. Bodenf. 1939.

Über einige Bergstürze im Virgental.

VON HANS PETER CORNELIUS, Wien.

(Mit 3 Abbildungen.)

Während die Quertäler der Hohen Tauern im allgemeinen arm an größeren Bergstürzen sind — trotz der zum Teil außerordentlichen Steilheit ihrer Flanken —, sind die Längstäler fast stets reich an solchen, zum Teil geradezu mit ihnen gepflastert.

Diese Regel trifft auch dort im allgemeinen zu, wo in ein Quertal wieder sekundäre Längstalstrecken eingeschaltet sind, beziehungsweise in es einmünden. Zum Beispiel hat das Matreier Tauerntal auf der ganzen Strecke seines Verlaufes als Quertal keinen größeren Bergsturz, während sich sofort solche einstellen dort, wo es gegen sein oberes Ende zu zum Länstal wird: beim Eingang zum Gschlöß. Und auch seine beiden bedeutenderen Seitentäler, das Froßnitz- und Landecktal, die mit Längstalstrecken einmünden, sind auf eben diesen voller Bergstürze. Und zwar sind es in der Regel die Talseiten, auf welchen die — bekanntlich fast durchwegs in den Tauern isoklinalen — Schichten mit dem Gehänge einfallen, die Bergstürze liefern — wie es scheint, unabhängig von der Steilheit des Einfallens. Wo dieses ziemlich flach ist, wie im Gschlöß, ist das Zustandekommen der Bergstürze ja leicht erklärlich: jede Fläche geringeren Gleitwiderstandes, zum Beispiel eine mit Glimmer oder Talk belegte tektonische Gleitfläche, die frei gegen den Steilabfall zum Tal ausstreicht, ist dort zur Bewegungsbahn eines Bergsturzes geradezu vorherbestimmt.

Schwieriger ist die Instabilität der Gehänge, die zu Bergstürzen führt, dort zu verstehen, wo das talwärtige Einfallen steiler wird als die durchschnittliche Gehängeneigung. Ein Beispiel dafür liefert das in die steilstehende „Obere Schieferhülle“ eingeschnittene Virgental bei Prägraten: sein nördliches Gehänge zwischen Hinterbichl und dem Timmelbach ist wirklich, wie es einleitend genannt wurde, mit Bergstürzen

„gepflastert“. Weitau die größten Flächen sind hier von ihnen bedeckt, an zweiter Stelle folgen die Moränen; wogegen anstehendes Gestein unterhalb der zusammenhängenden Felswände nur ganz ausnahmsweise — von dem vorgelagerten Hügel von Bichl natürlich abgesehen — zufolge tritt (vgl. die Kartenskizze, Abb. 1).

Alle hier zu nennenden Bergstürze sind im bisher vorhandenen — freilich spärlichen — Schrifttum noch nicht erwähnt; weder in der Monographie des Iseltales von I. SÖLCH, noch bei KLEBELSBERG. Die Ursache ist wohl darin zu suchen, daß sie morphologisch nicht besonders hervortreten, so daß man erst bei genauer Begehung ihre wahre Natur erkennt.

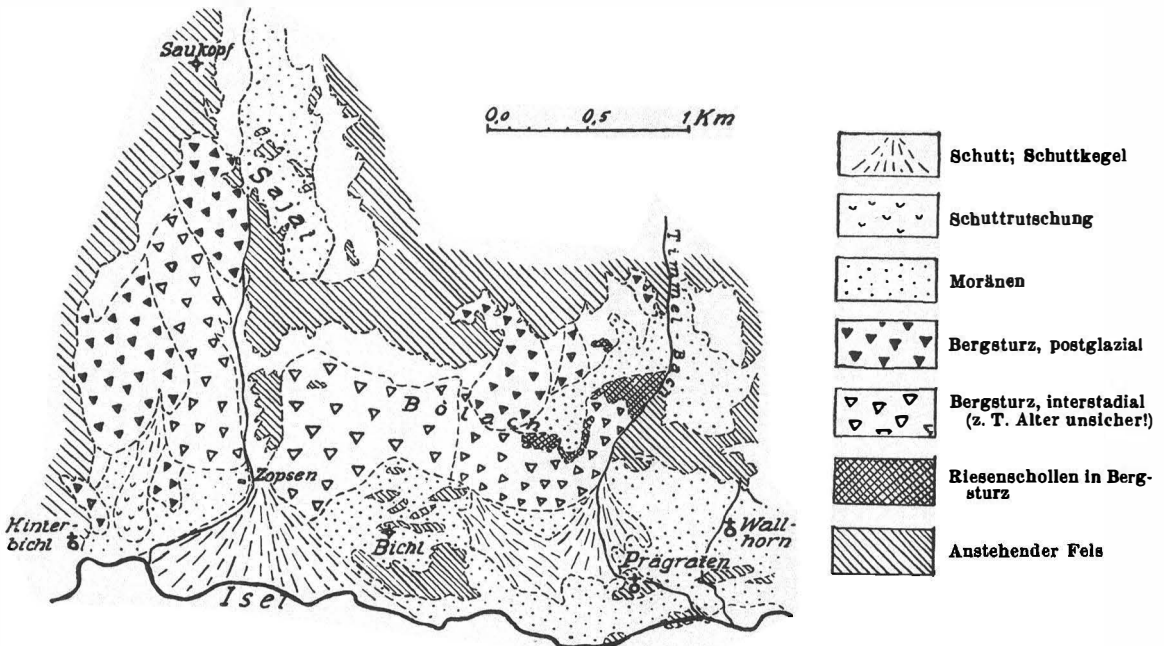


Abb. 1.

Kartenskizze der Bergstürze bei Prägraten (etwas vereinfacht).

Erst in der soeben erschienenen Arbeit von STINY, 1940, werden „zahlreiche kleinere und größere Bergstürze“ beiläufig angeführt, aber nicht näher beschrieben oder die Örtlichkeiten genauer angegeben.

Man kann diese Bergstürze etwa folgendermaßen gliedern:

1. Unterm Saukopf (Abb. 2) reichen Bergsturmassen von dem Felsrand, der von 2000 bis gegen 2600 m ansteigt, bis nahe an die 1500-m-Höhenkurve hinab; das Wiesengelände darunter wird größtenteils von Moränen eingenommen, kenntlich an dem Vorkommen von Zentralgneis- und Glimmerschieferblöcken aus dem Dorfertal. Aber jene Bergsturmassen sind nicht einheitlich: es handelt sich um

a) ein westliches Blockfeld von ganz frischem Aussehen (von der größtenteils vorhandenen Bedeckung mit Wald oder Buschwerk ab-

gesehen), entsprechend einer Sturzmasse, die von dem Steilrand unter P. 2263 niedergebrochen ist. Die Blöcke bestehen demgemäß weit vorwiegend aus Prasinit (Grünschiefer), untergeordnet Kalkglimmerschiefer; zum Teil sind es scheinbar anstehende Riesenschollen. Die Oberfläche dieses Bergsturzes mißt etwa $\frac{1}{4}$ km²; das Volumen ist auf einige Millionen Kubikmeter zu veranschlagen. Gegen O grenzt er mit ziemlich scharfem Rande an den

b) Saukopfhauptsturz. Dessen Oberfläche ist im unteren Teil, vom Waldrand bei Zopsen aufwärts bis gegen 1900 m, so stark eingeebnet, daß man zunächst gar nicht auf den Gedanken kommt, es mit einem Berg-



Abt. 2.

Ansicht des Bergsturzgehanges unter dem Saukopf.

Der tiefe, schräg links abwärts ziehende Graben ist der Sajatgraben; das weiße Haus links davon (unteres Bilddrittel) Zopsen. Rechts unten Bichl; im Wald oberhalb der Wiesen (Moränen!) der westliche Bolachbergsturz.

sturz zu tun zu haben; erst weiter aufwärts tritt grobes Blockwerk mehr und mehr aus den Wiesen hervor, von dem aber nicht zu sagen ist, inwieweit es bereits jüngeren Nachstürzen angehört. Entscheidend für die Auffassung der Hauptmasse als Bergsturz sind die Aufschlüsse an seinem O-Rand, gegen den tiefen, vom Kar Sajat¹⁾ hinabziehenden Graben, der hier kurz Sajatgraben genannt sei. Sein bis über 100 m hoher Steilrand gewährt trotz starker Rasenüberkleidung hinreichenden Einblick in die Unterlage: sie besteht gänzlich aus großen, zum Teil riesigen Blöcken, ohne

¹⁾ Zwischen dem Saukopfkamm und der Kreuzspitze; Name nach dem Alpenvereinsblatt Großvenediger, fehlt auf Blatt Prägraten 1: 25.000.

gesetzmäßiges Streichen und Fallen, also sicher nicht aus anstehendem Fels. Und da auch hier Prasinit fast allein herrscht, kann es sich um keine Moränenablagerung, sondern nur um einen Bergsturz handeln; dessen Abrißgebiet bildet der Steilrand unter P. 2523, der im W bogenförmig zu P. 2263 hinabzieht, während die östliche Begrenzung wahrscheinlich durch das am Rande des Sajatkars bei rund 2400 m stehengebliebene, anstehende Felsriff gebildet wird. Die Oberfläche dieses Bergsturzes beträgt gegen $\frac{1}{2}$ km², sein Volumen — wenn man die durch den Sajatgraben aufgeschlossene Mächtigkeit für annähernd die ganze Fläche als maßgebend betrachten darf — mindestens 50 Millionen Kubikmeter.

Dieser Sturz ist viel älter als der zuvor erwähnte. Dies geht schon aus der starken Einebnung seiner Oberfläche hervor, ebenso aus dem tiefen Einschneiden des Sajatgrabens, das offenbar jünger ist als der Bergsturz. Leider sind seine Beziehungen zu den Moränen nicht ganz eindeutig. Solche liegen, wie schon erwähnt, an dem Wege bei Zopsen unterhalb des Bergsturzfeldes, mit Zentralgneisblöcken; weiter westlich, bei dem Haus P. 1500, häufen sich solche derart an, daß man versucht ist, an einen alten Randwall (des Daunstadiums?, entsprechend den Endwällen in der Gegend um Prägraten) zu denken. Oberhalb Zopsen hören im Walde die Zentralgneisblöcke bald auf, ohne daß der Bergsturtrand irgendwie scharf ausgeprägt wäre. Andererseits befindet sich nahe Zopsen an dem in den Sajatgraben hinaufführenden Steig noch ein Aufschluß in typischer Moräne, aber ohne Zentralgneis: hauptsächlich Prasinit, auch Kalkglimmerschiefer; sie ist wohl lokalen Ursprungs, aus dem Sajatkar (Gschnitz?).

Ich möchte nun vermuten — Sicherheit ließ sich darüber nicht gewinnen —, daß der Bergsturz zwar jünger ist als diese Lokalmoräne, aber älter als die zentralgneisführende, das heißt wohl älter als Daun. — Die kleinen Blockmassen, die westlich Zopsen noch über das Moränengehänge nach abwärts reichen, sind wohl nachträglich aus der Hauptsturzmasse herausgerutscht.

c) Ein nordöstlicher Sturz ist wieder jüngeren Datums, wie schon daraus zu ersehen, daß er nachträglich in den bereits eingeschnittenen Sajatgraben hineingerutscht ist. Von etwa 2000 m aufwärts bedeckt er das Gehänge mit seinem großenteils aus Kalkglimmerschiefer (daneben Prasinit) bestehenden Blockwerk; das zuvor erwähnte Felsriff bei 2400 m hat er von oben her überschüttet. Sein Abrißgebiet bildet die Felswand nordöstlich P. 2523, bei etwa 2600 m. Oberfläche etwa 200.000 m²; Volumen schwer genauer zu schätzen, geht aber wohl in die Millionen Kubikmeter.

2. Die Bolachbergstürze.²⁾ Die O-Seite des tiefen Sajatgrabens wird ausnahmsweise von anstehendem Gestein gebildet. Darüber im Walde aber liegt schon wieder Blockwerk, welches dem

a) westlichen Bolachbergsturz angehört. Er ist von allen Bergstürzen der Prägratner Gegend der, über den sich am wenigsten Sicheres sagen läßt. Er besteht wieder aus grobem Blockwerk von fast ausschließlich Prasinit, das westlich Bichl bis gegen 1425 m hinabreicht; dort liegt es auf den Wiesen den Moränen ziemlich zweifellos auf (Quelle!, weitere Wasseraustritte finden sich aber auch schon 70 bis 80 m höher

²⁾ „Bolach“ heißt das Steilgehänge nördlich Prägraten zwischen 1700 und 2300 m, unterhalb der Sajat-Mahder; der Name fehlt auf den Karten.

miten im Bergsturz!). Nördlich Bichl steigt die Grenze bis P. 1568 an — entsprechend einem aus dem Gehänge heraustretenden, zur Kuppe von Bichl ziehenden Rücken —, um sich östlich davon wieder zu senken. Das Bachbett oberhalb P. 1568 ist in die Sturzmasse eingeschnitten, ziemlich tief, ohne daß der Untergrund sichtbar würde. Den nächst östlichen Graben fasse ich auf als Grenze gegen den östlichen Bolachbergsturz; mehr konventionell als weil da eine ausgesprochene Grenze bestünde. Aber oberhalb eben dieses Grabens befindet sich der tiefst herabreichende Sporn der Felsen von Bolach; und es ist nicht anzunehmen, daß ein einheitliches Abrißgebiet über ihn hinwegreicht.



Abb. 3.

Ansicht der Bolachbergstürze.

Das Steilgehänge in der Bildmitte gehört dem östlichen Bolachbergsturz an; an seiner Oberkante Riesenschollen, auf der Verflachung darüber Moräne aufgelagert, die von dem jüngeren Nachsturz über der Bildmitte überdeckt wird. Rechts der Einschnitt des Timmelbachs; im Vordergrund Prägraten.

Unter dieser Voraussetzung bedeckt der westliche Bolachbergsturz eine Fläche von gut $\frac{1}{2}$ km²; das Volumen ist schwer zu schätzen, da es an Anhaltspunkten zur Ermittlung der Mächtigkeit mangelt, 20 bis 30 Millionen Kubikmeter scheinen mir ungefähr das Minimum zu sein. — Bezüglich der zeitlichen Einordnung läßt sich zunächst sagen, daß er jünger ist als die Moränen bei und westlich Bichl. Da aber der Bergsturz bis in eine Höhe hinabreicht, welche der Gletscher überschritten haben muß, dem die Moräne bei Wallhorn entspricht, so kann man wohl auch schließen: der Bergsturz ist jünger als diese Moräne, das heißt, jünger als mindestens die

größten Vorstöße der Schlußvereisung; daß er aber nicht allzuviel jünger sein kann, legt seine zum Teil recht stark nivellierte Oberfläche nahe.

b) Der östliche Bolachbergsturz (Abb. 3) ist wohl der interessanteste von allen. Er nimmt — soweit er nicht von jüngeren Bildungen bedeckt wird; siehe unten! — das ganze Gehänge von dem vorgenannten Graben bis zum Timmelbach ein; talwärts bildet er einen recht ausgesprochenen Steilabfall, an dessen Fuß Moräne liegt. Was aber an Aufschlüssen dieses Steilabfalls zu sehen ist — sehr schön zum Beispiel in der Schottergrube über der neuen Zollkaserne —, das ist nicht so sehr Blockwerk als vielmehr hochgradig zerrüttetes Gestein (Prasinitt), wie wir es von den Riesenbergstürzen der Schweiz kennen; ein Anzeichen dafür, daß wir es hier mit einer Sturzmasse von anderer Größenordnung zu tun haben als in den vorigen Fällen. Ähnliches beobachtet man auch an dem steilen, vielfach von Rinnsalen durchfurchten Abhang gegen den Timmelbach. Oben auf aber liegen fortlaufend, auf eine Strecke von über $\frac{3}{4}$ km, Riesenschollen aus Prasinitt, mehrere davon in die Hunderte von Metern lang, die man zunächst für anstehend halten könnte, die aber im Streichen und Fallen weder unter sich noch erst recht mit der Umgebung im Einklang stehen: die meisten liegen mehr oder minder flach, im Gegensatz zu dem steil S-fallenden bis — auf der O-Seite des Timmelbaches — senkrechten Anstehenden. Auch auf dem Steilgehänge gegen den Timmelbach sind die Riesenschollen angeschnitten: sie zeigen hier Einlagerungen von Kalkglimmerschiefer — zum Teil mehrfach wiederholt — im Prasinitt, wie sie auch in der anstehenden Steilwand über dem Bergsturzgehänge (beziehungsweise ihrer streichenden Verlängerung) mehrfach auftreten, in der wir das Abrißgebiet suchen müssen.

Oberhalb der Riesenschollen, von 1550 bis 1750 m aufwärts, verflacht sich das Gehänge etwas; ein Hinweis darauf, daß die steilere Böschung darunter nicht ursprünglich ist, sondern durch nachträgliche Erosion entstanden — nicht nur am Abfall gegen den Timmelbach, wo solches ziemlich offenkundig ist, sondern auch gegen das Haupttal. Auf dem flacheren Gehänge aber liegt in großer Ausdehnung Moräne — zweifellos auf der Sturzmasse! Sogar zwei deutliche, N—S- bis N—O-streichende Wälle sind erhalten — Randwälle eines aus dem Timmeltal vorstoßenden Gletschers (die korrespondierenden Wälle des östlichen Gletscherrandes sind auf der O-Seite des Timmelbaches ebenfalls vorhanden). Dieselben gehören der Schlußvereisung (Gschnitz-Daun³⁾) an; dieser Bergsturz ist also mit Sicherheit interstadial.

Eine kleine Felspartie, die oberhalb der Moränen auf ungefähr 1800 bis 1820 m zutage tritt, zeigt durch ihre starke Zerrüttung an, daß auch sie noch zum Bergsturz gehört. Den glatten Wiesenflächen ringsum würde man solches gar nicht mehr ansehen!

Westlich des Moränengeländes liegt das grobe Blockwerk eines kleinen, jüngeren Bergsturzes auf (siehe unten!). Eine ganze Reihe von Quellen kommt darunter hervor, andeutend, daß auch hier, wenn nicht Moräne (auf der Kartenskizze, Abb. 1, eingetragen, aber nicht sicher!), so wenigstens ein Verwitterungshorizont diesen Teil des östlichen Bolachbergsturzes bedeckt.

³⁾ Die genauere Datierung ist bis jetzt nicht sicher durchzuführen.

Unter Einschluß der von den jüngeren Auflagerungen verhüllten Fläche nimmt jener, bescheiden gerechnet, noch etwa $\frac{1}{2}$ km² ein. Seine Mächtigkeit ist im Timmelbach mit 150 bis 200 m aufgeschlossen; da aber der Timmelbach nur an wenigen Stellen in den anstehenden Fels einschneidet, ist wohl anzunehmen, daß sich die Felssohle gegen W unter den Bergsturz noch tiefer senkt. Sein Volumen dürfte also die hundert Millionen Kubikmeter wohl erreichen, wenn nicht überschreiten. Dabei ist das heute noch vorhandene aber nur ein Rest: nicht nur hat ihn der Timmelbach schon nicht unerheblich angefressen, sondern auch die schlußeiszeitlichen Gletscher — nicht so sehr der aus dem Timmeltal kommende, als vielmehr der des Haupttales. Er hat wohl den unteren Teil der Sturzmasse hinweggeräumt und damit deren heutigen Steilabfall gegen S geschaffen. Wie groß der entfernte Anteil sein kann, entzieht sich natürlich jeder Schätzung.

Das Abrißgebiet des östlichen Bolachbergsturzes bildet die O-Hälfte des steilen Felsgehänges von Bolach, das von steil S — also dem Tal zu! — einfallenden Prasinitplatten gebildet wird. Kalkglimmerschiefer ist heute dort nicht mehr vorhanden; der im Bergsturz angetroffene muß einst vor der heutigen Steilwand durchgezogen sein: vermutlich die Fortsetzung einer Lage, die in der östlichen Fortsetzung der Wand, jenseits des Timmelbaches, ausstreicht. — Vermutlich war der Vorgang beim Abbrechen des Bergsturzes so, daß ein Plattenpaket, von durchschnittlich wenigstens 200 m Mächtigkeit, durch von unten angreifende (? Gletscher-) Erosion steiler als das Einfallen angeschnitten, seinen Halt verlor und längs der ganzen kilometerlangen Wandfront größtenteils auf den steilgeneigten Schieferungsflächen abglitt. Diese Deutung darf wohl auch auf die übrigen beschriebenen Bergstürze ausgedehnt werden.⁴⁾

Daß jene Wandfront gar nicht mehr so recht wie ein Abrißgebiet aussieht, bezeugt abermals das verhältnismäßig hohe Alter des Ereignisses: sie ist nachträglich noch stark umgestaltet worden, neben dem normalen Abbröckeln auch durch einige etwas größere

c) jüngere Nachstürze. Der bedeutendste solche wurde bereits erwähnt: er liegt auf der großen, vom östlichen Bolachbergsturz gebildeten Terrasse, und zwar der W-Hälfte, die aufgelagerte Moräne gegen W begrenzend, beziehungsweise überdeckend. Er bildet einen sehr ansehnlichen Kegel aus zum Teil riesenhaften Blöcken, dessen Spitze in eine sehr ausgeprägte Nische der Bolachwand hineinweist; auf einer höheren Terrasse in dieser Nische liegt dort auch noch Bergsturzbauwerk. Der Rauminhalt dieser Nische ist auf etwa drei bis vier Millionen Kubikmeter zu veran-

⁴⁾ Erst nach Abschluß des Manuskripts erschien die Arbeit von STINY, 1940. Er zieht dort (S. 21) beiläufig in Betracht, daß die Bergstürze mit jungen Störungen verknüpft sein könnten, an welchen der Streifen des Virgentales „keilgrabenähnlich“ eingesunken sei. Ein solcher Zusammenhang besteht nicht, wenigstens im Falle der hier beschriebenen Bergstürze: in ihren Abrißgebieten konnten keine besonders augenfälligen Zerrüttungen festgestellt werden, die auf junge Störungen schließen ließen. — Auch sonst kann ich mich der Hypothese STINY'S nicht anschließen: die „außerordentliche Verruschelung“ ist zwar besonders auf der S-Seite zweifellos vorhanden, aber nicht auf eine junge Einsenkung des Tales zu beziehen; denn sie zieht über das Kals-Matreier Törl nach O weiter, wo es kein Virgental mehr gibt. Tektonisch bedingt ist dieses ja zweifellos: es folgt der „Matreier Zone“ als einem Streifen geringsten Widerstandes. Dies hier nur nebenbei.

schlagen; also gerade recht, um diesen immerhin auf einige Millionen Kubikmeter geschätzten Nachsturz unterzubringen — aber viel zu klein als Abrißgebiet für den ganzen großen östlichen Bolachbergsturz!

Weitere kleine jüngere Bergstürze liegen gegen O entlang dem Wandfuß. Ihre nähere Beschreibung erübrigt sich, da sie nichts Bemerkenswertes bieten.

Zusammenfassung. Von den beschriebenen Bergstürzen ist der größte, der östliche Bolachbergsturz, teilweise von Moräne bedeckt und somit interstadialen Alters; von dem zweitgrößten, dem Saukopfhauptsturz, ist solches wahrscheinlich; auch der westliche Bolachbergsturz dürfte zeitlich der Schlußvereisung noch nahestehen. Die übrigen, wesentlich kleineren Bergstürze sind jünger. Vermutlich sind alle diese Bergstürze dadurch zustande gekommen, daß wärm- oder schlußeiszeitliche Gletscher die steil talwärts einfallenden Plattenwände von unten her anschnitten, wodurch die vordersten Plattenlagen auf breiter Front den Halt verlieren und nieder gleiten mußten.

Angeführte Arbeiten.

KLEBELSBERG, R. v.: Alte Gletscherstände im Iseltal und seiner Nachbarschaft. — Z. f. Gletscherk. 1931.

SÖLCH, ILSE: Geographie des Iselgebietes in Osttirol. — Bad. geogr. Abh. 12, 1933.

STINY, J.: Zur Landformenkunde Kärntens. — Carinthia, II, 130, S. 16, 1940.

Das Alter des Schöckelkalkes.

VON HANS SEELMEIER, Graz.

Der Schöckelkalk, ein blauer bis weißer und oft gebänderter halbmetamorpher, dichter Kalk, der manchenorts allerdings durch einen dunklen Kalkschiefer vertreten sein kann, nimmt im Grazer Paläozoikum einen großen Raum ein. In seinen tiefen Lagen geht er in einen dunklen, stark graphitischen Kalk über.

Profilbeschreibungen mögen über die Lagerung des Schöckelkalkes aussagen:

Bei Deutsch-Feistritz wird der Gesteinszug des Kugelsteins aus Schöckelkalk gebildet. Der Schöckelkalk streicht hier ungefähr N—S und fällt gegen W ein. In seinem Liegenden sind schwarze Schiefer, graue Schiefer mit Quarz und endlich grüne, gelbe und dunkelgraue Schiefergesteine. Die Aufschlüsse im alten Elisabethbau, unmittelbar beim Elektrizitätswerk Deutsch-Feistritz, zeigen ganz klar die Tatsache auf, daß die Liegendgesteine des Schöckelkalkes tektonisch sehr stark beansprucht sind (Faltungserscheinungen in großem Stil, Ruschelzonen usw., SETZ, 1902), so daß eine Annahme, daß die Grenze des Schöckelkalkes zu seinem Liegendgestein tektonischer Natur sei, vollkommen berechtigt erscheint.

Im Hangenden des Schöckelkalkes befinden sich — ebenfalls mit einem tektonischen Kontakt — tonige bis graphitische Schiefer, dann Grünschiefer

im Sinne von Diabasabkömmlingen, ockerig sandige bis tonige Schiefer (Caradoc). Diese Gesteine werden diskordant (Überschiebung) von Kalkschiefern, das ist $e\gamma$, und von Dolomiten der Dolomit-Sandstein-Stufe, das ist Unterdevon, überlagert. HERITSCH hat in Kalkschiefern am Parmaseggkogel unter der Dolomit-Sandstein-Stufe einen *Favosites forbesi* M. E. H. var. *nitidula* POCTA gefunden.

Diese Art kommt im $e\beta$ von Böhmen und im $e\gamma$ der Cellonetta und des Rauchkofels in den Karnischen Alpen vor.

Zwischen Rabenstein bei Frohnleiten und Waldstein im Übelbachtal bildet wieder ein Schöckelkalkzug das markanteste Element. Der Kalk streicht dort ungefähr SW—NE und fällt gegen SE ein. Der Schöckelkalk wird hier teilweise faziell durch einen Sandstein, beziehungsweise Quarzit vertreten. In seinem Liegenden kommen wiederum graphitisch-tonige Schiefer, dann Grünschiefer (Abkömmling von Diabasen) vor, und sein Hangendes bilden die äquivalenten Gesteine des Kugelsteins bei Deutsch-Feistritz. Die Grenze dieses Schöckelkalkzuges sowohl im Hangenden als auch im Liegenden ist tektonisch angelegt.

Die ganz gleichen Verhältnisse finden wir über und unter dem Schöckelkalk der Tanneben, das ist das große Kalkplateau zwischen Peggau und Semriach.

Zusammenfassend kann somit über die Lagerung des Schöckelkalkes ausgesagt werden, daß in seinem Liegenden und Hangenden Schiefergesteine vorkommen, die durch tektonisch angelegte Grenzen vom Schöckelkalk getrennt sind. Der Schöckelkalk stellt daher nicht ein Glied in einer stratigraphisch richtigen Reihe dar.

In vergangenen Zeiten war die Meinung über das Alter des Schöckelkalkes eine recht unterschiedliche.

Schon HOERNES hatte sich 1877 und 1880 mit dem Schöckelkalk beschäftigt. Seine erste Ansicht war, daß man den Namen Schöckelkalk, den vorher CLAR den weitestverbreiteten paläozoischen Kalken in der Grazer Umgebung gegeben hat, beibehalte, weil noch keine Anhaltspunkte gegeben waren, um diesen Kalk einer bestimmten Formation zuzuweisen. Später hat sich HOERNES dann für ein silurisches Alter des Schöckelkalkes entschieden.

VACEK (1891) zum Beispiel gibt dem Schöckelkalk ein silurisches Alter und begründet, daß die stratigraphische Position und petrographische Entwicklung mit den obersilurischen Bildungen des Reichensteins und Reitlings übereinstimmen.

SCHWINNER (1925) stellt den Schöckelkalk in das Devon (halbmetamorph). Er meint, wenn man den Schöckelkalk in das Silur stellte, würde es schlecht in das stratigraphische Bild passen. Das alpine Silur (Karnische Alpen und Grauwackenzone) besteht aus Tonschiefern mit Brachiopoden, Trilobiten; Kieselschiefern mit Graptolithen; schwarzen und bunten Cephalopodenkalken. Das Devon hingegen beginnt mit Korallenkalken (Konjeprusfauna), und zwar von der Gail in Kärnten bis nach Böhmen hinauf. Das Grazer Devon spiegelt nach ihm (SCHWINNER) schön diese Transgression wider: sandig-tonige, klastische Sedimente, Dolomit, Korallenkalk mit Cephalopoden.

Faßt man nun den Schöckelkalk als halbmetamorphes Devon auf, argumentiert SCHWINNER weiter, so ergibt das unter anderem auch eine

klare Parallele mit den Bänderkalken der Karnischen Alpen, in die sich die devonischen Riffkalke in tektonisch stark beanspruchten Zonen verwandeln. Auf Grund dieser Überlegungen stellt SCHWINNER den Schöckelkalk in das Devon.

Im Jahre 1929 beschrieb HERITSCII folgende Fossilien, die seinerzeit PENECKE im Schöckelkalk des Badelgrabens gefunden hat:

Thamnophyllum hoernesii PEN.

Pachypora cristata BLUM. (im Grazer Paläozoikum in den Barrandei-schichten sehr verbreitet).

Striatopora suessi PENECKE (häufigste Versteinerung in den Schichten mit *Heliolites* BARR.).

Auf Grund dieser Fossilfunde zieht HERITSCII den vollberechtigten Schluß, daß im Schöckelkalk sicheres Devon vorliegt.

In seiner Arbeit „Der geologische Bau des Gebirges zwischen Frohn-leiten, Übelbach und Deutsch-Feistritz, Steiermark“ stellt WAAGEN (1930) folgende normale Schichtfolge auf:

Schöckelkalk—Taschenschiefer—Falbenschiefer—Kalkschiefer—Dolomit der Dolomit-Sandstein-Stufe (Unterdevon).

Dazu ist nur zu bemerken, daß WAAGEN mit dieser Auffassung völlig allein dasteht. WAAGEN negiert damit den sicher vorhandenen tektonischen Kontakt zwischen den Schiefergesteinen im Hangenden und Liegenden des Schöckelkalkes und somit auch den Deckenbau im Grazer Paläozoikum und stellt weiterhin den Schöckelkalk bewußt in das Silur.

In seiner Begründung erwähnt WAAGEN allerdings die Feststellung HERITSCHS, daß der Schöckelkalk sicheres Devon ist, bezweifelt auch nicht die richtige Fossilbestimmung durch HERITSCII, behauptet aber, die Gesteine mit den devonischen Fossilien seien nur Felzen, die in Bruchbündeln im Schöckelkalk eingeklemmt sind.

In einer späteren Arbeit erwähnt HERITSCII (1932), daß die Gesteine mit *Pachypora nicholsoni* FRECH vom Clubdom in der Peggauer Lurgrotte und die mit *Pachypora reticulata* und *Pachypora nicholsoni* vom Badlgraben einander vollständig gleichen.

Im Haldenmaterial, und zwar in dunklen, des öfteren graphitisch abfärbenden Kalken, welche aus dem Wasserstollen des Peggauer Elektrizitätswerkes (440 bis 690 m vom S-Portal) unmittelbar unter dem Schöckelkalk stammen, wurden Fossilien gefunden, die HERITSCII als:

Zaphrentis cornu vaccinum PEN.,

Thamnophyllum hoernesii PEN.,

Pachypora cristata BLUM.,

Pachypora sp. (nach der Art der *Pachypora nicholsoni* FRECH),

Syringopora sp. (aff. *Syringopora schulzei* PEN.),

Stromatopora sp.

bestimmen konnte.

Damit weist HERITSCII an einem neuen Fundpunkt das devonische Alter des Schöckelkalkes nach.

CLAR (1935) schließt sich bezüglich des Alters des Schöckelkalkes den Meinungen SCHWINNERS und HERITSCHS an und ergänzt dazu nur noch, daß der Schöckelkalk ein Tektonit ist, der seinen heutigen Zustand einer Umfaltung und planparallelen Auswalgung unter starker Belastung verdankt, daher in petrographischer und tektonischer Fazies ein Gegenstück zu den devonischen Kalken der Karnischen Alpen darstellt. Andererseits weist CLAR im Gebiete des Schöckels eine Schichtfolge nach, die bis in das höchste Obersilur geht, sich aber noch immer im Liegenden des Schöckelkalkes befindet, so daß der Schöckelkalk, auch wenn man große Schubbewegungen verneint, nur Devon sein kann.

Trotz dieser klar bewiesenen Tatsachen beharrt WAAGEN (1937) in einer neuerlichen Veröffentlichung auf seinem alten Standpunkt.

Im folgenden gebe ich die Ergebnisse von Tiefbohrungen, die im Raume von Peggau¹⁾ niedergebracht wurden, wieder und hoffe, damit in vollständiger Übereinstimmung mit HERITSCH, SCHWINNER und CLAR den Schöckelkalk seinem Alter nach fixiert zu haben.

Bohrprofil der Bohrung Peggau VII, Standort Badlgraben:

0,00— 21,00	Dunkelgrauer, stark metamorpher Schöckelkalk.
21,00— 34,00	Hellgrauer metamorpher Schöckelkalk.
34,00— 39,00	Stark metamorpher bräunlicher Kalk.
39,00— 54,00	Hellgrauer metamorpher Schöckelkalk.
54,00— 72,00	Brauner Schöckelkalk.
72,00— 96,00	Hellgrauer typischer Schöckelkalk.
96,00—109,70	Gelber dichter kristalliner Kalk, der weitaus nicht so dicht gebunden ist wie der Schöckelkalk. Er ist plattig entwickelt und liegt im Grazer Paläozoikum an der unteren Grenzzone des Schöckelkalkes. Er gilt schon mit außerordentlicher Wahrscheinlichkeit als silurischer Kalk und wäre in das Ashgil zu stellen.
109,70—112,00	Grauer Kalk mit vielen Lagen von Graphitschiefer.
112,00—126,00	Schwarzer Graphitschiefer mit ganz untergeordnetem Kalkgehalt.
126,00—143,00	Schwarzer graphitischer und kalkhaltiger Schiefer mit Quarz und etwas Schwefelkies.
143,00—152,40	Graublauer Kalk mit starkem Schiefergehalt und an vielen Stellen mit Kalzitadern, die bis zu 5 mm mächtig werden können.
152,40—158,00	Graubrauner dichter kalkiger Sandstein.
158,00—171,00	Blauschwarzer Graphitschiefer bis graphitischer Kalkschiefer mit <i>Thamnophyllum hoernesi</i> var. <i>trig.</i> , ein typischer Vertreter des unteren Mitteldevons.
171,00— 172,80	Schwarzer Graphitschiefer mit Kalzitlagen.
172,80—174,00	Blauschwarzer Graphitschiefer mit sehr viel Kalk.
174,00—177,00	Blauschwarzer, stark graphitischer Kalkschiefer.

¹⁾ Bohrung Peggau VII wurde im Badlgraben an der Brücke bei P. 487 und die Bohrung Peggau VI unmittelbar westlich der Bahnhaltestelle Badl-Semriach, das ist bei P. 409, niedergebracht.

- 177,00—186,00 Blaue Kalkbreccie.
 186,00—195,00 Blaue Dolomitbreccie.
 195,00—250,00 Serie von Graphitschiefer bis Kalkschiefer.

Darunter der Komplex der unteren Kalkschiefer (Passailer Phyllite oder die unteren Schiefer nach HERITSCH).

Bohrprofil der Bohrung Peggau VI, Badl—Semriach.

- 0,00— 1,50 Sandiger Lehm.
 1,50— 24,00 Flußterrassenmaterial (Sande und Schotter).
 24,00— 33,00 Grauer reiner Kalkschmand aus metamorphem Schöckelkalk.
 33,00— 44,00 Hellgrauer Kalkschmand.
 44,00— 46,00 Braungrauer Kalkbohrschmand (Schöckelkalk).
 46,00— 48,00 Feiner hellgrauer Kalkschmand.
 48,00— 68,00 Brauner bis grauer Kalkschmand.
 68,00— 70,00 Grauer Kalkschmand.
 70,00— 72,00 Hellgrauer bis brauner Kalkschmand.
 72,00— 76,00 Brauner Kalkschmand.
 76,00— 79,00 Hellgrauer Kalkschmand.
 79,00— 90,00 Dunkelgrauer Kalkbohrschmand.
 90,00— 94,00 Blauschwarzer graphitischer Schmand.
 94,00— 99,00 Grauer Kalkschmand.
 99,00—101,00 Braungrauer Kalkschmand.
 101,00—107,00 Blauschwarzer Kalkschmand.
 107,00—113,00 Grauer Kalkbohrschmand.
 113,00—116,00 Graphitschiefer.
 116,00—120,00 Grauer Kalkschmand.
 120,00—126,00 Dunkelgrauer, etwas graphitischer Schmand.
 126,00—130,00 Hellgrauer Kalkschmand (stark metamorph).
 130,00—135,00 Dunkelgrauer graphitischer Schmand.
 135,00—162,00 Grauer Kalkschmand.
 162,00—165,00 Dunkelgrauer Kalkschmand.
 165,00—179,00 Blaugrauer, etwas graphitischer Kalkschmand.
 179,00—182,00 Kalkiger, stark graphitischer Schmand.
 182,00—188,00 Blaugrauer, stark graphitischer Kalk.
 188,00—192,00 Blaugrauer, stark graphitischer Kalk mit sehr unregelmäßigen Kalzitausscheidungen. Die Bohrkerne enthielten Korallen in bestem Zustande, und zwar bei Teufe 191,00 *Thamnophyllum stacheli* PEN. und bei Teufe 192,00 *Thamnophyllum purchisoni* PEN. Die beiden Korallen sind Vertreter des Unter-, beziehungsweise des unteren Mitteldevons.
 192,00—388,00 Abwechselnd blaugrauer Kalk bis Graphitschiefer, darunter die unteren Schiefer.

Ähnliche Profile ergaben andere, unmittelbar bei der Ortschaft Peggau niedergebrachte Bohrungen.

Die beiden Bohrprofile Peggau VI und Peggau VII zeigen, daß der Schöckelkalk, vor allem in seinem unteren Teil, durchaus nicht einfach

gebaut ist, sondern daß einzelne Schichtglieder in bunter Abwechslung folgen und, wie die Einschaltung von silurischem Kalk bei der Bohrung Peggau VII klar beweist, die Basis des Schöckelkalkkomplexes ein Schuppenpaket darstellt.

Die Bohrungen, die bei Peggau im Schöckelkalk niedergebracht wurden, machen die Einschaltung graphitischer Schichtglieder im unteren Teil des Schöckelkalkes allgemeingültig.

Durch die Korallen, die in den Bohrkernen dieser graphitischen Kalke bis Kalkschiefer — deren Bestimmung ich den Herren Universitätsprofessor Dr. FRANZ HERITSCH und Dr. A. VON SCHOUPPÉ verdanke — gefunden wurden, wird an zwei neuen Fundpunkten der Schöckelkalk seinem Alter nach einwandfrei in das Unter- bis untere Mitteldevon eingereiht.

Die sich einander völlig gleichenden Gesteine der verschiedenen Fundpunkte devonischer Versteinerungen im unteren Teil des Schöckelkalkes, wie zum Beispiel im Bädigraben, im Wasserstollen des Elektrizitätswerkes Peggau, im Clubdom der Lurgrotte und in den Bohrlöchern der Bohrungen Peggau VI und VII, lassen die horizontale Verbreitung dieser Gesteine eindeutig klar aufscheinen. Diese Tatsache beweist die Unmöglichkeit der Bruchkonstruktionen (die Gesteine mit den devonischen Fossilien seien nur Fetzen, eingeklemmt in Bruchbündeln des Schöckelkalkes [= Silur, nach WAAGEN]), durch deren Annahme WAAGEN seine Hypothese stützen wollte.

Schriftenverzeichnis.

(Nur die wichtigsten Arbeiten angeführt; im übrigen sei auf deren Verzeichnisse verwiesen.)

CLAR, C.: Der Gebirgsbau des Schöckelkalkstockes bei Graz. — Jb. Steir. Gebirgsverein **2**, Graz 1875.

CLAR, E.: Der Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. — N. Jb. Min. usw., Abt. B., 1935

HOERNES, R.: Vorlage einer geologischen (Manuskript-) Karte der Umgebung von Graz. — Verh. geol. Reichsanst. Wien 1880.

HOERNES, R.: Zur Geologie von Steiermark. I. Paläozoische Bildungen der Umgebung von Graz. — Verh. geol. Reichsanst. Wien 1877.

HERITSCH, FR.: Devonversteinerungen aus dem Schöckelkalk von Peggau bei Graz. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1929.

HERITSCH, FR., Versteinerungen, Korallen aus dem Schöckelkalk bei Deutsch-Feistritz. — Verh. geol. Bundesanst. Wien 1932.

SCHWINNER, R.: Das Bergland nordöstlich von Graz. — Sitzungsber. Akad. Wissensch. Wien, Math.-naturw. Kl., 1925.

SETZ, W.: Die Erzlagerstätten der Gegend von Deutsch-Feistritz—Peggau, Frohnleiten, Übelbach und Thalgraben. — Z. prakt. Geol. **10**, 1902.

VACEK: Über die geologischen Verhältnisse des Grazer Beckens. — Verh. geol. Reichsanst. Wien 1891.

WAAGEN, L.: Der geologische Bau des Gebirges zwischen Frohnleiten, Übelbach und Deutsch-Feistritz. — Sitzungsber. Akad. Wissensch. Wien, Math.-naturw. Kl., Wien 1930.

WAAGEN, L.: Paläozoikum, Kreide und Tertiär im Bereiche des Kartenblattes Köflach und Voitsberg. — Jb. geol. Bundesanst. **87**, Wien 1937.

**Personalveränderungen
bei der Reichsstelle für Bodenforschung Juni 1941**

A. BEAMTE

Ernennungen:

1. 6. 1941: a. pl. Bez.-Geol. Dr. Herbert Karrenberg (Berlin) zum Bez.-Geol.
 16. 6. 1941: Wiss. Ang. Dr. Hans-Joachim Martini (Prag) zum Bez.-Geol.
 19. 6. 1941: Kanzleiass. Ernst Ruppel (Darmstadt) zum techn. Ass.
 19. 6. 1941: Wiss. Ang. Dr. Alfred Seifert (Berlin) zum a. pl. Bez.-Geol.
 20. 6. 1941: Wiss. Ang. Dr. Bernh. Körnke (Berlin) zum a. pl. Bez.-Geol.
 30. 6. 1941: Wiss. Ang. Dr. Kurt Genieser (Berlin) zum a. pl. Bez.-Geol.

Ehrungen:

Dr. H. P. Cornelius (Wien) wurde zum korrespondierenden Mitglied der Akademie der Wissenschaften in Wien ernannt.

B. WISSENSCHAFTLICHE ANGESTELLTE

Zugang:

- | | | |
|------|---|---|
| Mai | { | Dipl.-Ing. Otto Favorke (Berlin).
cand. Ing. Karl Petschnig (Leoben).
cand. phil. Rostislaw Kostiljuk (Stuttgart).
Dr. Eberhard Schulz (Jena). |
| Juni | { | Dipl.-Ing. Kurt Lechner (Berlin).
Dipl.-Ing. Alfred Pferschy (Berlin).
Dipl.-Ing. Konstantin Karmasin (Berlin).
Dipl.-Ing. Dr. Friedrich Gloechner (Berlin). |

Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccien des Sonnwendjochgebirges

VON BRUNO SANDER, Innsbruck

Die folgenden Bemerkungen stützen sich auf Untersuchung von 25 Anschliffen und Dünnschliffen, welche ich zum Teil orientiert entnommen und nach den in der Arbeit über Anlagerungsgefüge (Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Bd. 48, 1936) dargestellten, hier vorausgesetzten Gesichtspunkten im Auflicht, im Durchlicht und mit Lemberg-färbung untersucht habe. Dies geschah in der Absicht festzustellen, ob dieses Material etwas beitragen kann zur Frage, wie man tektonische und sedimentäre Breccien an Merkmalen erkennen und ob man in Fällen paradiagenetisch oder später im Gefüge bewegter sedimentärer Breccien (Setzung; tektonische Durchbewegung) noch Merkmale finden kann.

Aus den auf der geologischen Karte des Sonnwendgebirges, 1:10.000, von SPENGLER (mit Verwendung der Karte von AMPFERER und WÄHNER-scher Aufnahmen) als Hornsteinbreccien kartierten Gebieten entnahm ich zur ersten Kennzeichnung Proben am Gschöllkopf (G.), am Sattel zwischen Gschöllkopf und Spieljoch (GS.), am Kalten Spitz (K.) und an der Rofan (R.). Diese zufällige erste Auslese ließ erkennen:

1. Rein sedimentäre Gefüge ohne oder mit geringer Zerbrechung (G., GS., K., R.; 12 Beispiele).
2. Sedimentäre Gefüge mit starker Zerbrechung im Gefüge (GS., 6 Beispiele).

I. Rein sedimentäre Breccien

Auf die Entstehung einer Breccie durch mechanische Anlagerung irgendwie vorher geformter Komponenten (kantig, rundkantig, rund) weisen Merkmale, welche entweder nur im Anlagerungsakt zustandekommen (im Zement: Feinschichtungen, Hohlraumfüllungen, typische Pelite, gepetale Gefüge; im Gesamtbereich: stark polymikter Aufbau aus unzerbrochenen Komponenten in sperriger Lagerung ohne Druckstellen; völlige Verschiedenheit der feineren Partikel im Zement von den Komponenten) oder die Entstehung des Zementes als Mylonit unmittelbar ausschließen (feiner unversehrter Organodetritus, zum Beispiel dünne Schälchen, Foraminiferen im Zement). Dagegen schließen bekanntlich runde Komponenten (Konglomeratcharakter) für sich allein tektonische Entstehung der Breccie nicht aus. Im Sonderfalle der paradiagenetischen Breccien (Zerbrechung starrer Bänken im Schlamm) kann ein feiner figurierter Organodetritus in der Zwischenmasse sehr wohl erhalten bleiben.

Einzelne Beispiele:

GS., Nr. 20, polymikte Breccie mit gerundeten Komponenten. Diese klastischen Komponenten sind: Dolomite, Kalke (Pelite mit feinen Schälchen), Hornstein (mechanisch angelagert aus Nadelchen). Zement zweifellos sedimentär aus mechanisch unversehrtem Organodetritus (auch Foraminiferen im Zement eines Zwickels zwischen Komponenten) und aus Kalkspat. Die sedimentäre Abfolge des mechanisch unversehrten Gesteins ist:

1. Bildung der bisweilen runden Komponenten.
2. Einbettung dieser Komponenten im polymikten, nicht diesen Komponenten entstammenden Organodetritus. Letzterer bedeutend derber als der in den Komponenten (= Pelite mit feinen Schälchen). Gelegentlich etwas geopetal angelagerter Pelit.

Bezüglich des Hornsteins besteht Resedimentation innerhalb der Abfolge „Hornsteinbreccie“. Denn wir finden denselben Hornstein feinschichtweise mechanisch angelagert aus Nadelchen, also nicht als klastische Komponente, in einer (nichtbrecciösen) Probe von der R. und wieder aufbereitet und als klastische Komponente eingesedimentiert in der vorliegenden Probe.

Nicht nachweisbar, aber möglich ist Resedimentation bezüglich einer anderen klastischen Komponente, welche selbst schon eine feinkörnige Mikrokalkbreccie, beziehungsweise grobkörniger Kalkpsammit ist.

K., Nr. 19. Stark polymikte Breccie. Die größeren Komponenten sind fast alle verschiedene Dolomite (weiße, graue, dunkle, rötliche, netzig-roughwackige, organogene); die kleineren Komponenten sind meist Kalke. Unter den dolomitischen Komponenten sind auch deutlich klastische Komponenten aus reinem Dolomitsandstein; also Resedimentation möglich. Die Breccie hat Stellen, wo als Zwischenmasse zwischen lauter Dolomitkomponenten viel kleinere Kalkkomponenten liegen: also sicher sedimentäre Einbettung von Dolomitkomponenten in Kalkgrus. Die Zwischenmasse besteht aus mechanisch angelagertem Kalk (auch reichlich Pelit) und sehr reichlich chemisch angelagertem Dolomit (Rhomboderchen als Kränze um die Kalkkörner und in deren Rupturen belteropor entstanden nach der Pressung) bisweilen auch mit Metasomatosen.

G., Nr. 17. Stark polymikte Breccie mit häufig gerundeten Komponenten, unter diesen etwas Dolomit, Hornstein, verschiedene Kalke (Pelite und organodetritisch sedimentierte Feinbreccien, also Resedimentation möglich). In den Zwickeln zwischen runden Komponenten Kalkspatiation und zentral Chalzedon, aber kein Pelit. Wie sehr oft, ist die Breccie in klarem Wasser sedimentiert.

GS., Nr. 3. Stark polymikt, Komponenten: reichlich scharfeckige Dolomite, verschiedene Kalke (voll winziger Fossilspuren), verschiedene Hornsteine, viele Fossilbruchstücke, Kalkspatiation erfüllt die Zwischenräume und verzehrt Komponenten; kein Pelit.

GS., Nr. 4. Ähnlich 3. Komponenten: selten scharfeckige Dolomite, reichlich organodetritische Kalke, runde und eckige Hornsteine; sonst wie 3. Beleg für die Bildung von Hornsteinen vor Bildung der sedimentären Breccie.

G., Nr. 5. (GRIGGS coll.) Sehr kalkreich, spärlicher kantiger Dolomitgrus; zweifellos primäres sedimentäres Zement füllt die Zwickel zwischen den zahlreichen konzentrisch-schaligen Fossilien, welche entweder primär oder den Kalkkomponenten entnommen im Zement liegen.

R., Nr. 11. Rote reine Kalkfeinbreccie mechanisch unversehrt, aus Organodetritus und Kalkpelit, welcher bisweilen geopetal in Schälchen liegt.

R., Nr. 14. Ähnlich 11 mit geopetalem Kalkpelit neben starker Kalkspatisation.

K., Nr. 18. Polymiktes Kalkfeinkonglomerat. Gerundete, dicht gepackte Kalkkomponenten sind mit Dolomitrhomboederchen umkränzt, außerdem im Zement Organodetritus und Kalkspat.

G., Nr. 1. Beispiel aus einer Reihe von Breccien mit beginnender bis völliger Verkieselung durch autigenen metasomatischen Hornstein. Komponenten: Kalke, Dolomite, darunter ein dolomitischer Millimeterrhythmit mit Kalkspatisation von Kleinhöhlen, ununterscheidbar von gewissen Typen der Obertrias. Der Organodetritus im Hornstein ist Kalk, soweit er nicht verkieselt ist. Im Hornstein Fäden, gelbe Eisennebel, zarteste Schälchen.

R., Nr. 15. Beispiel für Hornsteine, welche nicht durch metasomatisch verlagerte Kieselsäure entstehen, sondern direkt durch mechanische Anlagerung von lagenweise in der Schichtung zusammengeschwemmtem primär-kieseligem Organodetritus (meist einfache hohle Nadeln, selten Dreistrahler), welcher zugleich mit Kalk angelagert wurde.

In den sedimentären Typen der als Hornsteinbreccie kartierten Abfolgen des Sonnwendgebirges spielt der Hornstein folgende Rollen:

1. Autigene (= laut Gefügemerkmal im betrachteten Bereich gewachsene) Hornsteine (mit oder ohne Einwanderung der Kieselsäure in den betreffenden Bereich):
 - a) Durch mechanische Anlagerung als kieseliger Detritus.
 - b) Durch transportierte metasomatisierende Kieselsäure, also chemisch angelagert.
2. Allotigene Hornsteine:
 - a) Als einsedimentierte klastische Komponente.
 - b) Als tektonisches Fragment.

Die Fälle 1 b und 2 a sind die häufigen.

Hornsteinbildung erfolgt also nicht in der Breccienfazies selbst, aber in Begleitfazies derselben nach 1 a. Die Breccienbildung erfolgt örtlich mit früher diagenetischer Hornsteinbildung nach 1 b, örtlich wieder so, daß nach 1 a oder 1 b gebildete Hornsteine schon aufgearbeitet vorgefunden und nach 2 a als klastische Komponente einsedimentiert werden. Ob dieser örtliche Unterschied einem zeitlichen Unterschied innerhalb der ganzen Bildungszeit der Hornsteinbreccien entspricht, bleibt durch Horizontierungsversuche der 1 b-Breccien und der 2 a-Breccien zu untersuchen. Ist eine solche Horizontierbarkeit nicht vorhanden, so hat im Bildungsraum der Hornsteinbreccie Hornsteinbildung vor (2 a) der Breccienbildung und noch während der Diagenese der Breccie (1 b) stattgefunden; mithin die

Bildung sedimentärer Breccien vor bis während der Hornsteinbildung (I: „Vorhornsteinbreccie“) und nach der Hornsteinbildung (II: „Nachhornsteinbreccie“).

I zeigt in den verschiedensten Stadien diagenetisch-metasomatische Verkieselung mit feinsten Erhaltung gänzlich undurchbewegten Anlagerungsgefüges: Fragmente von organodetritischen Kalken und von Fossilien (viele Stielglieder) in sperriger Lagerung. Keine Anzeichen paradiagenetischer oder späterer Bewegung im Gefüge. II zeigt in stark polymikten Feinbreccien verschiedene Kalke, Dolomite und verschiedene Hornsteine als sedimentäre Komponenten.

„Gleichzeitige“ (genauer „einzeitige“, vgl. SANDER, 1936) Bildung von Hornstein und Breccie im selben geologischen Bildungsraum unter neuerlicher Aufarbeitung bereits gebildeter Hornsteine ist, wie bemerkt, noch nicht sichergestellt, würde aber mit den unselten Hinweisen auf resedimentäre Vorgänge in diesem Bildungsraume harmonisieren.

Die reichliche Beteiligung von Dolomiten als Komponente, als mechanisch abgelagerter Grus in der Zwischenmasse und als chemisch angelagerter Dolomit in der bei frühdiagenetischen Dolomitierungen so häufig vorgefundenen Rhomboederchenform tritt durch Lembergische Färbung eindringlich und übersichtlich hervor.

II. Sedimentäre Breccien mit starker Zerbrechung im Gefüge

Die sedimentäre erste Entstehung dieser Breccien ist noch durch dieselben Merkmale wie in Gruppe I erkennbar. In den Zwickeln gerundeter Komponenten liegt Zwischenmasse, selbst als polymikte Feinbreccie, aber nicht aus den angrenzenden Komponenten ableitbar. Auch liegt feinstfigurierter Organodetritus wohl erhalten in der Füllmasse auf engstem Raum in den Zwickeln zwischen Fragmenten mit korrespondierenden Trümmergrenzen. Eine Einpressung der Füllmasse als Mylonit unter Erhaltung des figurierten Organodetritus ist ausgeschlossen (GS., Nr. 8). Das Eindringen sicher sedimentärer Füllmasse zwischen Trümmer mit korrespondierenden Grenzen und die Dolomitierung (in Gestalt der aus vielen Beispielen als frühdiagenetisch bekannten Rhomboederchenbildung) längs der den tektonischen Charakter der Breccie bedingenden Rupturen der Komponenten, das sind zwei Umstände, welche auf frühdiagenetische Entstehung der Zerbrechungen in der Breccie hinweisen. Auch in diesen Breccien finden wir stark polymikte Mischung aus Dolomiten und Kalken zum Teil selbst schon feinbrecciöser Art und mithin dieselben Hinweise auf mögliche Resedimentation wie in den nicht deformierten sedimentären Breccien I. In allen Zügen ist es deutlich, daß hier diese Breccien I vorliegen, aber zusätzliche, mit größter Wahrscheinlichkeit als frühdiagenetisch zu betrachtende Bewegung im Gefüge (zu Setzung oder orogener Deformation) legt für manche dieser Breccien bisweilen bei feldgeologischer Betrachtung ohne Präparation den Gedanken an tektonische Entstehung, also aus einem nichtbrecciösen Gesteine durch Zerbrechung mit Mylonitfüllmasse, nahe, der aber mit den angeführten Gründen abzulehnen ist.

G., Nr. 6. Zeigt Kalkkomponenten längs Rupturen mit Zerlegung in tektonische Fragmente dolomitisiert, ebenso deutlich Dolomitkomponenten längs

derartigen Rupturen kalkspatisiert; also die Tektonisierung der Breccie, von chemischer Anlagerung von Dolomit und Kalzit überdauert.

G., Nr. 7. Zeigt in allen Graden an Dolomiten, Kalken und Hornsteinen Zerbrechung mit korrespondierenden Trümmergrenzen, Verflössung, Zerreibung in allen Graden und die Bildung von Zwischenmasse durch diese Durchbewegung. Zerkleinerung und schlierige Mischung der Zerreibsel allmählich zerbrechender Komponenten ist deutlich, selbst an Hornstein-komponenten, wo sich deren Trümmer aneinander reiben. Andererseits läßt sich die Zwischenmasse nicht überall als Reibungsprodukt angrenzender Komponenten auffassen, wohl aber als transportiertes Reibungsprodukt in der polymikt-sedimentär abgelagerten, aber sehr stark gepreßten Breccie. Der Umstand, daß primäres sedimentäres Zement unter den zerbrochenen Fragmenten nicht auftritt, ist deutbar, wenn man Zerbrechung der Komponenten und die Durchbewegung noch vor Verfestigung eines sedimentären Zementes in breiiger Zwischenmasse annimmt: Die Deformation der sedimentären Breccie ist paradiagenetisch erfolgt, und zwar auch hier mit chemischer Dolomitanlagerung nach der rupturellen Wegsamkeit und in der Zwischenmasse.

G., Nr. 2. Komponenten: meist Kalke, dolomitische Kalke, Kalke mit dolomitischem Organodetritus, reine Dolomite, Fragmente verkieselter Bereiche. Starke Zerbrechung mit korrespondierenden Trümmergrenzen, zwischen welche eine Zwischenmasse eindringt, deren Entstehung als Zerreibselbrei aus Dolomit und Kalk gut zu verfolgen ist. Unverkennbar als tektonische Fazies der auch undurchbewegt vorliegenden polymikten sedimentären Breccie vom G.

R., Nr. 13. Die Entstehung dieser Breccie als Druckbreccie aus organodetritischem Kalk (mit geopetalem Kalkpelit in Schälchen) ist in allen Stadien verfolgbar. Wenn wir den organodetritischen Kalkpelit in seiner Fazies als mechanisch unversehrte primärsedimentäre Feinbreccie neben die anderen primärsedimentären Ausbildungen der Breccien stellen, so kommt seine tektonische Breccie neben die tektonisierte Fazies der primärsedimentären Hornsteinbreccien. Auch R., Nr. 12, ist eine tektonische Breccie aus R., Nr. 11 (siehe oben).

Rein tektonisch entstandene Breccien ohne sedimentär-brecciöses Vorstadium fehlen unter den bisherigen Proben. Diese erschienen mir ausreichend, um eine „Entstehung der Hornsteinbreccie“ als tektonische Breccie — also ein Zustandekommen des polymikten und des gesamten fragmentierten („brecciösen“) Gefüges der Breccie durch tektonische Durchbewegung eines nichtbrecciösen Vorgängers — auszuschließen.

Für die Entstehung der sedimentär angelegten paradiagenetisch tektonisierten Breccien vom G. ergibt sich als Abfolge vom Älteren zum Jüngeren:

1. Bildung von Dolomiten und von hornsteinführenden festen Kalken.
2. Aufbereitung zu polymikten Komponenten.
3. Bildung der polymikten Breccie mit oder ohne sedimentäres Zement. Paradiagenetische Zerpressung vor der Verfestigung eines Zements mit Bildung transportabler Reibungsbreie, selten mehrere sedimentäre Komponenten noch zusammenhaltend in einem tektonischen Fragment.
4. Verfestigung.

Die Dolomitisierung erfolgte in 3, vielleicht übergreifend auf 4.

Im einzelnen finden sich unter den Komponenten der Breccie vom G.: sedimentäre Breccie mit verkieselten (Quarz!) Zwickeln; rein sedimentäre Breccie aus unversehrtem Organodetritus verkittet durch Hornstein. Es fand also vor der sedimentären Bildung der G.-Breccie die Bildung von klastischem organodetritischem Sediment und von Hornstein, beide ohne Spur von mechanischer Deformation, statt. Hierauf fand die Bildung der sedimentären tektonisierten G.-Breccie statt. Als weitere Komponente finden sich in der G.-Breccie mechanisch unversehrter Crinoidenkalk mit neuem Kalzit und typischem Mikropelit (I) in den Zwickeln zwischen den Stielgliedern. In diesem Crinoidenkalk liegt schon ein aus Pelit (II) und Schälchendetritus zusammengesetzter älterer organogener Kalk. Diesem Kalk und seinem Pelit II gegenüber ist der Mikropelit I (heller, grobkörniger) jünger; Resedimentation ist möglich. Pelit I bildet ausgezeichnete Beispiele für Zwickelfüllung. Beide Pelite (I, II) gleichen vollkommen den geopetalen Peliten, zum Beispiel des Dachsteinkalkes der Loferer Steinberge. Mithin fand vor Bildung der G.-Breccie die rensedimentäre (resedimentäre?) Bildung von Crinoidenkalk ohne mechanische Spuren statt. Eine weitere Komponente ist Kalk mit metasomatischem Hornstein.

Es fand also vor Bildung der G.-Breccie metasomatische Verkieselung zu Hornstein statt. Die fertigen Hornsteine wanderten als klastische Komponenten mit oder ohne den Kalk, in dem sie entstanden, in die G.-Breccie ein.

Allgemeines

Unter Deformationsbreccie verstehe ich hier alle Fälle, in welchen die Umgrenzung der Komponenten einer Breccie mechanisch (Rupturen, Abscheuerung) aus zusammenhängenden Bereichen innerhalb eines Gesteins oder seines Vorstadiums zustande kamen.

Da oft keine eindeutigen Gefügemerkmale dafür vorhanden sind, ob die Deformation tektonischen Vorgängen (primärtektonischen oder sekundärtektonischen) im engeren Sinne oder aber anderen Vorgängen (Setzung, Schwund, Stoßerschütterung) zuzuordnen ist, so sagt man vom Standpunkt der Gefügekunde aus, welche nach Merkmalen und nicht nach geologischen Bedingungen ohne Gefügemerkmale beschreibt und benennt, nicht „tektonische Breccie“, sondern „Deformationsbreccie“, und auch letzteres eben nur, wenn hierfür Gefügemerkmale (korrespondierende Trümmergrenzen, mechanische Zerlegung der Komponenten bis zu Reibungsschlieren aus Zerreibsel in der Grundmasse) vorhanden sind. Unterscheidungen und Nebeneinanderstellungen, wie etwa „Verwerfungsbreccien“, „Faltungsbreccien“, „Überschiebungsbreccien“, „Reibungsbreccien“ (!), haben hingegen weder petrographische Unterscheidungs- und Erkennungsmerkmale noch einen gemeinsamen logischen Einteilungsgrund und müssen dem überlassen bleiben, der nicht eine Breccie beschreiben, sondern etwas über ihre Entstehung in einem bestimmten geologischen Ablauf aussagen will, wobei allerdings hinsichtlich der mit den anderen Breccien koordinierten „Reibungsbreccien“ ungünstig ist, daß die Reibung an der Entstehung der anderen aufgezählten Breccien ebenfalls wesentlich beteiligt ist und überhaupt nicht wie diese anderen Geologisches, sondern Physikalisches aussagt.

Im Anschluß an die Beispiele paradiagenetischer Bewegung im Gefüge, paradiagenetischer Deformationsbreccien und gewöhnlicher tektonischer Breccien (siehe SANDER, 1936, Sachverzeichnis, unter „Bewegung im Gefüge“ und „Inhomogenitätsbreccien“, besonders S. 31) habe ich paradiagenetische Inhomogenitätsbreccien oder „Breie“ als unseltenen Typus der Deformationsbreccien unterschieden, weil dies nach Merkmalen möglich ist und diesen Breccien eine andere Rolle in der tektonischen Synthese zukommt als den gewöhnlichen tektonischen Breccien und den sedimentären Breccien. Die paradiagenetischen Inhomogenitätsbreccien kommen bei Deformation eines noch mechanisch inhomogen gebauten Bereiches zustande, hierin nicht anderes als etwa in kristallinen tektonischen Fazies eckige Amphibolittrümmer einer zerbrochenen Amphibolitlage in stetig deformiertem Marmor oder auch manche eckige basische Trümmer bis Breccien in Granit, und andere Fälle, welche man am besten allgemein als paramorphe Inhomogenitätsbreccien und sodann, wie üblich, genauer nach dem Verhältnis der Kristallisationen zur Deformation kennzeichnen könnte. Ferner wurde SANDER, 1936, S. 31, vorgeschlagen, für subaquatische tektonische Breccien und für sedimentäre Breccien das Merkmal zu betonen, daß die Fragmente in nichtsyngenetischem Sediment schwimmen.

Im vorliegenden Falle der Hornsteinbreccien des Sonnwendgebirges ergaben die bisherigen Proben überwiegend zweifellos sedimentäre und undurchbewegte Breccien und ferner aus diesen letzteren in einer Zeit wirksamer mechanischer Inhomogenität (zwischen Komponenten und Zwischenmasse) gebildete paradiagenetische Deformationsbreccien, deren Kennzeichnung und Kartierung damit allerdings erst begonnen ist. Hierbei sind die Feststellungen mit Hilfe petrographischer Merkmale an sich schon völlig unabhängig von dem Für und Wider der feldgeologischen und der theoretischen Begründungen, wie sie in der Aussprache WÄHNER—AMPFERER (Übersicht in WÄHNER—SPENGLER, 1935, II, ab S. 118) gegeneinander gestellt sind. Zweck dieser vorläufigen Notiz ist es, den Hinweis auf die unabhängige petrographische Entscheidbarkeit der Streitfrage „tektonisch oder sedimentär“ neben deren offenkundige Unentschiedenheit ohne sedimentpetrographische Untersuchung zu stellen. Um so mehr, als man die petrographische Untersuchung mit den Methoden der Arbeit über Anlagungsgefüge (SANDER, 1936; also wesentlich: orientierte Probenahme, Anschliffe, Dünnschliffe, Färbung) bei Geologen in den Schwierigkeiten vielfach überschätzt (vgl. zum Beispiel J. PIA, Geologische Jahresberichte I, 1938, S. 399), bei CORRENS (BARTH, CORRENS, ESKOLA, „Entstehung der Gesteine“) überhaupt nicht als sedimentpetrographische Arbeit evident gehalten findet. Eine kurze Fühlung mit dem feldgeologischen Schrifttum des Sonnwendgebirges im Anschluß an SPENGLER (1935) folgt.

Wenn es sich für den Geologen darum handelt, ob die „Hornsteinbreccie“ 1. als tektonisches Reibungsprodukt oder 2. als Sediment entstanden ist, so entscheidet schon die bisherige petrographische Voruntersuchung gegen 1 und für 2 und ist wegen des Hinweises auf paradiagenetische Durchbewegungen und Inhomogenitätsbreccien besonders vereinbar mit der Annahme subaquatischer Deformation (HERITSCH nach SPENGLER; bei WÄHNER als Möglichkeit). Die Beachtung der reichlichen Dolomitführung der Breccie und ihrer Bedeutung als Hinweis auf den

sedimentären Charakter der zwischen Kalken liegenden Breccie scheint im Schrifttum noch zu fehlen. So in der Aufzählung der Gesteinsarten, welche in der Hornsteinbreccie vorkommen (zum Beispiel AMPFERER, 1908, S. 284, und AMPFERER—OHNESORGE, 1924, S. 52), auf welche sich O. KÜHN bezieht. Falls, wie ich annehme, diese Dolomite weder vom Hangenden (Hornsteinkalk des Malm anschließend an Tithon; nach KÜHN) noch vom Liegenden (Kössener Schichten; Riffkalk; bunte Kalke und Krinoidenkalke des Lias, rote Hornsteine und Radiolarienmergel; nach KÜHN) der Hornsteinbreccie geliefert sind, so sind sie bei Verwendung der Lembergfarbung als Leitgesteine für sedimentäre Entstehung der Breccie kartierbar.

Ebenso sicher wie die Entscheidung für 2 ist jedoch die reichliche Vertretung von gradweise verschieden entwickelten Deformationsbreccien aus 2, also von in weiterem Sinne tektonischen Fazies der Sedimentärbreccie. Dieser Umstand wird bei Betrachtung ohne Präparation immer wieder zu geteilten Meinungen in der meines Erachtens fehlgegriffenen Frage „entweder sedimentär oder tektonisch“ führen, an deren Stelle petrographische Kartierung treten kann.

Auch die Einbeziehungen von Material aus dem Hangenden wären unter dem Gesichtspunkt früher Deformation der sedimentären Hornsteinbreccie zu betrachten und sind bei Inhomogenitätsbreccien geradezu zu erwarten.

Ob sich die Hornsteinbreccien überhaupt „aus den hangenden Hornsteinkalken entwickeln“ oder diese hangenden Hornsteinkalke feineres pelitisches Sediment normal über dem gröberen brecciösen (beide mit Hornsteinbildung) bedeuten, ist sedimentpetrographisch noch ununtersucht.

Die Auseinandersetzung mit den einzelnen Aufschluß- und Bewegungsbildern, deren Darstellung im Werke WÄHNER—SPENGLER eine ganz selten schöne und einladende feldgeologische Vorarbeit für die petrographische Untersuchung ist, kann nur mit weit zahlreicheren Präparaten und Zeitaufwendungen erfolgen, als mir ermöglicht waren. An Stelle der obigen Frage, ob 1 oder 2, und an Stelle des gewissenhaften Protokolles der Kontroverse bei SPENGLER (1935, S. 118—151!) tritt die Notwendigkeit petrographischer Kartierung von sedimentären Breccien ohne und mit Durchbewegung und mit nachweislich paradiagenetischer Bewegung.

Was die tektonische Mischbarkeit der Komponenten der polymikten Breccie angeht, so wurde bei Beschreibung der sedimentären Typen an Stelle der theoretischen Erörterung, wie weit allgemein solche Mischung gehen könne, das Schliffbild gesetzt, in welchem Gefügemerkmale wie das Fehlen überhaupt jeder mechanischen Einwirkung in hochpolymikten Bereichen der Breccie, eben auch das Fehlen überhaupt jeder tektonischen Mischung unmittelbar erkennen lassen. Wenn auch SPENGLER (S. 151) einige Bänke von Sedimentärbreccie vor der tektonischen Neuerzeugung der Hauptmasse der Breccie annimmt, so ist man wieder vor die Aufgabe der Kartierung gestellt. Diese ist auch die Voraussetzung für eine Beteiligung an der unter anderem von CORNELIUS, 1937 (S. 214) belebten Frage nach der feineren tektonischen Phasengliederung, wo es sich um diese und ähnliche Gebilde handelt.

Die paläontologische Mitarbeit durch Arbeiten wie die von KÜHN, 1934, S. 178) wird man um so mehr schätzen, je weniger man sie selbst leistet,

nicht aber wird man zugeben können, daß die tektonische Entstehung der Breccie bewiesen sei, wenn KÜHN in unserer mechanischen Inhomogenitätsbreccie (aus sedimentärer) die Korallen stärker deformiert findet als im Kalk. Die Annahme (S. 201) nach THIELE, daß ungleichmäßiges Material Vorbedingung für die Bildung von Scherflächen sei, ist unrichtig und ungeeignet, Sachlagen abzuleiten, die man unmittelbar untersuchen kann. Diese Untersuchung hat bisher keiner der vielen wirklichen Beobachtungen widersprochen und die Deutung jener Bearbeiter bestätigt, welche wenigstens zum Teile sedimentäre Entstehung der Hornsteinbreccie annahmen wie AMPFERER.

Angeführte Literatur

- AMPFERER, O.: Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges. — Jb. geol. Reichsanst. Wien. **58**, S. 281—304, 1908.
- AMPFERER, O., & TH. OHNESORGE: Erläuterungen zu Blatt Innsbruck—Achensee. 1:75.000. — Geol. Bundesanst. Wien, 1924.
- BARTH, T. F. W., C. W. CORRENS, P. ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine. — Berlin 1939.
- CORNELIUS, H. P.: Über den Oberjurakalk mit klastischen Beimengungen vom Hohen Stüdent. — Verh. geol. Bundesanst. S. 212—215, Wien 1937.
- KUHN, O.: Die Hornsteinbreccie des Sonnwendgebirges und ihre Korallenfauna. — Paläont. Z. **17**, S. 178—204, 1935.
- PIA, J.: Trias. — Geol. Jahresberichte **1**, S. 394—410, 1938.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias.) — Min.-petr. Mitt. **48**, S. 27—209, Leipzig 1936.
- SPENGLER, E.: Siehe unter WÄHNER.
- WÄHNER, F.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, ein Typus alpinen Gebirgsbaues. — Wien (Deuticke), I. Teil 1903. II. Teil vollendet von E. SPENGLER 1935.

Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale

Von H. P. CORNELIUS, Wien

Eine verdienstliche Zusammenstellung von A. PILGER über die magmatischen Ereignisse in den nördlichen Dinariden (mit Ausblicken darüber hinaus) gibt Anlaß zur Vergleichung mit den Alpen. Hier sind die betreffenden Phasen zum Teil weniger vollständig entwickelt, so daß auf sie von den Dinariden her neues Licht fällt. Ich beschränke mich dabei auf die „initialen“ Magmen im Sinne STILLE's, 1940.

Ein Analogon des in der dinarischen Innenzone bereits mit dem Skyth¹⁾ beginnenden Diabasvulkanismus sind die diabasischen und zum Teil gabbroiden Vorkommen der nordalpinen Werfener Schichten (ältere Funde zusammengestellt bei C. v. JOHN, 1899, neuere bei SPENGLER, 1928 (S. 104), AMPFERER, 1931 (S. 290), CORNELIUS, 1933, 1936, ZAPFE, 1931, HAUSER, 1940,²⁾ und ihre viel bedeutenderen Äquivalente in den Kleinen Karpathen (vgl. BECK-VETTERS, 1901, S. 59 f.; hier Melaphyre heißen!).

¹⁾ Vielleicht schon im Perm!

²⁾ Vollständigkeit dieser und der weiteren Literaturangaben ist nicht angestrebt!

Möglicherweise gehört dahin auch in den Zentralalpen der — von den Prasiniten der Schieferhülle petrographisch verschiedene! — Zug von Grünschiefer, welcher den wohl untertriadischen Quarzit der Matreier Zone auf weite Strecken begleitet (CORNELIUS & CLAR, 1939, S. 246 f.). — Unterschiede bestehen einmal in quantitativer Hinsicht: die dinarischen Vorkommen sind ansehnlicher als der Großteil der alpinen; ferner fehlt den Alpen die nachfolgende, in den Dinariden außerordentlich entwickelte Serpentinphase; endlich fehlt auch die nach PILGER in den Dinariden gesetzmäßige Verknüpfung mit den Schiefer-Hornstein-Schichten, die dort auch geringfügige Ophiolithvorkommen zwischen andern Triasfazies in der Regel wenigstens in dünnen Lagen begleiten. Wenn allerdings einzelne Hornsteinvorkommen durch Kontaktmetamorphose entstanden sein sollen (PILGER, S. 258), so kann man da vielleicht auf die Fritting der Werfener Schichten am Neuberger Diabas verweisen, die auch hornsteinähnliche Produkte liefert. Jedenfalls aber finden durch jene dinarischen Vorkommen die genannten alpinen Anschluß an den typischen basischen Geosynklinalvulkanismus; während man an und für sich über deren Verknüpfung im Zweifel sein, sie etwa für basische Nachzügler der permischen Quarzporphyrgänge — wenn solche auch gerade in den Nordalpen nur spärlich angedeutet sind — halten konnte.

Ganz sinnlos ist die immer noch gelegentlich zu lesende Bezeichnung der Werfener Eruptivgesteine als „exotisch“. Sie sind zweifellos in primärem Verband mit den Werfener Schichten, wie die nun immerhin an zwei Orten (Neuberg; südlich Hofpürglhütte) bekannten Kontaktbildungen beweisen. Daß anderwärts dieser primäre Verband durch die Tektonik zerrissen (oder vielleicht auch manchmal nur nicht hinreichend klar aufgeschlossen) ist, gibt jedenfalls noch lange kein Recht, an seinem ursprünglichen Vorhandensein zu zweifeln; bei den ausgedehnten Decken der Kleinen Karpathen wird das ja wohl auch niemandem einfallen!

Gleiches wie vom skythischen gilt nun aber auch vom basischen Vulkanismus im Ladin. Dieser Zeitabschnitt bringt in den Dinariden die Hauptintrusionsphase, durch zum Teil riesige Serpentinmassive vertreten, im innerdinarischen Trog; aber auch außerhalb von diesem sind ausschließlich im Ladin da und dort grüne Gesteine vertreten. Daß ihnen die allbekannten Augitporphyrite³⁾ usw. der Südalpen an die Seite gestellt werden können, führt PILGER bereits an; dazu kommen noch die kleinen Vorkommen der Nordalpen (Lechtal; AMPFERER & HAMMER, 1930), welche zum Teil, nämlich in den nordöstlichen Kalkalpen, ja wohl nur auf weither — aus den Südalpen — verwehte Aschen zurückgehen (CORNELIUS, 1937, S. 148 f., dort einige weitere Literaturangaben); endlich noch einige aus dem Unterengadiner Triasgebiet, wo sie — wie auch im Lechtal zum Teil — bis ins Karinth hinaufgehen⁴⁾ und auch saure Gesteine (Quarzporphyre) glei-

³⁾ Trotz des sehr umfangreichen geologischen Schrifttumes über diese Gesteine fehlt es noch fast ganz an einer brauchbaren petrographischen Bearbeitung — zu der ihr Erhaltungszustand allerdings meist nicht einläßt. Einige Angaben (Beobachtungen von EVANS) bei OGILVIE-GORDON, 1927, S. 37 f.; danach handelt es sich um Andesite. CASTIGLIONI, 1939, fand in der Palagruppe eine größere Variationsbreite: von Augitporphyrit bis zu quarzfreiem Porphyrit; ähnlich übrigens schon GRAF KEYSERLING 1902.

⁴⁾ Ein zunächst damit parallelisiertes Vorkommen im Unterostalpin (CORNELIUS, 1935, S. 179) ist wohl eher schon vortriadisch, wie ebendort (S. 180, Fußnote) schon angedeutet.

chen Alters, vorkommen (HAMMER, 1912; SPITZ und DYHRENFURTH, 1916, S. 54 f.). Jedenfalls aber gilt auch für die (Ost-) Alpen wie für die nördlichen Dinariden, daß höhere Obertrias (Nor-Rhät) i. a. nicht mehr erreicht, beziehungsweise durchbrochen wird. Wohl aber lebt die magmatische Tätigkeit im Jura („EHRWALDIT“ des Wettersteingebirges; vgl. AMPFERER, 1905, S. 549; O. M. REIS, 1911) in geringem Umfange wieder auf; auch die im Rhät steckenden Diabasschlote des Karwendels gehören vermutlich dahin (M. RICHTER, 1928). Auch dazu gibt es in den Dinariden Analogien.

Gerade wie sich aber in den südlichen Dinariden die Hauptförderungszeit der grünen Gesteine in den Jura verlagert, so scheint dies innerhalb der Alpen in der penninischen Zone zu geschehen (wobei ich die Plattadecke zu dieser rechne). Zwar wissen wir über das Alter eines großen Teils ihrer Ophiolithe noch gar nichts Sicheres; aber daß mindestens ein Teil von ihnen im Jura intrudiert und auch (wohl submarin) zutage getreten ist, scheint mir nahezu sicher (CORNELIUS, 1935, S. 286 f.) und die Wahrscheinlichkeit groß, daß die Gesamtmasse im Alter (großzügig betrachtet!) einheitlich sein wird. Daß bezüglich der tieferen penninischen Decken (schon Zermatt, Malenco usw., also Unterlage der Dent-blanche, beziehungsweise Margnadecke) und in den Tauern überhaupt die Verknüpfung mit Tiefseesedimenten nicht besteht, auf die STEINMANN (1906, 1926) solchen Wert lege, das darf wohl als bekannt gelten. Auch in der Plattadecke ist diese Verknüpfung nur scheinbar,⁵⁾ da zwischen Ophiolithen und Jurahornsteinen regelmäßig Schuppungsflächen durchgehen; gleiches gilt für die Matreier Zone des Tauernfensters (deren Serpentine zudem allem Anschein nach nichts mit alpidischem Geosynklinalvulkanismus zu tun haben, sondern viel älter sind; ANGEL, 1929, b, c; CORNELIUS & CLAR, 1939, S. 246).

Überhaupt muß man sich bewußt bleiben, daß es nicht nur im alpidischen Mesozoikum grüne Gesteine gibt, sondern auch in älteren Serien: die zahllosen Diabase (bezw. „Grünschiefer“) des alpinen — ebenso wie des außeralpinen! — Paläozoikums, die gewaltige Fülle aus ähnlichen Magmen entstandener Amphibolite des Vorpaläozoikums redet da doch eine deutliche Sprache! Daß die einen wie die anderen gelegentlich mit noch basischeren Differenzationsprodukten, d. h. mit Peridotiten, bezw. deren Abkömmlingen, zusammen auftreten, ist nicht anders zu erwarten. Ich kann daher den Standpunkt KOSSMATS, 1937, nicht teilen, der alle Serpentine — auch die ganz im Altkristallin steckenden, wie Kraubath — über einen Leisten schlagen und als mesozoisch erklären wollte⁶⁾; ebensowenig wie ich der Ansicht des genannten Forschers beipflichten kann, daß die durch Grüngesteine ausgezeichneten Zonen der Dinariden (= innerdinarische Z.) und der Alpen (= penninische Z.) unmittelbar zu verbinden wären — dafür ist ihre ganze geologische Entwicklung zu grundverschieden! Ebensowenig aber kann ich den für die Tauern gerade entgegengesetzten Standpunkt ANGELS (1929 a) allgemein gutheißen, der aus den ganzen Grüngesteinen auch der Oberen (mesozoischen!) Schieferhülle diaphthoritisches Altkristallin machen wollte; vgl. zu dieser Frage CORNELIUS & CLAR, 1939, S. 196.

Eine Bindung der basischen Intrusionen, beziehungsweise Effusionen an Geosynklinalphasen besteht in den aufgezeigten Fällen aus den Alpen wohl unbestreitbar. In der Trias sind ja die oberostalpinen Kalkalpen,

⁵⁾ Verwirklicht ist sie in den Alpen in der „Arosersonne“ sowie in manchen Schubfetzen am Alpen-Nordrand; die tektonische Stellung dieser Elemente ist nicht ganz klar. Doch müssen sie irgendwo in dem Raum zwischen Ultrahelvetisch und Oberostalpin beheimatet sein.

⁶⁾ Im Einzelfall mag dies selbstverständlich möglich sein!

beziehungsweise die Südalpen die einzigen Teile der Alpen, die überhaupt auf die Bezeichnung Geosynklinale Anspruch erheben können: ^{?)} die Senkung begann hier mit dem Skyth (zum Teil — Südalpen! — schon früher!), bald darauf setzte auch die Magmatätigkeit ein. Warum sie freilich mit der Obertrias zu Ende ging, wo doch die geosynklinale Senkung fort dauerte — warum sie in jurassischer Zeit sich so gut wie ganz in den neu in die Senkung einbezogenen penninischen Bereich verlagerte, während doch der ostalpine auch damals noch geosynklynal blieb (vgl. dazu CORNELIUS, 1925) —, das sind Fragen, die sich heute noch nicht beantworten lassen.

Aber auch zu einer Zeit, da das Alpengebirge bereits recht weit in seiner Entstehung vorgeschritten, in den Innenzonen wahrscheinlich der Umschwung der Magmabeschaffenheit zum Tonalit bis Granit bereits erfolgt war (Zentralgneise!), sehen wir die geosynklinale Senkung in Randteilen des Gebirges noch weitergehen (Flyschzone!). Und ebendort kommt es vereinzelt (Umgebung von Wien!) nochmals zum Aufdringen basischer Magmen, deren petrographische Beschaffenheit allerdings mehr auf nachtektonische als auf geosynklinale Förderung schließen läßt (STINY & TRAUTL, 1938; KÖHLER & MARCHET, 1939; hier auch weitere Angaben über Eruptivgesteine der Flyschzone, die allerdings zum Teil sicher älter und nur tektonisch eingeschleppt sind). Ausgeschlossen erscheint ein solcher Verdacht dagegen bei den „Tescheniten“ der karpathischen Flyschzone, die Lagergänge in der Mittelkreide (wann intrudiert?) bilden (Literatur siehe bei KÖHLER & MARCHET).

Daß man auch den Detritus basischer Eruptiva hierher rechnen darf, welcher den (obereozänen!) Taveyannazsandstein der westalpinen Flyschzone großenteils zusammensetzt, erscheint nach der Untersuchung von F. DE QUERVAIN, 1928, sehr unwahrscheinlich. Das Material ist saurer als die Ophiolithe; über seine Herkunft auch nur eine begründete Vermutung zu äußern, ist bisher unmöglich.

Bekannt ist der kräftige basische Vulkanismus im Alttertiär der Südalpen, dessen Alter durch die Tuffeinlagerungen in verschiedenen Stufen des Eozäns (Übersicht bei FABIANI, 1915) eindeutig gekennzeichnet ist (Vicentin u. a.). Auch im Oligozän finden sich dazu noch gleichartige Nachläufer.

Zusammenfassend läßt sich feststellen: Es gibt in der alpidischen Geosynklinale drei Hauptperioden basischer magmatischer Tätigkeit: eine unter- bis mitteltriadische, in den beiden ostalpinen Kalkzonen; eine wahrscheinlich mindestens in der Hauptsache jurassische im penninischen Gebiet (mit Ausläufern im [?] unter- und oberostalpinen); eine kretazisch-alttertiäre in der (mindestens karpathischen) Flyschzone und am Alpensüdrand.

Dabei ist noch auf einen Umstand hinzuweisen: das sind die atlantischen ^{*)} Anklänge, die immer wieder vorkommen. In den triadischen

^{?)} Sie genügen der Bedingung, welche seinerzeit überhaupt zur Aufstellung des Begriffs Geosynklinale Anlaß gab: bedeutende Mächtigkeit der Sedimente im Vergleich zum Vorland (mit Einschluß des helvetisch-penninischen Raumes). — Daß dies nicht die „eigentliche“ alpine Geosynklinale sei, wie manche Autoren behaupten, die diese Bezeichnung ausschließlich für die penninische Zone reservieren möchten, — das ist wohl nur ein Spiel mit Worten.

^{*)} Es ist das nicht die einzige Einschränkung, welche die viel angeführte BECKE'sche Regel sich gefallen lassen muß, nach der atlantische Magmen dem Faltengebirge fehlen sollen!

Serien der Nordalpen gehört hierher der Gabbro von Laussa mit seinen Alkalihornblendes,⁹⁾ während der Albitdiabas von Neuberg eher als nachträglich „spilitisiert“ (DEWEY & FLETT) zu deuten ist.¹⁰⁾ Im penninischen Bereich hat schon GRUBENMANN, 1909, Hinneigung mancher Grünschiefer zu atlantischem Chemismus festgestellt; weitere einschlägige Beobachtungen bei STAUB, 1915, und CORNELIUS, 1935. Allerdings legt die sehr weitgehende sekundäre Albitisierung (Na-Zufuhr!), die in manchen Teilen des penninischen Bereichs (Glocknergruppe; CORNELIUS & CLAR, 1939) eine Rolle spielt, die Frage nahe, inwieweit es sich auch da vielleicht allgemein um sekundäre Einflüsse handelt. Ausgesprochen atlantischen Charakter (Gehalt an Nephelin u. a.) zeigen manche Vorkommen der Außenzonen: sowohl in den Südalpen (vgl. WALDMANN, 1926, und dort angeführte weitere Literatur) als in der nördlichen Flyschzone. Wenn man hier die Vorkommen der Wiener Gegend wegen ihrer fraglichen geologischen Zuordnung nicht gelten lassen will, so ist wieder auf die karpathischen Teschenite usw. zu verweisen (Beobachtungen von PACÁK, SLAVIK, ULRICH; zit. nach KÖHLER & MARCIET, 1939, S. 136).

Der Gegensatz pazifisch—atlantisch hat ja allerdings wohl nicht die Bedeutung, die man ihm einst beizulegen geneigt war, seitdem sich allenthalben Möglichkeiten ergeben haben für die Entstehung ausgesprochener Alkaligesteine aus normalen pazifischen Magmen; vgl. die Zusammenstellung bei BARTH-CORRENS-ESKOLA, S. 88 f. Immerhin wäre wohl zu wünschen, daß in einem Gebirge, das von Metamorphose weniger beeinflusst ist als die Alpen, der Frage der chemischen Zugehörigkeit der geosynklinalen Magmen systematisch nachgegangen würde. Vielleicht eignen sich die Dinariden hierzu.

Auf die spätrogenen, vorzugsweise granitisch-tonalitischen Intrusionen einzugehen, liegt außerhalb des Rahmens dieser Übersicht.

Angeführtes Schrifttum

- AMPFERER, O.: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. — Jb. geol. Reichsanst. **55**, S. 451, Wien 1905.
 AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtals. — Jb. geol. Reichsanst. **80**, S. 103, Wien 1930.
 AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. — Jb. geol. Reichsanst. **81**, S. 237, Wien 1931.
 ANGEL, F.: Der Stüdlgrat. — Verh. geol. Bundesanst. S. 70, 1929 (1929 a).
 ANGEL, F.: Die Überschiebungszone des Kasteneck. — Verh. geol. Bundesanst. S. 146 (1929 b).
 ANGEL, F.: Stubachit und Stubachitserpentin vom Ganoz (bei Kals in Osttirol). — Z. Krist. **72**, S. 1 (1929 c).
 BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. — Berlin 1939, bei Springer.
 BECK, H., & VETTERS, H.: Die Kleinen Karpathen. — Beiträge zur Pal. Geol. Österr.-Ung. **16**, 1904.
 CASTIGLIONI, B.: Il Gruppo delle Pale di San Martino e le valli limitrofe. — Mem. Ist. geol. Univ. Padova **13**, 1939.

⁹⁾ Solche erwähnt auch v. JOHN, 1899 (S. 255) aus der Gegend des Grundsees.

¹⁰⁾ Dies ist nicht der einzige Grund, weshalb ich genetische Beziehungen dieses Gesteins zu dem Gloggnitzer Riebeckitgneis, wie sie kürzlich behauptet wurden, ablehnen muß. Mehr dazu gelegentlich an anderer Stelle.

CORNELIUS, H. P.: Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. — Geol. Rdsch. **16**, S. 350, 1925.

CORNELIUS, H. P.: Ein albitreiches Eruptivgestein in der Untertrias bei Neuberger im Mürztal. — Verh. geol. Bundesanst. S. 112, Wien 1933.

CORNELIUS, H. P.: Geologie der Err-Juliergruppe I. — Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F. **70**, 1935.

CORNELIUS, H. P.: Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. — Verh. geol. Bundesanst. S. 197, 1936.

CORNELIUS, H. P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. — Jb. geol. Bundesanst. **87**, S. 133, Wien 1937.

CORNELIUS, H. P., & E. CLAR: Geologie des Großglocknergebietes, I. Teil. — Abh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. **25/1**, 1939.

FABIANI, R.: Il Paleogene del Veneto. — Mem. Ist. Geol. Univ. Padova **3**, S. 1, 1902.
GRUBENMANN, U. (& CHR. TARNUZZER): Beiträge zur Geologie des Unterengadins. — Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F. **23**, 1909.

HAMMER, W.: Die Ganggesteine der Elferspitzgruppe und des Rasassergrates. — Verh. geol. Reichsanst. S. 121, Wien 1912.

HAUSER, L.: Das Diabasvorkommen in den Werfener Schichten bei der Rennerhütte westlich von Frein. — Miner. Petr. Mitt. **51**, S. 413, 1940.

JOHN, C. v.: Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergute. — Jb. geol. Reichsanst. **49**, S. 247, Wien 1899.

KEYSERLING, H.: Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. — Jb. geol. Reichsanst. **52**, S. 311, Wien 1902.

KÖHLER, A., & A. MARCHET: Die Eruptivgesteine aus dem Lainzer Tiergarten in Wien. — Miner. Petr. Mitt. **51**, S. 102, Wien 1939.

KOSSMAT, F.: Der ophiolithische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. — Sber. Preuß. Akad. Wiss. **24**, 1937.

OGILVIE-GORDON, M.: Das Grödner-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. — Abh. geol. Bundesanst. **24/1**, 1929.

PILGER, A.: Magmatismus und Tektonik in den Dinariden Jugoslawiens. — Zbl. Miner., Abt. B, S. 257, 1940.

QUERVAIN, F. DE: Zur Petrographie und Geologie der Tavayannazgesteine. — Schweiz. Miner. Petr. Mitt. **8**, S. 1, 1928.

REIS, O. M.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges. — Geogn. Jh., 1911.

RICHTER, M.: Ein neues Vorkommen von Diabasen im Karwendel. — Verh. geol. Bundesanst. S. 117, 1928.

SPENGLER, E.: Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. — Jb. geol. Bundesanst. **78**, S. 53, Wien 1928.

SPITZ, A., & G. DYHRENFURTH: Monographie der Unterengadiner Dolomiten. — Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F. **44**, 1915.

STAUB, R.: Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. — Vierteljahr. Naturf. Ges. Zürich **60**, S. 55, 1915.

STEINMANN, G.: Die SCHARDTSCHE Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **16**, S. 18, 1906.

STEINMANN, G.: Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. — C. R. 14. Intern. Geol.-Kongr., Madrid 1926.

STILLE, H.: Zur Frage der Herkunft der Magmen. — Abh. Preuß. Akad. Wiss. 1939, math.-naturw. Kl. **19**, 1940.

STINY, J., & F. TRAUTH: Der Baugrund des neuen Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten. — Jb. geol. Bundesanst. **88**, S. 35, Wien 1938.

WALDMANN, L.: Atlantische Ganggesteine aus den Lessinischen Alpen. — TSCHERMAKS Min.-Petr. Mitt. **37**, S. 57, 1926.

ZAPFE, H.: Ein Diabas in den Werfener Schichten am Südhang der Bischofsmützensgruppe im Dachsteingebiet. — Verh. geol. Bundesanst. S. 106, 1934.

Zum interglazialen Alter des Mönchs- und Rainberges in Salzburg

Von EDUARD STUMMER, Salzburg

(Mit 4 Abbildungen.)

Im April 1941 ist im Steinbruch des Rainberges in den Deltaschichten ein mächtiger Gosaublock, eingebettet in das junge interglaziale Konglomerat und damit stark verkittet, abgesprengt worden. Die Größe und Einlagerung desselben in dem jungen Delta des Mönchs-, Rainberges ist von besonderer Bedeutung, da hierdurch das interglaziale Alter des Deltas unzweideutig erwiesen wird und weil die Einbettung eines Findlings von so beträchtlichem Ausmaß in einer Seeablagerung unseres Wissens einzigartig ist.

Als die Sprengung dieses Gosaukonglomerates uns durch Oberbaurat Ing. MARTIN HELL bekanntgemacht wurde, war der Block bereits in zwei Hälften gesprengt; Bild 1 zeigt ihn so am Fuß des Steinbruches lagernd; *) außerdem ist auch seine Lagerstätte im Delta, 15 m darüber, das ist in einer Meereshöhe von 460 m, also 40 m über dem heutigen Spiegel der Salzach, auf dem Bilde dort zu sehen, wo ein länglicher Ausbruch bei einem losen Geröllblock endet. Die Größe der Findlingshälften veranschaulicht Bild 2, auf dem bei der Hand der menschlichen Figur die Verkittung des hellen Gosaukonglomerates mit dem dunkleren interglazialen Konglomerat erkennbar ist.

Der Findling hat folgendes, für eine Ablagerung in einem See außergewöhnliche Ausmaß: Länge 2 m, Breite 70 bis 95 cm, Höhe 1,50 m; das ergibt über 2 m³ im Raummaß und zirka 5000 kg an Gewicht. Die Zusammensetzung des Konglomerates entspricht der Salzburger Fazies des Gosaukonglomerates, wie es beiderseits des Klaus- (Glasen-) Baches an den Gehängen der Elsbether und Gaisberger Fager ansteht; es besteht meistens aus roten Kalkgeröllen in allen Farbnuancen, vielen grauen und weißen Kalkgeröllen, durchsetzt von vereinzelt Hornsteinknollen; die Gerölle sind wenig gerundet, wie es einer Ablagerung am Meeresstrande entspricht; es besteht also nur aus Kalkgeröllen, woraus sich seine außerordentlich starke Verfestigung erklärt, während das interglaziale Konglomerat aus den verschiedensten Geröllen zusammengesetzt ist, die vom Wege des Gletschers von den Tauern her stammen.

Der Gosaublock kann nur durch den Salzachgletscher hierher getragen worden sein; denn seine Oberfläche ist im allgemeinen zwar nur schwach gerundet, da ein kurzer Transportweg vorliegt, aber einige Gerölle zeigen eine typische glaziale Glättung. Unser Findling kann aber nicht von den Gehängen der Elsbether und Gaisberger Fager hergetragen worden sein, sondern der Stromstrich jenes westlichsten Armes des Salzachgletschers, der den Gosaublock hierher geführt hat, weist uns in die Richtung gegen den Untersberg, an dessen N-Fuß Studienrat MAX SCHLAGER anlässlich seiner geologischen Aufnahme Gosaukonglomerat festgestellt hat (nach einer mündlichen Mitteilung). Gosaukonglomeratblöcke sind von den Ge-

*) Bild 1 und 3 danke ich Herrn Direktor Dr. EDUARD TRATZ, Bild 2 meinem Sohn Dipl.-Ing. ERWIN STUMMER.

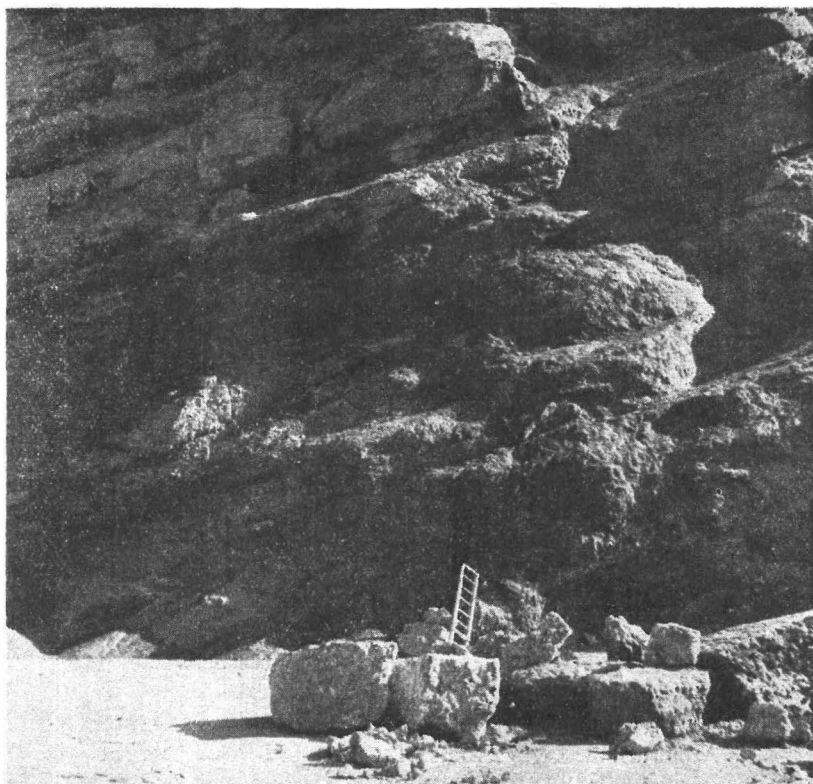


Bild 1: Rainbergsteinbruch mit Findling.

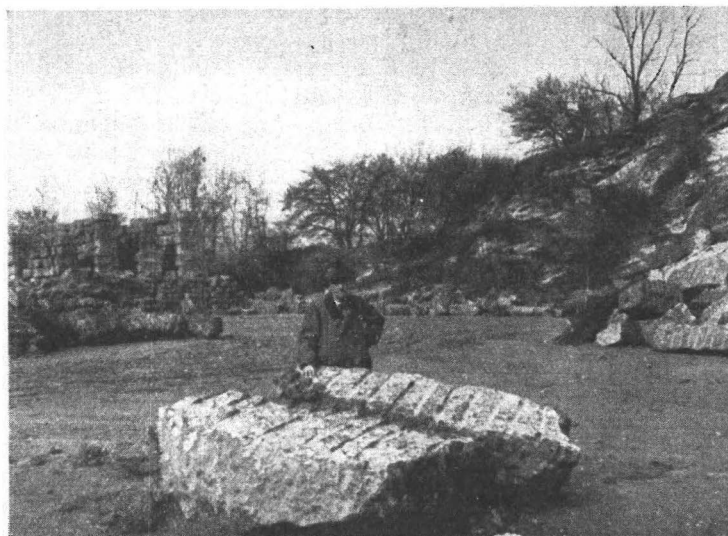


Bild 2: Der Findling.

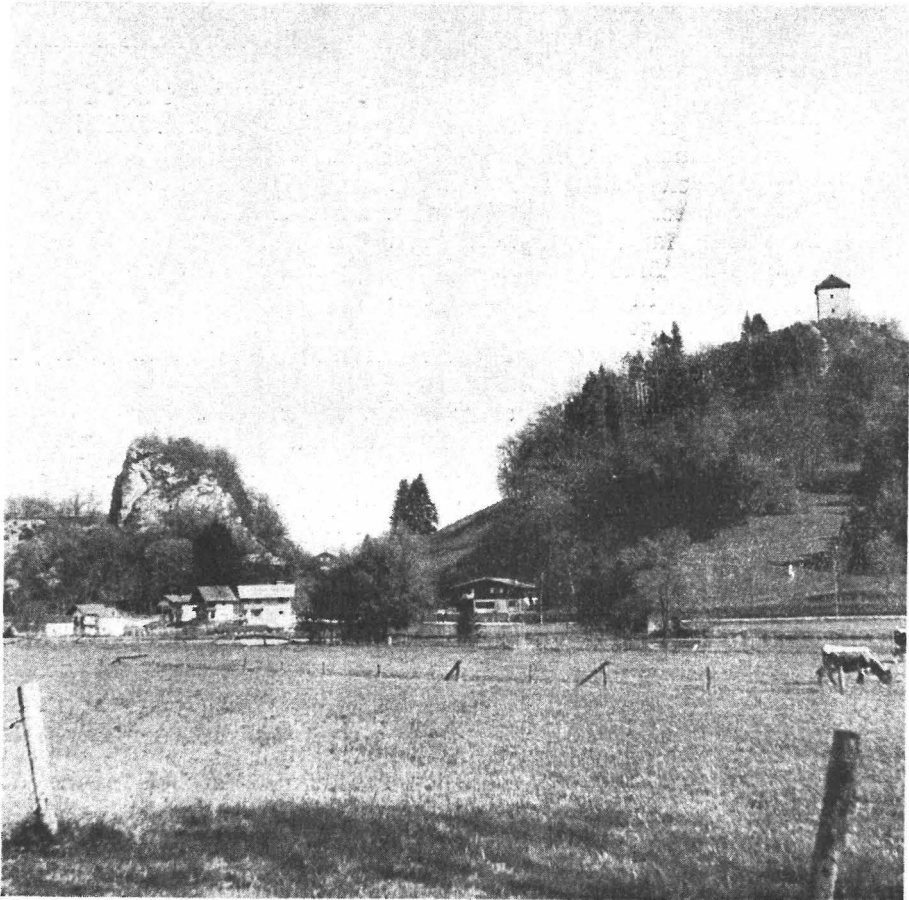


Bild 3: „Ofenloch“ zwischen Mönchs- (rechts) und Rainberg (links).

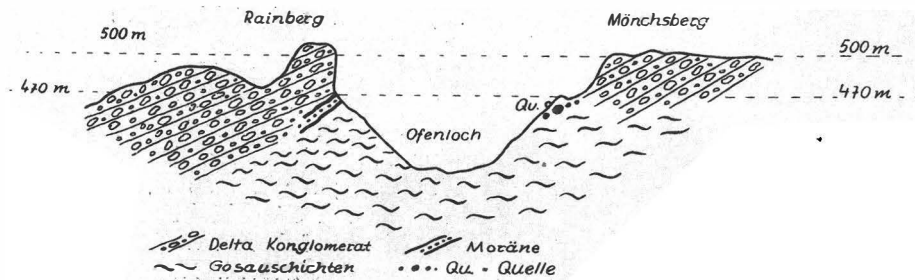


Bild 4: Skizze.

hängen der Elsbether und Gaisberger Fager in großer Menge auf den östlichsten Arm des Salzachgletschers herabgefallen und durch ihn nordwärts getragen worden; sie finden sich verstreut auf den Gehängen der Flyschberge in den auf diesen lagernden Grundmoränen, wo sie in letzter

Zeit durch den Bau der Autobahn vielfach bloßgelegt worden sind, und zwar in einer Größe, die unserem Findling nicht nur nicht nachsteht, sondern ihn wiederholt noch übertrifft.

Der Weg unseres Findlings vom Untersberg her beträgt nur 15 km, so daß seine im allgemeinen geringe Beanspruchung erklärlich ist. Der Transport durch einen Arm des Salzachgletschers erscheint sohin erwiesen, die weitere, aber schwierig zu lösende Frage betrifft seine Einlagerung in das interglaziale Seedelta des Rainberges. Zwei Erklärungsmöglichkeiten wurden ins Auge gefaßt: Unser Gosaublock konnte einst mit einer Moräne auf dem um 40 m höheren Festungsberg abgesetzt und von dort in den See hinabgeglitten sein — die absolute Höhe des Festungsberges beträgt 542 m, des Mönchsberges 505 m und des Rainberges 511 m; diese Annahme mußte fallengelassen werden, da die Entfernung vom Festungsberg zur Lagerstätte im Delta zu groß ist.

An Hand des Bildes 3 und der veranschaulichenden Skizze 4 möge der zweite Erklärungsversuch zu begründen getrachtet werden: Am O-Fuß der Felswand des Rainberges (im Bild bei der Spitze des Nadelbaumes) lagert in 470 m absoluter Höhe Moräne unter dem Delta (bereits von ALBRECHT PENCK und K. KASTNER festgestellt); auf dem Abhang des gegenüberliegenden Mönchsberges ist in gleicher absoluter Höhe (im Bilde dort, wo das zusammenhängende Gebüsch anfängt) eine Quelle gefaßt, die die Oberfläche der Seite einer Endmoräne andeuten kann; außerdem ist hier bis zum Fuß der Mönchsbergwand hin eine flache Ebenheit von zirka 10 m Breite zu beobachten, wie es eben der Seite eines Moränenwalles entspricht; da aber hier der von den Mönchsbergwänden abbröckelnde Gehängeschutt größtenteils vorwaltet, so konnte nur ein und das andere abgerundete, auf Moräne weisende Gerölle gefunden werden. Nun ist am N-Fuß des Rainberges (im Bilde 3 hinter der Felswand) schon vor Jahren im Beisein des Professors HANS CRAMMER eine 6 m unter die nun abgebauten Felswände damals hineinreichende Grundmoräne festgestellt worden; ferner spricht E. FUGGER von der Wahrscheinlichkeit einer Moräne am NW-Ende des Mönchsberges, dort, wo die Müllner Kirche steht; wir möchten daher einen schon damals von HANS CRAMMER geäußerten Gedanken nun aufgreifen, wonach die Entstehung der von den Salzburgern „Ofenloch“ genannten Lücke zwischen Mönchs- und Rainberg (Abb. 3) auf einen einst hier, dem W-Abfall des Mönchsberges entlang streichenden Endmoränenwall, einem Gletscherhalt entsprechend, zurückzuführen sein dürfte; dieser überdeckte einmal die an der S-Seite des Mönchs-, Rainberges anstehenden Reste der Gosauschichten; beide übereinander lagernden Gesteinsschichten leisteten geringen Widerstand gegen die bald an der NW-, bald an der S-Seite des Mönchs-, Rainberges einst brandende Salzach; sie hat so allmählich die über dem Moränenwall lagernde nur dünne Deltaschicht zum Absturz gebracht und die darunter lagernden, leicht zerstörbaren Gesteinsschichten bis zur Einsattlung des heutigen „Ofenloches“ entfernt. Ergänzen wir in Skizze 4 die in gleicher absoluter Höhe von 470 m angedeuteten Moränenreste in der Mitte des Bildes, das ist also über der Lücke des „Ofenloches“, zu einem bis etwas über 500 m absoluter Höhe reichenden Moränenwall, so erscheint die Möglichkeit gegeben, daß von ihm unser Findling in den See hinabgerutscht und so in das Seedelta des Rainberges gelangt ist.

Stellen wir nochmals das Hauptergebnis fest: Unser mächtiger Gosau-

konglomeratblock ist vom Salzachgletscher der Mindeleiszeit hierher getragen worden und vom Rande eines Moränenwalles zwischen Mönchs-, Rainberg in das Seedelta hinabgeglitten; unter dem Mönchs-Rainberg-Konglomerat ist Grundmoräne nachgewiesen; auf der Oberfläche beider Hügel ist Gletscherschliff beobachtet worden und Moräne auflagernd vorhanden; bot doch diese den vorgeschichtlichen Menschen des Rainberges sogar einen fruchtbaren Boden zum Ackerbau, der hier durch Dorfsiedler vom Neolithikum bis zur Latènezeit betrieben worden ist. Sohin ist das interglaziale Alter des Mönchs-Rainbergkonglomerates eindeutig erwiesen.

Diese glazialgeologische Bedeutung unseres Findlings dürfte es rechtfertigen, daß er dank dem verständnisvollen Entgegenkommen des Direktors Dr. EDUARD TRATZ, im „Hause der Natur“ seine Aufnahme gefunden hat; für Überlassung der Findlingshälfte sei der gebührende Dank der Direktion der Marmorindustrie Kiefer-AG. ausgedrückt.

Schrifttum

- FUGGER & KASTNER: Geologie der Stadt Salzburg, S. 10.
 HELL, M.: Zur vorgeschichtlichen Besiedlung des Landes Salzburg. — Mitt. Ges. Salzburger Landesk. 64, 1924.
 PENCK, A.: Die interglazialen Seen von Salzburg. — Z. Gletscherk. 4, 1910.
 PENCK, A., & E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter 1, S. 161 ff.
 STUMMER, E.: Die interglazialen Seen von Salzburg. — Verh. geol. Bundesanst. Wien 1936.
 STUMMER, E.: Die interglazialen Ablagerungen in den Zungenbecken der diluvialen Salzach- und Saalachgletscher. — Jb. geol. Bundesanst. 88, Wien 1938.

Der Nastberg, ein diluvialer Basaltvulkan des Laacher-See-Gebiets

VON WILHELM F. SCHMIDT, Berlin

(Mit 9 Abbildungen)

Lage und Oberflächengestalt

4 km westlich Andernach am Rhein erhebt sich am N-Rande des Neuwieder Beckens der Nastberg. An seinem SO-Fuße liegt das Dorf Eich, ganz aus Basaltschlacken und dem Lavagestein des Berges erbaut.

Der Nastberg gehört zu den rund 30 diluvialen Vulkanen des Laacher-See-Gebiets, die sämtlich aus Wurf- und Schweißschlacken sowie Lapilli, Bomben und Aschenlagen aufgebaut sind. Diese Vulkanbauten stellen mit ihren oft ausgedehnten Lavaströmen die jüngsten vulkanischen Bildungen in Deutschland dar. Nur die trachytischen Tuffe und Bimssteine des gleichen Gebiets sind noch jünger.

Die genannten vulkanischen Produkte, Lava, Schlacken, Tuffe und Bimsstein, waren Anlaß zu blühenden Industrien. Ihr Abbau ermöglichte

die Lavasteinindustrie von Mayen, Niedermendig und anderen Orten wie auch die noch bekanntere Schwemmsteinindustrie der Gegend von Neuwied. Demgegenüber ist die wirtschaftliche Bedeutung der reinen Schlackenberge

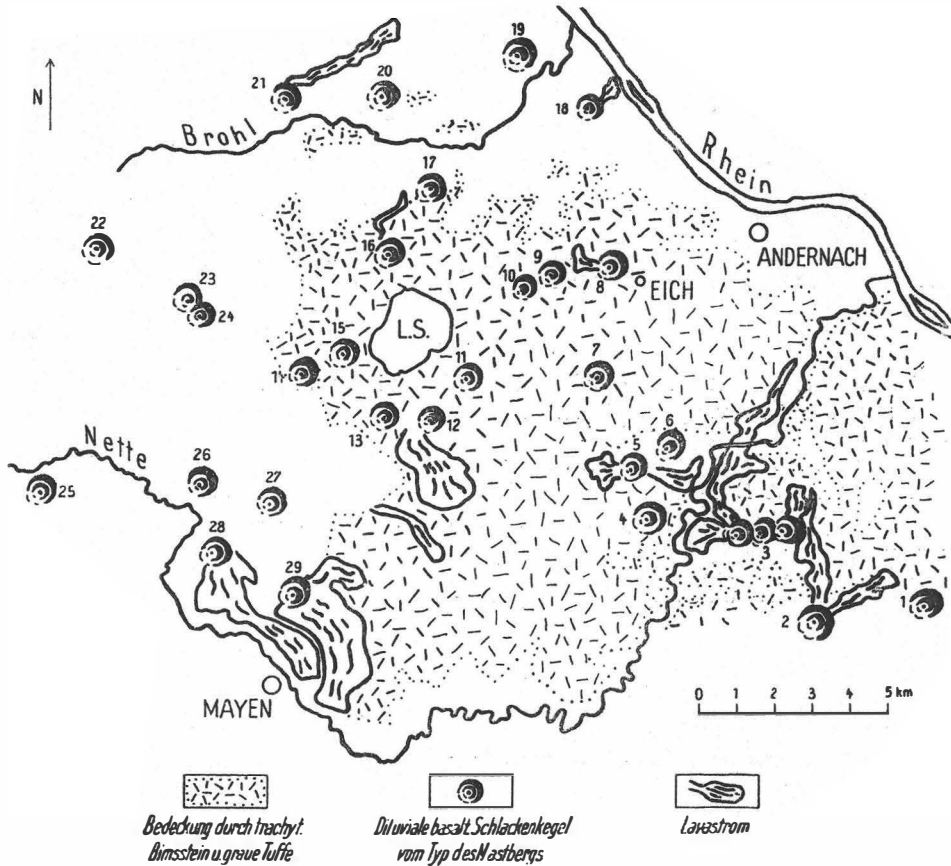


Abb. 1.

Übersichtskarte des Laacher-See-Gebiets mit den Schlackenkegeln und Lavaströmen.

1. Birkenkopf, 2. Karmelenberg, 3. Wannenköpfe, 4. Tönchesberg, 5. Korretsberg, 6. Plaidter Hummerich, 7. Nickenicher Weinberg (Sattelberg), 8. Nastberg, 9. Sattel bei Nickenich (392 m), 10. Nickenicher Hummerich, 11. Krutter Ofen, 12. Wingerlsberg, 13. Thelenberg, 14. Rothenberg, 15. Laacher Kopf, 16. Veitskopf, 17. Kunkskopf, 18. Fornicher Kopf (Hohe Buche), 19. Leilenkopf, 20. Herchenberg, 21. Bausenberg, 22. Schorberg, 23. Meirother Kopf, 24. Difelderstein (Tiefenstein), 25. Norberg, 26. Sulzbusch, 27. Hochstein, 28. Hochsimmer, 29. Ettringer Bellerberg,

L. S. = Laacher See.

gering. Immerhin werden Berge vom Typ des Nastberges von großen Steinbrüchen zerschnitten. Das gilt vom Nickenicher Weinberg, Karmelenberg, Kunkskopf (Abb. 1) und in besonderem Maße vom Nastberg selbst. Die meist rötlich verfärbten, porösen Basaltschlacken werden im Laacher-

See-Gebiet „Krotzen“ genannt und als Baustein oder zu Ziergrotten verwendet.

Durch die zahlreichen tief in den Berg einschneidenden Steinbrüche ist der Nastberg so gut aufgeschlossen, daß er zum genauen Studium seines inneren Baues geradezu herausfordert, dies um so mehr, als sein Aufbau im Gegensatz zu anderen Vulkankegeln dieser Art mehrere Besonderheiten zeigt, aus denen seine Entstehung zum großen Teil abgeleitet werden kann. Bei der Anlage der großen Brüche ging man zum Teil ohne Vorsichtsmaßnahmen vor. So kommt es, daß schon jetzt die Begehung der Aufschlüsse mit Gefahr verbunden ist. Junge Risse und Spalten setzen durch die stehengebliebenen Gesteinspartien. Der Verfall der Brüche schreitet rasch vorwärts, und damit geht der Einblick ins Innere des Berges mehr und mehr verloren. Durch genaues Ausmessen und Aufnehmen aller Einzelheiten des Nastberges soll versucht werden, ihn in seinen charakteristischen Merkmalen zu erhalten.

Der Nastberg erstreckt sich im wesentlichen in SO—NW-Richtung. Während der Anstieg in dieser Längsorientierung ziemlich sanft ist, fallen die O- und W-Hänge des Berges steiler ab. Nach NNW klingt sein Relief allmählich aus. Die dahinter einsetzende Hochfläche erreicht bald Höhen (P. 331), die über die Höhe des Gipfelkreuzes (P. 317,4) hinausgehen. Im N des Dorfes Eich zieht sich ein Kesseltal bis dicht an den steilen NO-Hang des Berges. Der Nastberg ist wie seine Umgebung von hellen, trachytischen Tuffen und Bimsstein überdeckt, die besonders mächtig in dem tiefer gelegenen, verfallenen Bruch (Bruch 4) im W des Berges aufgeschlossen sind. Die junge Überdeckung, Löß, Bimsstein und helle Tuffe, erreicht hier mehr als 10 m Mächtigkeit.

Arbeitsmethode ¹⁾

Sämtliche Brüche des Nastberges (siehe Abb. 4) wurden mit Maßband vermessen, die horizontalen Winkel durch bekannte Geländepunkte ständig korrigiert.²⁾ Höhenwerte wurden teils abgemessen, teils geschätzt, teils der topographischen Karte entnommen. Eine zusätzliche Winkelmessung mit Kompaß ergab nur geringe Abweichungen von den vorher erhaltenen Werten, obgleich Basalt meist starken Magnetismus zu zeigen pflegt (Gehalt an Magnetit).

Beschreibung der einzelnen Aufschlüsse

Der Nastberg wird aus übereinander lagernden Schichten von basaltischen Schlacken, Bomben, Asche und Lavafetzen aufgebaut. Die Lagerung ist im W, SW, S derart, daß sie annähernd der äußeren Gestalt des Berges entspricht. Das gilt vor allem für die 20 m mächtigen jüngeren Lagen. Die

¹⁾ Die Ausmessung und gründliche Begehung des Nastberges unternahm ich im Frühjahr 1939. Die Aufgabe stellte Herr Professor H. CLOOS, dem ich an dieser Stelle besonders danke. Die Anregung zur Veröffentlichung der Untersuchung verdanke ich Herrn Professor W. AIRENS anlässlich einer gemeinsamen Begehung des Neuwieder Beckens. Für seine freundliche Unterstützung danke ich an dieser Stelle.

²⁾ Einen guten Bezugspunkt stellt das von jeder Seite aus leicht sichtbare Gipfelkreuz dar.

Brüche im N des Gipfels (Bruch 3) gewähren Einblick in das tiefere Stockwerk des Berges.

Bruch 1. Der größte Bruch (Bruch 1) schneidet vom SSW tief in den Berg ein. Aus dieser Richtung kommend, überblicken wir ihn leicht in seiner ganzen Ausdehnung. Die Längserstreckung beträgt mehr als 150 m. Ein Blick auf die fast lotrechte, bis 30 m hohe Rückwand (Abb. 5, S. 108) gewährt uns Einblick in den Aufbau des Vulkans. Gleich übereinander liegenden Kegelmänteln sind die Auswurfsmassen aufgeschichtet. Wir bemerken nur einseitiges Einfallen auf uns zu. Auf halber Höhe durchzieht ein rötlicher Streifen die Schlackenserien. Dieser besteht aus einer im Mittel 50 cm mächtigen Lage aus Bruchstücken gefritteten, nichtvulkanischen Gesteins. Er schneidet das Profil deutlich in zwei Teile. Unterhalb wechseln rundliche bis kissenförmige Bomben, geringmächtige Schweißschlacken und rote, poröse Wurfslacken mit Asche und Lapilli. Oberhalb herrschen mächtige Schweißschlacken und Lavafetzen vor. Nur unmittelbar über den roten Tonscherben, die für die nichtvulkanische Zwischenschicht bezeichnend sind, lagern erneut Bomben und vulkanische Aschen mit einzelnen gefritteten Tonschieferfetzen. Es folgt eine dünne rötliche Schicht aus fein zerriebenem Material. Am NW-Ende des Bruches verdichten sich die Schweißschlacken zu einer Lavawand (Abb. 6, S. 108), deren Ausbildung auf Fortsetzung in der W-Richtung deutet (Einfallen 20°, vgl. Abb. 4). Über der obersten Schweißschlackendecke lagern mit geringer Diskordanz wenig mächtiger heller Tuff und Bimsstein.

Bruch 2. Wir wenden uns nach rechts und steigen zu Bruch 2 hinauf. Er ist der kleinste der dargestellten Brüche und schneidet von S her den Gipfel an. Seine Länge beträgt 60 m. Erschlossen ist in seiner NO- und O-Wand ein 7 m mächtiger Ausschnitt, der dem oberen Teil des Profils aus Bruch 1 entspricht. Auf dicht gelagerte poröse, glasige, rot gefärbte Wurfslacken von 15 bis 25 cm Durchmesser folgen 50 bis 60 cm mächtige Schweißschlacken, die in ihrer Form in Anpassung an die Unterlage voneinander abweichen. Rote Tonschieferscherben als Zwischenschicht erreichen hier 20 bis 60 cm Mächtigkeit (vgl. Bruch 1). Auch in den übrigen Brüchen dient diese Schicht zur Orientierung. Es folgt im Hangenden feineres Auswurfsmaterial, vor allem Wurfslacke, Lapilli, Asche und darin eingebettet zahlreiche Bomben, meist als Brotkrustengebilde ausgebildet. Eine dünne, bräunliche, erdige Lage ist eingeschaltet. Grobe Lavabrocken und engverkittete Schweißschlacken beschließen das basaltische Profil nach oben. Mit schwacher Diskordanz liegen darüber helle trachytische Tuffe. Trotz des reichen Wechsels des Materials zeigen die verschiedenen Schichtlagen ein gemeinsames, meßbares Einfallen in diesem Teil des Berges nach S. An der gegenüberliegenden Bruchseite ist ein 2,2 m mächtiges Bims- und Britzbankprofil erschlossen.

Bruch 3. Am Grunde von Bruch 3 beobachtet man an drei Stellen kuppelförmige Lagerung (mit jeweils konzentrisch umlaufendem Streichen). Diese Gebilde haben 30 bis 40 m Durchmesser und sind wohl die Überreste kleiner Schlackenkegel, die sich um ehemalige Ausbruchstellen anhäuferten. Diese Lagerung im tieferen Stockwerk des Berges wird im Hangenden überprägt durch das gleichmäßige S- und SW-Fallen der Schweißschlacken. Im NW-Teil des Bruches verdichten sich die Schweißschlacken zur Lavamasse (vgl. NW-Ende des Bruches 1 und Bruch 4).

Das eigentliche Ausbruchszentrum ist nicht mehr zu finden. Es muß im NO des heutigen Berges gesucht werden.³⁾

Auf der O-Seite des Berges befindet sich, 10 m unterhalb des Gipfels, eine Stelle, an der die Schichten diskordant rötliche Aschelagen mit dazwischengeschalteten hellen Tuffbändern überlagern (Abb. 2 und Abb. 7, S. 109), die nach SSW einfallen (I). Zwischen ihnen und den Schweißschlacken (III) ist eine Serie von hellen, porösen Schlacken in heller Asche und mit eingestreuten Sedimentgesteinssplittern sowie gedrehten Bomben eingeschaltet (II).

Bruch 4. Im SW liegt am Fuße des Nastberges ein verfallener Steinbruch (Bruch 4) mit etwa 110 m O—W-Längserstreckung. Sein Beginn ist vom Gipfelkreuz knapp 250 m entfernt.

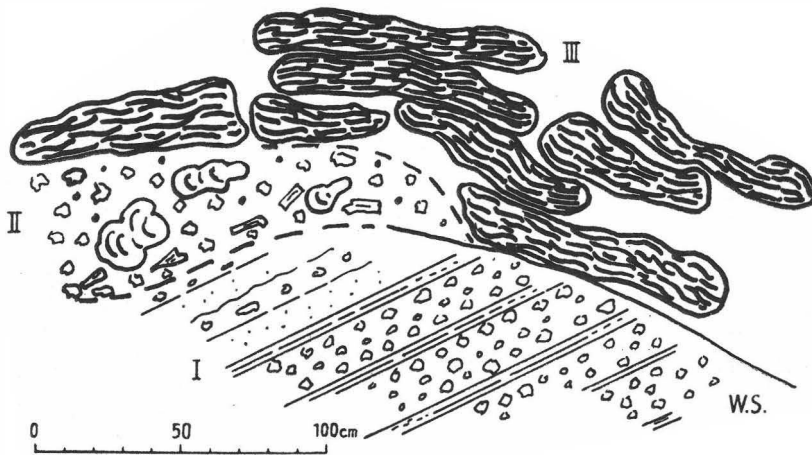


Abb. 2.

Aufschluß östlich unter dem Gipfel. Diskordante Überlagerung.

I. Rötliche Aschenlagen in Wechsel mit hellen, dichtem Tuff. II. Poröse Schlacken in heller Asche, eingestreut gefrittete Tonschieferscherben und gedrehte Bomben.
III. Schweißschlacken.

Abb. 3 stellt das Profil am Eingang dieses alten Bruches dar. Unsere Aufmerksamkeit verdient eine in 5 m Mächtigkeit erschlossene Lavamasse, deren Tiefenfortsetzung unbekannt ist (Abb. 8, S. 109). Sie ist zweimal, insgesamt auf 25 m Länge, freigelegt. Eine charakteristische Lavastromoberfläche fehlt. Im Hangenden geht das kompakte Gestein in die üblichen Schweißschlacken über, auf die noch, 2 bis 3 m mächtig, Wurfslacken folgen. Es dürfte sich danach kaum um den Austritt eines echten Lavastromes handeln. Wahrscheinlicher ist die Annahme, daß bei dem starken Hanggefälle die frischen Schweißschlacken in Fluß gerieten, so daß ein wurzelloser „Lavastrom“ entstand.⁴⁾

³⁾ Vgl. AHRENS 1936, S. 37 u. 38.

⁴⁾ Vgl. RITTMANN 1936, S. 59.

Schon H. v. DECHEN⁵⁾ nahm der tiefen Lage und der Nähe des Nastberges wegen an, daß der Lavastrom ihm entstammt. Die Vermutung, hier den Beginn des sogenannten „Andernacher Lavastromes“ zu sehen,⁶⁾ wurde durch die magnetischen Untersuchungen von W. AHRENS widerlegt.⁷⁾ Dünnschliffuntersuchungen an Gesteinsproben bestätigen nach W. AHRENS

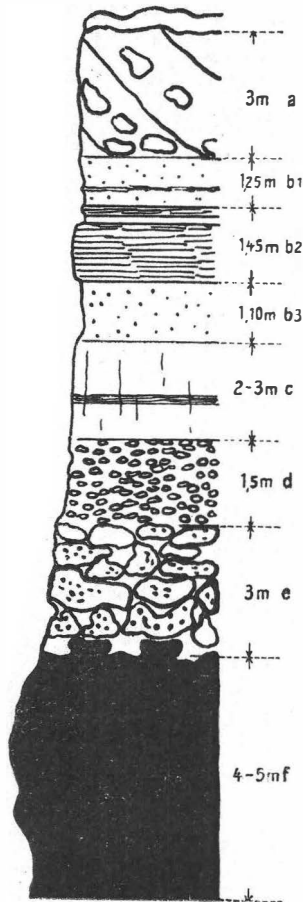


Abb. 3.

Profil am Eingang des Bruches
am W-Fuß des Nastberges.

- a = 3 m verstürzte Tuffe mit verbackenen Stücken
 b₁ = 1,25 m oberer Bimsstein
 b₂ = 1,45 m Britzbänke
 b₃ = 1,10 m unterer Bimsstein (b insgesamt = Bimsprofil mit Britzbänken)
 c = 2–3 m Löß, mit Zwischenlagen aus hellem (trachytischem) Tuff
 d = 1,5 m Basaltasche
 e = 3 m Basaltschlacken
 f = 4–5 m Basallava (Tiefenfortsetzung unbekannt).

die Zugehörigkeit zum Nastberg.⁸⁾ Weiter brucheinwärts verfällt das Profil, doch zeigt sich dort eine Mächtigkeit des Lösses von 5 m und der hangenden

⁵⁾ v. DECHEN 1864, S. 113–114.

⁶⁾ AHRENS 1929, S. 14.

⁷⁾ Demnach stammt der Andernacher Lavastrom von der SO-Seite der Nickenicher Vulkangruppe. Das Lavavorkommen des Bruches 4 setzt sich nach N fort. Vgl. AHRENS 1932.

⁸⁾ Leuzittephrit. AHRENS 1932, S. 812.

hellen Tuffe von 3 bis 4 m. Die Tatsache, daß auf die Basaltschlacken und Asche der Löß folgt, ist wichtig für die Altersbestimmung der Vulkan-tätigkeit.⁹⁾

Weitere Aufschlüsse. Im NO des Nastberges fällt morphologisch eine nischenförmige Geländevertiefung mit 300 bis 400 m Durchmesser auf. Jenseits der Straße von Eich nach Wassenach stehen am Hang nochmals Schweißschlacken an mit Einfallen nach NNO. Auf der jenseitigen Höhe ist ein kleiner Steinbruch aufgeschlossen, in dem dunkle, basaltische Aschen mit mächtigen gedrehten Bomben, Schweißschlacken und mehrere Dezimeter mächtigen gefritteten Sedimentgesteinsstücken aufgeschichtet sind. Offensichtlich ein selbständiger Ausbruch vom gleichen Charakter wie am Nastberg. Am N- und O-Hang des Nastberges sowie im Talkessel, am Wege nach Wassenach und über dem Aufschluß 6 sind geringmächtige helle Tuffe und das Bimsprofil nachzuweisen.¹⁰⁾

Entstehungsgeschichte des Nastberges

Einer ältesten vulkanischen Tätigkeit verdanken die roten Aschen und hellen Tuffbänder (Abb. 2 und Abb. 7, S. 109), die zuunterst im Bruch 3 festgestellt wurden, ihre Entstehung. Nach einer Zeit der Abtragung (diskordante Lagerung) kündigt sich neue Tätigkeit durch die hellen, porösen Schlacken, Aschen und gedrehten Bomben an. Diese Förderprodukte deuten auf Schloträumung und anfänglich hohe Explosivkraft. Nach erneuter Pause türmen sich, bei rhythmischem Wechsel von Aschenwurf- und Schlackenwurf-tätigkeit, die Schlacken mächtig übereinander. Krater und Schlot müssen im NO des jetzigen Berges gelegen haben — daher das einseitige Einfallen im heutigen Vulkanrest (Abb. 4). Die Schlackenkegelchen im Bruch 3 könnten so entstanden sein, daß bei Verstopfung des Hauptschlotes mehrere Austrittstellen am Schlotrand gleichzeitig förder-ten. Die häufigen Brotkrustenbomben weisen auf zähflüssiges, gasreiches Magma hin.

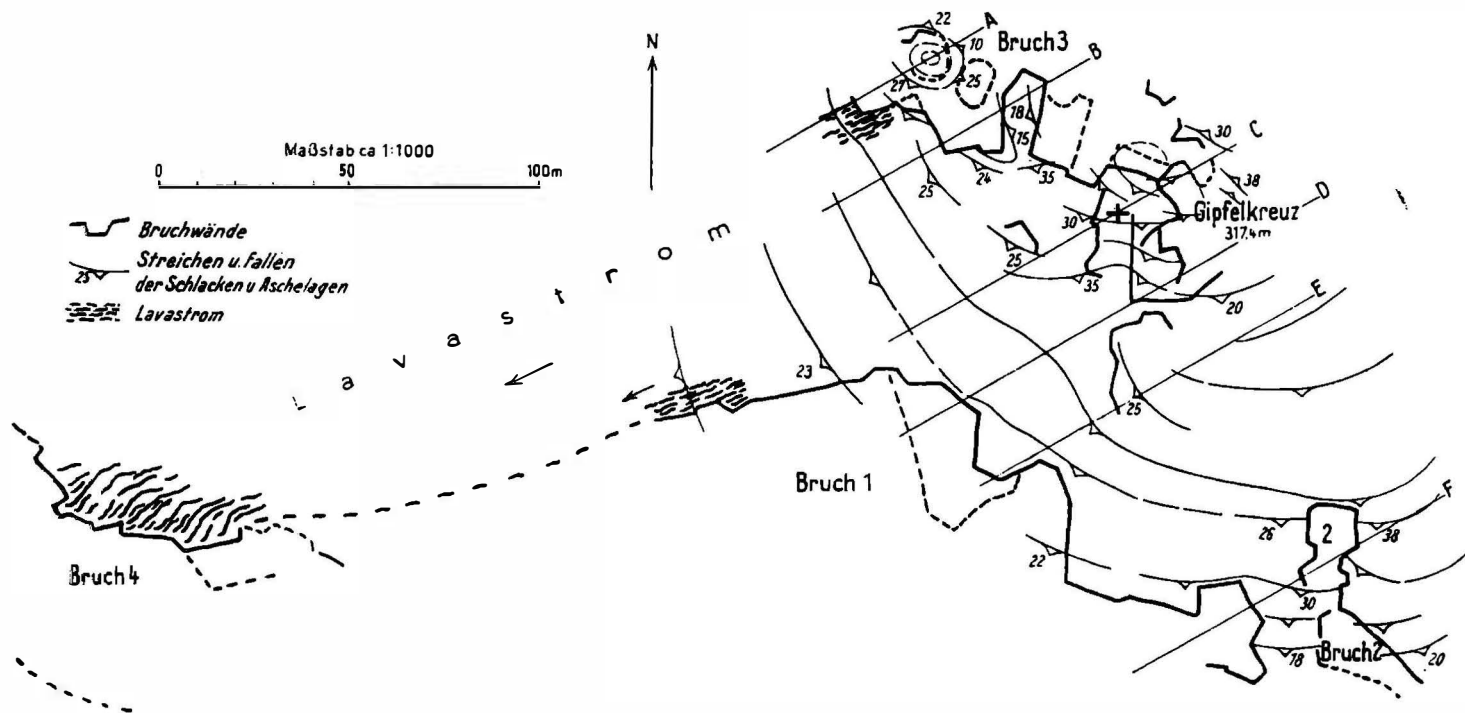
Es folgt nun eine Schlotverlegung, bei der das gefrittete nichtvulkanische Untergrundgestein der rötlichen Zwischenschicht ausgeworfen wird. Hernach herrscht Schlackenwurf- bis Lavawurf-tätigkeit. Es ist die Zeit der Bildung der mächtigen Schweißschlacken. Die starke Häufung der Lava im NW hat zur Ansammlung der Lavamasse am W-Fuße des Berges geführt. Damit endigt die Tätigkeit des Vulkans.¹¹⁾ In der Folgezeit muß der Sektoreinbruch im NO erfolgt sein. Massendefizit der Tiefe und Lage am Rande des Neuwieder Beckens mit besonders starker Einbruch-tektonik am NO-Rande kommt der Auffassung entgegen.¹²⁾

⁹⁾ Es handelt sich um den oberen Teil des jüngeren Lösses, wie aus den Vergleichen mit entsprechenden Vorkommen der Gegend hervorgeht (Aurignaclöß). Die Zeit der Vulkantätigkeit des Nastberges fällt in die Zeit des Beginns dieser Lößbildung. Dieselbe Zeit wurde auch für die Tätigkeit der benachbarten Schlackenbasaltberge, wie Wannenköpfe und Karmelenberg, angenommen.

¹⁰⁾ AHRENS 1930 b (Bimsprofil).

¹¹⁾ Nach Fördermenge und Art der geförderten Stoffe sowie Ausmaß der Vulkanbauten hat die Tätigkeit solcher Schlackenvulkane nicht allzulange gedauert. Sie waren verhältnismäßig kurzlebige Gebilde.

¹²⁾ CLOOS 1939, S. 167—469.



WSW

ONO

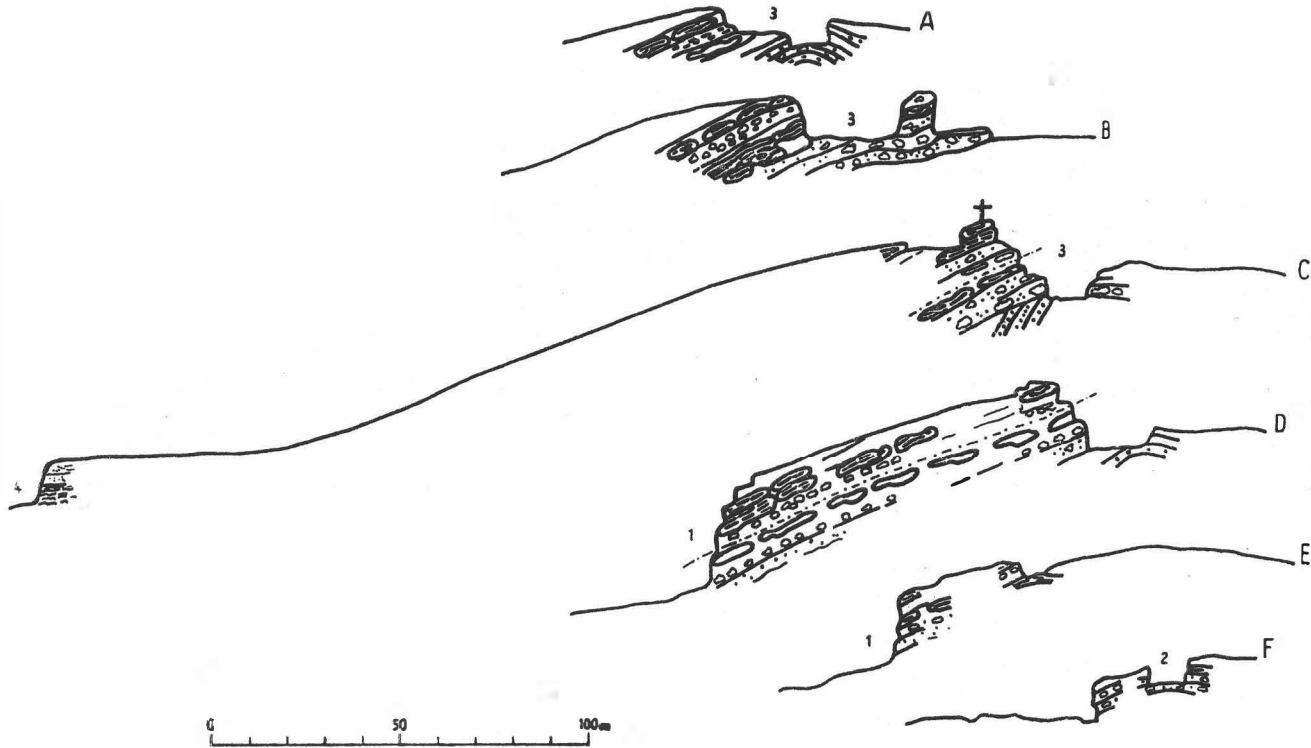


Abb. 4.

Nastberg. Lageplan und Schnitte südwestlich bis nordöstlich durch den Berg.

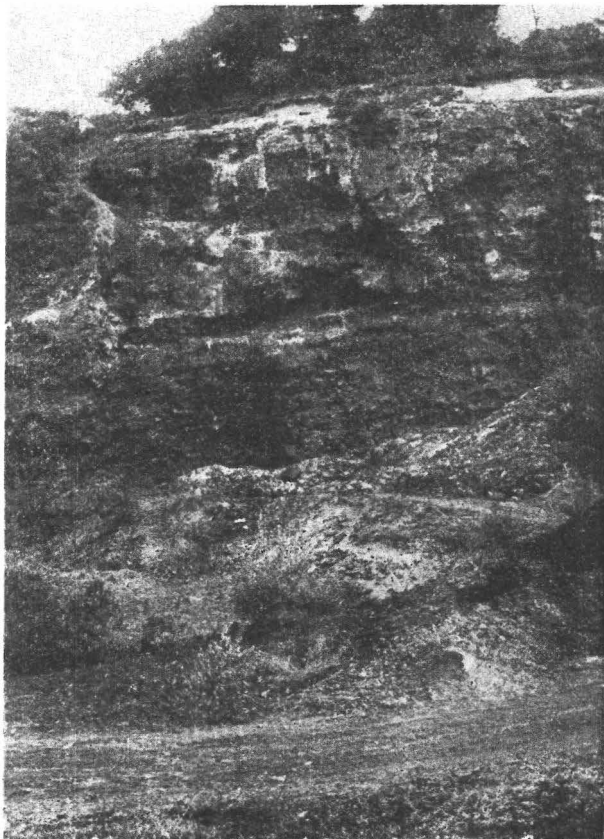
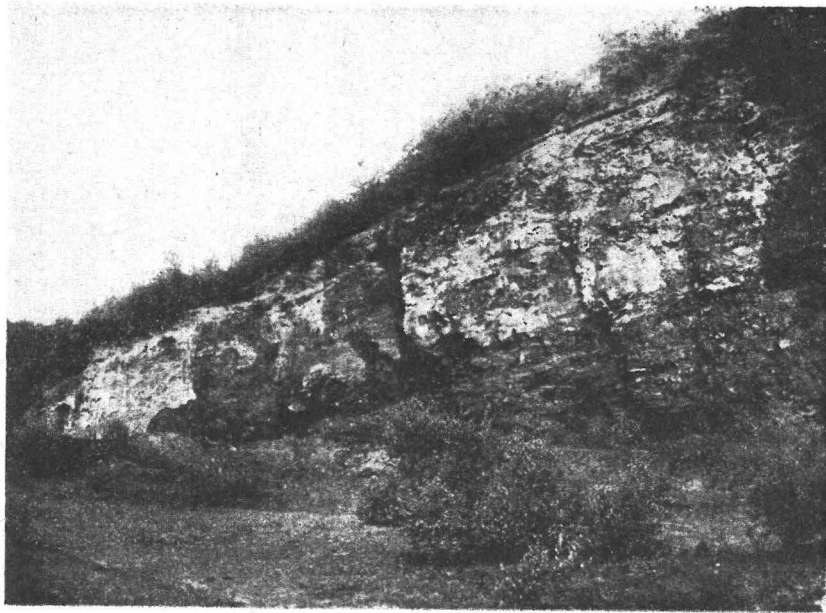


Abb. 5. Nastberg. Großer Bruch an der SW-Seite (Profil im obersten Teil durch herabgeschwemmten Löß verschmiert). Phot. W. AHRENS 1928.

Abb. 6. Verdichtung der Schweißschlacken am NW-Ende des großen Bruches an der SW-Seite. Phot. W. AHRENS 1928.

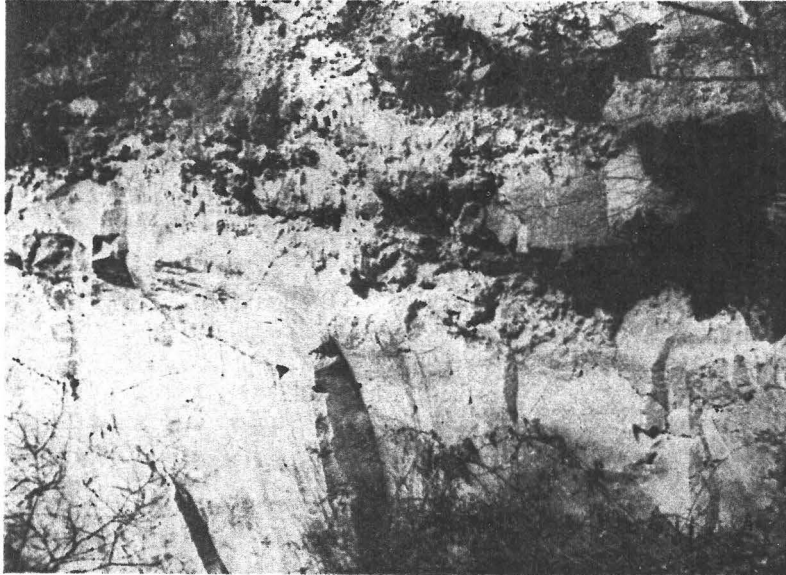
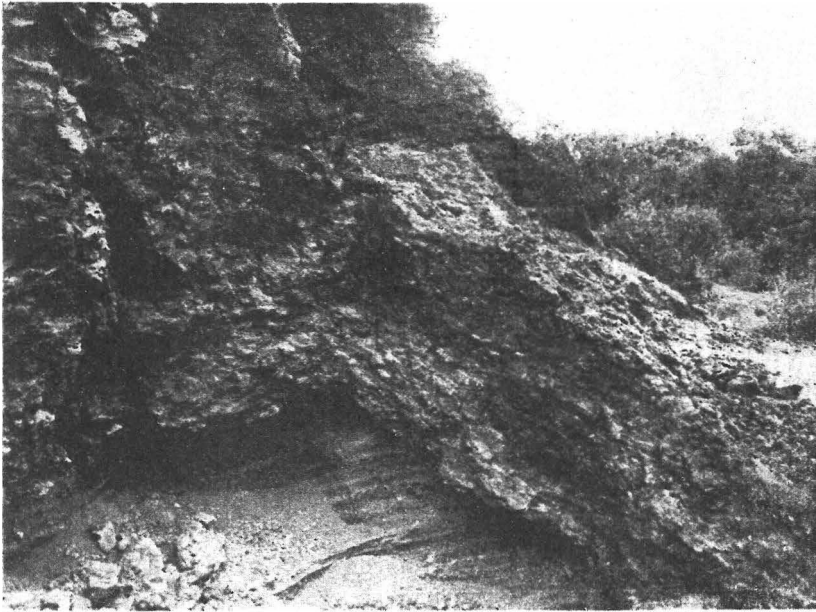


Abb. 7.

Nastberg. Bruch östlich unter dem Gipfel. Diskordante Lagerung von Schweißschlacken über geschichteten Tuffen. Phot. W. AIRENS 1928.

Abb. 8.

Nastberg. Lavamasse im Bruch am W Fuß des Berges. Phot. W. SCHMIDT 1939.

Das Profil in Abb. 3 sagt über die geologischen Vorgänge nach der Vulkantätigkeit aus. Es kommt zur Ablagerung eines unvollständigen Lößprofils.¹³⁾ Über die durch Vulkanismus und Tektonik entstandenen Oberflächenformen breitet sich die Decke aus Löß, hellen trachytischen Tuffen und Bimsstein, als deren Ursprungsort der Laacher See gilt.

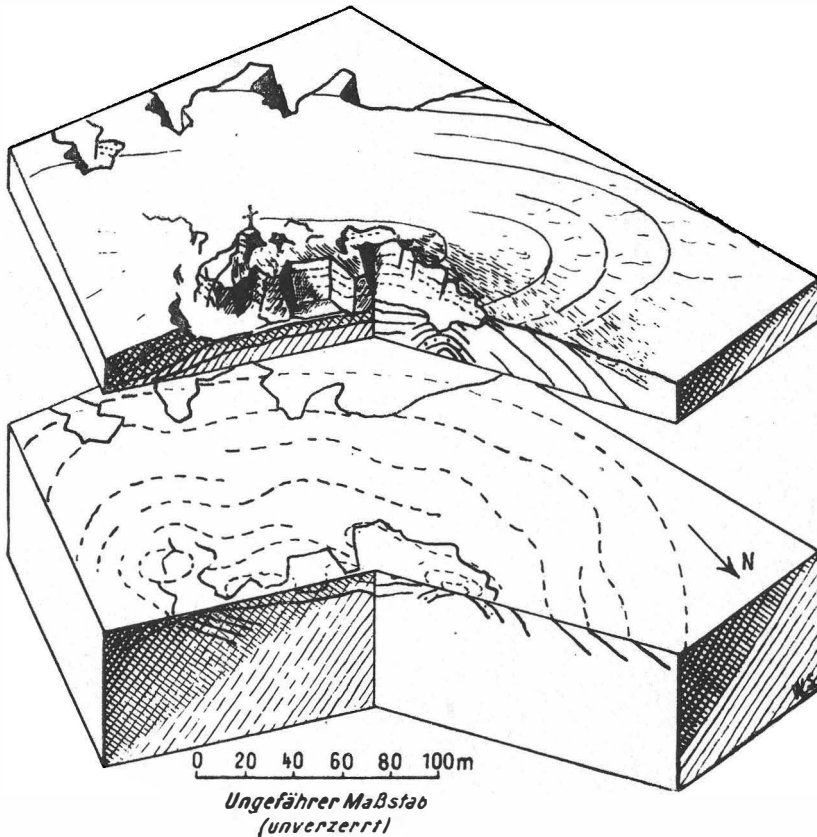


Abb. 9.
Nastberg. Blockbild.

Zusammenfassung

Beschrieben wurden die Ergebnisse einer eingehenden Begehung des Nastberges bei Eich. Er ist ein diluvialer Schlackenvulkan am N-Rande des Neuwieder Beckens. Die zahlreichen guten Aufschlüsse ermöglichen die Rekonstruktion seines inneren Baues (Abb. 9), woraus sich die Entstehungsgeschichte des Vulkans ableiten läßt. Im Sinne der Erhaltung oft ausgezeichneten geologischen Tatsachenmaterials wäre es wünschenswert, daß

¹³⁾ Über die zeitliche Stellung des diluvialen Vulkanismus des behandelten Gebietes vgl. E. ZIMMERMANN 1930.

auch andere Berge dieser Art, die demnächst dem Abbau zum Opfer fallen werden, wie der Nickenicher Weinberg u. a., eine ähnliche monographische Bearbeitung erfahren.

Angeführte Schriften

AHRENS, W.: Geologisch-agronomische Karte der Umgebung von Andernach nebst Erläuterungen. Berlin 1929.

AHRENS, W.: Geologisches Wanderbuch durch das Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel. Stuttgart 1930 (1930 a).

AHRENS, W.: Geologische Skizze des Vulkangebietes des Laacher Sees. — Jb. preuß. geol. Landesanst. **51**, 1930 (1930 b).

AHRENS, W.: Die Ausbruchsstelle des Andernacher Lavastromes. — Jb. preuß. geol. Landesanst. **53**, 1932, 1932.

AHRENS, W.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen 1:25.000. Blatt Neuwied. 1936 (Vulkan. Teil).

CLOOS, H.: Hebung — Spaltung — Vulkanismus. — Geol. Rundschau 1939.

DECHEN, H. v.: Geognostischer Führer zu dem Laacher See und seiner vulkanischen Umgebung. Bonn 1864.

RITTMANN, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart 1936.

ZIMMERMANN, E.: Basaltische Tuffausbrüche in der Jüngeren Lößzeit am Südrand des Neuwieder Beckens bei Ochtendung. — Jb. preuß. geol. Landesanst. **51**, 1930. S. 602–604, Berlin 1931.

Zur Deutung der Konglomerate des Salberges bei Liezen und der Flaserkalkbreccien am Dürrenschöberl (Ennstal, Steiermark)

VON HANS PETER CORNELIUS, Wien

Vor drei Jahren hatte ich Gelegenheit, einige Begehungen am Salberg bei Liezen auszuführen; zu Vergleichszwecken besuchte ich auch das Dürrenschöberl. Da über die grobklastischen Bildungen dieser Berge unter den Geologen Meinungsverschiedenheiten bestehen, möchte ich dazu kurz das Wort ergreifen; freilich ist es keine neuartige Auffassung, die ich darüber vertrete, sondern eine sehr alte, die ich etwas modernisiert wieder in ihr Recht einsetzen möchte.

STUR (1853, S. 468) schrieb nämlich darüber: „Der conglomeratartig aussehende Grauwackenkalk . . . zieht sich von Lietzen östlich über den Saalberg nach Reithal, hört hier auf und tritt erst südlich von der Enns bei Aigen auf, bedeckt ganz oberflächlich den Dürrenschöber und seinen nördlichen Abhang . . . Es zeigte sich, daß alle nördlich von diesem Kalkzuge liegenden Schichten Versteinerungen des bunten Sandsteines führen. Ich betrachtete daher diesen conglomeratarligen Kalkzug als die Gränze der Grauwackenschiefer gegen die Formation des bunten Sandsteines.“

Dazu ist nur zu bemerken, daß der „konglomeratartige Kalk“ diesen Namen nur am Dürrenschöberl zum Teil verdient. Am Salberg ist es ein

echtes Konglomerat, zum Teil besser eine Breccie, die zunächst bei Liezen überhaupt keinen Kalk enthält; erst gegen O zu stellt sich solcher am S-Gehänge (Knappensteig zum alten Bergwerk!) mehr oder minder reichlich in zum Teil bis kopfgroßen Brocken darin ein, weiß bis gelblichweiß gefärbt und fast stets feinkristallin; auch dort aber liegen immer wieder kalkfreie Bänke dazwischen. Den überwiegenden Bestandteil bildet überall Quarz, teils weiß, teils rötlich bis intensiv rot; auch grünlicher Quarzit, schwarzer Lydit, gelbe und grünliche, zum Teil serizitische Schiefer wurden beobachtet. Dagegen fehlen alle höherkristallinen Gesteine. Der größte Teil des Materials ist eckig und ziemlich fein (meist um oder unter 1 cm); es ist fest verkittet durch ein im allgemeinen lilagraues, kieselreiches Bindemittel, das an Menge gewöhnlich zurücktritt gegenüber den dichtgepackten Trümmern. Das Gestein ist im ganzen vollkommen massig; seine mehrere Meter mächtigen Bänke wechseln mit solchen von lilagrauem Sandstein und Tonschiefer. Von Metamorphose sind kaum Spuren zu bemerken.

Alles in allem gleichen diese Gesteine zum Verwechseln denen, die wir heute normalerweise an der „Grenze der Grauwackenschiefer gegen den bunten Sandstein“ kennen und als Prebichlschichten¹⁾ bezeichnen, insbesondere auch jenen der Prebichlgegend selbst, wo sie ja auch — was sonst nicht häufig ist — Kalk führen.²⁾ Das bezeugt wiederum bereits STUR (1865, S. 269).³⁾ 1871 (S. 111) spricht er endlich die Ansicht aus, daß die „Breccie den Beginn, das Grundconglomerat einer neuen Formation“ bezeichne.

Das Hangende bilden am Salberg grünliche Quarzite mit muskowitzbelegten Schichtflächen, feine grünliche quarzitische Schiefer und lilagraue tonige Schiefer — alle wohl zu den Werfenern gehörig, zu denen sie STUR laut obenstehendem Zitat und ebenso GEYER gestellt hat. Quarzite der genannten Art sind in den Werfenern auch sonst mehrfach bekannt — mir selbst zum Beispiel aus der Gollrader Bucht wie von der S-Seite der Rax; in großer Ausdehnung hat sie die Neuaufnahme der Dachsteingruppe am S-Fuß über der Ramsau — also ganz entsprechend unserem Vorkommen! — nachgewiesen (vgl. Kartenskizze und Profil II bei GANSS, 1941). — Die oben angeführten Gesteine scheinen am Salberg mehrfach zu wechseln; doch ist ohne sehr eingehende Kartierung auf dem größtenteils mangelhaft aufgeschlossenen N-Gehänge nichts Sicheres zu ermitteln.

Nach dem Gesagten würde ich nicht das geringste Bedenken tragen, die grobklastischen Gesteine des Salberges, STUR folgend, als Prebichlschichten zu betrachten, wenn dem nicht ein von HABERFELNER 1931 gemachter Fossilfund anscheinend widersprechen würde. Der Genannte fand nämlich östlich von Liezen einen Graptolithen des Ashgillians (Zone 14), *Orthograptus truncatus* LAPW. var. *socialis*, und unbestimmbare Reste von *Dictyonema* (?) sp. und schließt daraus auf ein untersilurisches Alter

¹⁾ Nachdem der früher übliche Name Verrucano wegen der verschiedenen damit verknüpften Unklarheiten fallengelassen werden muß.

²⁾ Eine weitere — allerdings sekundäre — Ähnlichkeit kommt dadurch zustande, daß auch am Salberg in der Nachbarschaft des Spateisensteinvorkommens die Kalkbrocken zum Teil von den Rändern her vererzen, wie dies auch in der Gegend von Eisenerz bekannt ist.

³⁾ Ebendort (S. 276) erwägt er die Altersfrage der „Grenzbreccie“, ohne sich für eine bestimmte Antwort zu entscheiden.

eines Teils der Salberggesteine, wie dies auch GEYER 1907⁴⁾ angenommen hatte. Nun wurde dieser Fund in einem Haufen zusammengetragener Feldlesesteine gemacht; seine genaue Herkunft ist also, wie HABERFELNER selbst sagt, nicht feststellbar. Es erscheint mir denn durchaus annehmbar, daß er nicht aus den Schieferzwischenlagen der Konglomerate, beziehungsweise Breccien stammt, sondern aus einem irgendwo dem Gehänge angeklebten, vielleicht auch an Verwerfungen eingeklemmten Rest der paläozoischen Unterlage, der auf dem stark bewachsenen Gelände nicht so leicht abzutrennen sein wird. Daß Werfener Schiefer, beziehungsweise solche der Prebichlschichten, wenn sie Anfänge von Metamorphose erlitten haben, solchen der paläozoischen Unterlage im einzelnen Handstück sehr ähnlich werden können, ist eine Erfahrung, die ich gelegentlich meiner Aufnahmen in den Mürztaler Alpen wiederholt machen mußte; es ist daher nicht weiter verwunderlich, wenn HABERFELNER das genannte Fundstück auf eine falsche Schicht bezogen hat.

Wenn derselbe aber (1931, S. 244) eine „auffallende Ähnlichkeit“ der „groben Grauwacken vom Salberg“ mit der Silbersberggrauwacke von Gloggnitz behauptet, so muß ich da entschieden widersprechen. In einzelnen Typen mag eine gewisse Ähnlichkeit bestehen, insbesondere wo Schiefer unter dem klastischen Material vorherrschen; aber das ist auf beiden Seiten mehr ein Ausnahmefall. Der verbreitetste Typus des Silbersbergkonglomerats unterscheidet sich vielmehr durchgängig von den Salberggesteinen durch die vorwiegend gute Rundung seiner Quarze, ihre fast stets auffällige Streckung und Parallelordnung, das viel stärkere Hervortreten und die schieferige Textur des Bindemittels; von gewissen Unterschieden im Bestand des klastischen Materials (Kalke!) sei dabei ganz abgesehen, da diese lokal bedingt sind. Nachdem ich nunmehr das ganze Verbreitungsgebiet der Silbersbergserie im Semmeringgebiet (s.l.) kartiert habe, kann ich dies ruhig behaupten; daß sie ihren Charakter auch über weitere Strecken sehr konstant beibehält, ist aus den kürzlichen Mitteilungen von O. GANSS (1941) über das Dachsteingebiet zu ersehen.

Die Fortsetzung der Salberggesteine am Dürrenschöberl hat HAMMER 1932 (S. 143f.) genau beschrieben. Hier sind Verflaserung und Metamorphose zumeist stärker als am Salberg, besonders in den eigenartigen Kalkflaserbreccien — hier überwiegt der Kalk unter den klastischen Komponenten, was einer weitgehenden Verformung des Gesteins offensichtlich günstig war.⁵⁾ Trotzdem kommt HAMMER (S. 146) zu der Feststellung, daß dem Gesamteindruck nach den Flaserkalkbreccien jedenfalls das Prebichlkonglomerat am nächsten steht; in der Folge sieht er sich aber doch veranlaßt, sie für wahrscheinlich älter zu erklären. Von seinen Argumenten können einige leicht widerlegt werden: die Unterschiede gegenüber dem Prebichlkonglomerat bezüglich Beschaffenheit des Bindemittels und Metamorphose, die er S. 146 aufzählt, verschwinden, sobald man genügend

⁴⁾ GEYER trennt von diesen Gesteinen, die „in der nächsten Umgebung von Liezen am S-Fuße des Salberges“ anstehen, die „Konglomerate und Flaserbreccien“ ab und nimmt sogar eine Diskordanz zwischen beiden an. Ich konnte mich nicht davon überzeugen, daß dies zutrifft; allerdings war mein Begehungsnetz wohl nicht dicht genug, um das mit unbedingter Sicherheit behaupten zu können.

⁵⁾ „Bruchlose Deformation der Breccie bis zum Übergang in Kalkschiefer“ ist auch von Eisenerz bekannt; siehe HESSLEITNER, 1929, S. 219.

ausgedehnte Bereiche vergleicht; die konkordante Auflagerung auf den Grauwackenschiefern am Dürrenschöberl ist auch keineswegs auffallend, da die von SPENGLER 1926 beschriebene klar sichtbare diskordante Auflagerung des Prebichlkonglomerats auch ein seltener Ausnahmefall ist — das normale Auflagerungsverhältnis ist ein zwar im großen diskordantes, jedoch mit (vielfach wohl sekundär-mechanischer) Konkordanz über weite Bereiche (vgl. CORNELIUS, 1937, S. 161; 1939, S. 159 f.). Daß die begleitenden Quarzkonglomerate nicht von den kalkführenden abtrennbar sind, scheint mir nach den Erfahrungen am Salberg ebenfalls zuzutreffen (ob natürlich nicht auch ältere Konglomerate daneben vorliegen, wage ich nicht zu entscheiden!); bezüglich der schlechten Unterscheidbarkeit der eingelagerten Schiefer von solchen des Paläozoikums vgl. oben. Inwieweit auch Verschuppungen dabei eine Rolle spielen, ist in Anbetracht der meist keineswegs idealen Aufschlußverhältnisse schwer zu sagen; auf keinen Fall möchte ich das von vornherein in Abrede stellen. Auf alle Fälle ist HAMMER beizustimmen, wenn er das reichliche Kalkmaterial der fraglichen Breccien von dem „Erzführenden Kalk“⁶⁾ ableitet, der seiner Hauptmasse nach Devon ist. Damit ist ein silurisches Alter der Breccien von vornherein ausgeschlossen! Im Devon und im Karbon der Nordalpen aber gibt es nach bisheriger Erfahrung⁷⁾ überhaupt keine irgendwie ähnlichen grobklastischen Gesteine. Auch unter diesem Gesichtspunkt liegt es also weitaus am nächsten, die Breccien und Konglomerate vom Salberg und Dürrenschöberl zu den Prebichlschichten zu stellen.

Angeführtes Schrifttum.

- CORNELIUS, H. P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. — Jb. geol. Bundesanst. **87**, S. 133, 1937.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. — Jb. geol. Bundesanst. **89**, S. 27, 1939.
- GANSS, O.: Das Paläozoikum am Südrand des Dachsteins. — Mitt. Reichsst. Bodenf. Zweigst. Wien, 1941.
- GEYER, G.: Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. — Denkschr. Akad. Wien, math.-nat. Kl. **82**, S. 1, 1907.
- HABERFELNER, E.: Graptolithen aus dem Untersilur des Salberges bei Liezen im Ennstal. — Verh. geol. Bundesanst. S. 242, Wien 1931.
- HAMMER, W.: Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental (Steiermark). — Jb. geol. Bundesanst. **81**, S. 127, 1932.
- HIESSELEITNER, G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. — Jb. geol. Bundesanst. **79**, S. 203, 1929.
- SPENGLER, E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. — Verh. geol. Bundesanst. S. 127, Wien 1926.
- STUR, D.: Die geologische Beschaffenheit des Enntales. — Jb. geol. Reichsanst. **4**, S. 461, 1853.
- STUR, D.: Vorkommen obersilurischer Petrefacte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz in Steiermark. — Jb. geol. Reichsanst. **15**, S. 267, 1865.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. — Graz 1871.

⁶⁾ Die grobkristalline Beschaffenheit der meisten Altkristallin-Marmore erreicht es nicht; zudem fehlen alle Begleitgesteine, die eine solche Ableitung wahrscheinlich machen könnten, in unseren Breccien.

⁷⁾ Einige bisher nicht da eingereihte fragliche Fälle sollen in anderem Zusammenhang behandelt werden; zu einer Verwechslung mit den Breccien vom Salberg—Dürrenschöberl dürften aber auch sie keinen Anlaß geben.

Über die Katschbergschiefer

VON SIEGMUND PREY, Wien

Begehungen der Jahre 1938 und 1939 ergaben die Möglichkeit, F. BECKES Katschbergschiefer mit verschiedenen Serien des Lungauers zu vergleichen und dadurch Anhaltspunkte für ihre Einordnung in die verschiedenen Serien des Gebietes zu gewinnen.

F. BECKE (1908 und 1909) hat diese Gesteine zuerst beschrieben und die kalkarmen bis kalkfreien Schiefer mit unebenen Schieferungsflächen und Quarzschwielen, die sich als „oberstes Glied der Schieferhülle“ von den übrigen Gliedern auffällig abheben, mit dem als Hilfsbegriff eingeführten Namen „Katschbergschiefer“ benannt. An einer Störungslinie grenzen daran die Granatglimmerschiefer als ganz anderes Schichtglied. BECKE betont die Unmöglichkeit, im Felde Diaphthorite von normalen Phylliten zu trennen. V. UHLIG (1908) verwendet ebenfalls den Begriff „Katschbergschiefer“ und deutet sie als diaphthoritisches Äquivalent der Schladminger Gneise. R. SCHWINNER (1927) wählt für diese Schieferserien auf Grund einer verschiedenen Auffassung des Begriffes „Katschbergschiefer“ bei BECKE und UHLIG eine neue Bezeichnung, nämlich „Gmünder Phyllite“, leugnet die Diaphthoritnatur dieser Gesteine entschieden und bezeichnet sie als echte Phyllite. Überdies schließt er sie wegen der „gleichen Gesteinsfazies“ der oberen Schieferhülle der Tauern an, wobei er ihnen eine gewisse selbständige Stellung in der Detailtektonik zubilligt.¹⁾ CHR. EXNER (1939) hat in neuerer Zeit unter anderem auch das Gebiet des Katschberges geologisch neu aufgenommen. Er stellt fest, daß es unmöglich sei, das unterostalpine Quarzphyllitgebiet (und damit die Katschbergschiefer) von den altkristallinen Glimmerschiefern des Nockgebietes abzutrennen, und zählt daher beide zu dem gleichen Gesteinsverband der Granatglimmerschiefer. „Über beide ging die gleiche postkristalline Deformation hinweg.“ Diese Zuordnung steht also im Gegensatz zur Anschauung aller bisher genannten Autoren.

Zunächst nun meine Beobachtungen.

Die schon von BECKE und UHLIG festgestellte und auch von L. KOBER (1922) beschriebene tektonische Linie, der Rand des Tauernfensters, zieht bekanntlich vom Katschberg über Litzldorf bei St. Michael, Begöriach, St. Gertraud bei Mauterndorf und durch die W-Hänge von Fanninghöhe und Gurpetscheck zum Radstädter Tauern. Die östlich an diese Störung anschließenden Gebiete werden im südlichen Teile bis zum S-Rand der Schladminger Tauern von den ostwärts sich weit ausbreitenden Granatglimmerschiefern, nördlich anschließend daran von den Gneisen der Schladminger Masse aufgebaut. Über dem Radstädter Mesozoikum liegen im Gurpetscheckprofil Quarzite und Quarzitschiefer (vgl. E. CLAR, 1939), grüne Phyllite, darüber die von L. KOBER (1922) beschriebenen und nach meinen Begehungen auch am Moserkopf nachweisbaren verschieferten

¹⁾ In SCHWINNERS „Gmünder Phylliten“ sind offenbar auch die schwarzen oder dunkelgrauen Phyllite enthalten, die im Hangenden der Kalkglimmerschiefer noch zur Schieferhülle gehören, im Gegensatz zu den in Frage stehenden Schiefern des Katschberges, die von derselben abzutrennen sind.

Konglomerate, darüber graue Schiefer mit Bändern grünlicher Diaphthorite und bald die Diaphthorite des Schladminger Kristallins selbst. Die stark verschuppte oberste Zone des Radstädter Mesozoikums mit hauptsächlich Dolomiten, Quarziten und Schuppen von Twenger Kristallin streicht nach St. Gertraud hinunter, wo in einem kleinen Graberl noch Quarzit und ein grauer Schiefer dieser Serie aufgeschlossen ist, bevor die Schuttmassen des breiten Talbodens alles verhüllen. Der Aufschluß zeigt das übliche N- bis NW-Streichen. Geht man aber den von St. Gertraud gegen NO zu den Bauernhöfen hinaufführenden Weg, so stößt man auf hellgraue, wohl auch etwas grünliche, lagenweise dunkelgraue Schiefer mit rostig verwitternden Lagen. Im Gegensatz zu den früher beschriebenen Aufschlüssen streichen diese Schiefer aber regional gegen NO, weshalb im großen eine Diskordanz zwischen diesen Schiefeln und den Gesteinskomplexen des Moserkopfes angenommen werden muß. Leider ist die Grenzregion von Moränen verhüllt. Besonders gut aber kommen diese Verhältnisse in der geologisch-tektonischen Kartenskizze in V. UHLIGS (1908) Arbeit über die Radstädter Tauern zum Ausdruck und werden auch im Text erwähnt. Diese NO-streichenden Schiefer ziehen von O her über Lessach im Lungau herüber als nördlicher, an die Schladminger Masse anstoßender Randstreifen der sich im S derselben ausbreitenden Granatglimmerschiefer.

Die Granatglimmerschiefer im S der Schladminger Masse enthalten in der allgemein recht einförmigen Serie als bezeichnende Einschaltungen Bänder und Linsen von weißen bis grauen grobkristallinen Marmoren und von Amphiboliten (zum Beispiel bei Unternberg) in enger Verbindung nach Art der Brettsteinzüge (S. PREY, 1939). Mit der Annäherung an die Schladminger Gneise nun, in den niedrigen Vorbergen der Schladminger Tauern, kann man einen zunehmenden phyllitischen Habitus feststellen; die Biotite und auch die Granaten werden kleiner und verschwinden allmählich fast ganz. Besonders günstig für eine Untersuchung ist der Bodenmoosgraben östlich von Lessach. Hier stehen graue Schiefer an, die rostig verwittern, an mehreren Stellen stark verquarzt oder sekundär karbonathaltig sind, dabei heftige Faltung zeigen und von zahlreichen limoniterfüllten Klüften zerhackt werden. Seltene Reste von Biotit und Granat beweisen ihre Zugehörigkeit zu den südlich des Grabens unversehrt anstehenden Granatglimmerschiefern. Einen weiteren Beweis für ihre Zugehörigkeit zu den Granatglimmerschiefern liefern die auch hier vorhandenen kennzeichnen den, mit den Schiefeln oft wild verfalteten, ziemlich grobkörnigen, weiß und grau gebänderten Marmore sowie die stellenweise stark diaphthoritischen, dünnstiefigen und in Grus zerfallenden Amphibolite. Die außerdem in diesem Gesteinsverband steckenden, oft mächtigen Serpentine vertreten durch ihre reichliche Talkführung, die sogar einen Bergbau auf dieses Mineral ermöglichte, eine starke tektonische Beanspruchung, genau so wie die anderen Gesteine hier. Ganz ähnliche Verhältnisse bietet uns die westliche Fortsetzung dieser im wesentlichen O—W-streichenden Zone dar; am Sattel südlich vom Gummerberg und in den beiderseits herabziehenden Gräben treffen wir die gleichen Schiefer, viel Serpentin, seltener Amphibolit und Marmor (Kalkofen). Am Bergzug westlich von Görtschach verhüllen schon ausgedehnte Moränen große Flächen; man findet grau- und grünliche, fast immer rostige Schiefer, im Graben an der O-Seite wenig Amphibolit und an der W-Seite ein schwächtiges Band von Bändermarmor.

Gegen N schließen überall die Gneisdiaphthorite der Schladminger Masse an. Die spärlichen Bänder grüner Schiefer, äußerlich vergleichbar manchen der Matreier Zone, sind wohl als Gneistektonite aufzufassen. Von hier läßt sich südlich von St. Ruppert im Weißbriachtal die Verbindung mit den schon erwähnten Schiefnern nordöstlich von St. Gertraud herstellen. Gesteinszustand und Lagerung lassen in dieser Zone also — besonders deutlich im Bodenmoosgraben — erkennen, daß dieser Streifen ein Bewegungshorizont von ziemlicher Bedeutung ist.

Die grauen Schiefer, die bei St. Martin an die Radstädter Serien herantreten, zeigen die Merkmale dieses Randstreifens der Granatglimmerschiefer. Amphibolite scheinen zu fehlen; aber wahrscheinlich gehört die ganz von den grauen Schiefnern umgebene Marmorlinse im Graben oberhalb von St. Martin zu derselben Serie und stellt in Verbindung mit den recht bezeichnenden Schiefnern im Grenzgebiete der Radstädter Gesteine und Granatglimmerschiefer die Verbindung mit dem Katschberggebiete her. Diese Schiefer lassen sich nämlich gut von den Diaphthoriten des unterostalpinen Kristallins und den Schiefnern der Radstädter Decken unterscheiden.

Südlich der Mur stehen bei Stranach am Waldrand an der Katschbergstraße deutliche Vertreter unseres Schieferstreifens an, nämlich graue, feinschichtige, öfter auch schwach grünliche und vielfach rostig anwitternde Schiefer, die stark gefaltet und geklüftet sind; und wie zum Beweise der Übereinstimmung mit der Zone von Lessach im Lungau sind am Straßenrand selbst schöne, weiß und grau gebänderte grobkörnige Marmore aufgeschlossen, an die sich noch andere ebensolche Marmorzüge im Walde gegen den Lärchkogel zu anschließen. Diese Aufschlüsse werden schon von BECKE (1908) beschrieben. Die Schiefer mit gegen den Katschberg zu spärlicheren Marmoren streichen über die mesozoischen, unterostalpinen Dolomite des Lärchkogels hinweg in die unteren W-Hänge der Steineben, wo graue Glimmerschiefer mit grünlichen Lagen anstehen und spärlich herumliegende, aber unverkennbare Marmorbrocken die Fortsetzung der Stranacher Marmore beweisen. Gegen den Katschberg zu geht man fortwährend über graue und grüngraue, selten lebhaft grüne Schiefer an einem westlich der Straße gelegenen Radstädter Quarzitzug vorüber. Am Lisabichl westlich vom Katschbergpaß, über dem „Hirschbründl“, befindet sich ein kleiner Steinbruch in einem herrlich gebänderten grauen bis weißlichen, ziemlich groben Marmor, ganz von der Art wie die im Bodenmoosgraben. Die Lagerung ist unruhig, man sieht prächtige Faltungen und Einfaltungen der umgebenden grünlichgrauen Katschbergschiefer. Erst die lebhaft grünen Phyllite im Verband mit mesozoischen Quarziten und Dolomiten westlich des Steinbruches sind unterostalpin, abgesehen natürlich von Verschuppungen. Die Schiefer des Katschbergpasses selbst mit Einschluß der groben Bändermarmore gehören zu der altkristallinen Granatglimmerschieferserie und sind die Fortsetzung der Zone von Lessach im Lungau.

Die rostige Färbung mancher Schieferpartien unserer Schieferzone wurde von Lessach bis zum Katschberg als ein ganz gutes Leitmerkmal verwendet, das offenbar ebenso sekundär erworben wurde wie die Merkmale der Verquarzung oder die Aufnahme von Karbonaten. Vielleicht stammen diese Lösungen aus den an den Schublahnen enorm verschleiften

Serpentinen, allenfalls auch Amphiboliten, wie sie ja beispielsweise bei Lessach sehr verbreitet sind (möglicherweise gilt das Gleiche für den von EXNER (1939) beschriebenen Eisengehalt mancher Dolomite des Katschberggebietes).

Die Granatglimmerschiefer und die also zu ihnen gehörigen grauen Katschbergschiefer²⁾ zeigen oft nicht weit von der Überschiebung über die unterostalpinen Gesteine im Gegensatz zu diesen eine eigene Tektonik, die sich in einer wenig straffen Faltung äußert, ein Umstand, den auch F. BECKE betont; so kann man beispielsweise oberhalb St. Martin in geringem Abstände von der Überschiebungsgrenze ein gegen diese gerichtetes Einfallen beobachten. Auch zum Beispiel am Mitterberg ist die starke Faltung sehr ausgeprägt und mit einer Schoppung in der O—W-Richtung verbunden, alles Anzeichen einer unter geringerer Belastung geprägten Tektonik. In diesem Zusammenhange erinnern wir uns der Ergebnisse der Arbeit E. CLARS (1937) in den Radstädter Tauern, daß eine unter größerer Belastung geschaffene Tektonik unter geringerer Belastung überarbeitet wurde. Der bogenförmige Verlauf des Randes der Granatglimmerschieferdecke und seine ziemliche Steilstellung werden mit dieser Tektonik zusammenhängen genau so wie die starke Verdünnung der unterostalpinen Serien am Katschberg und die wie geknittert ausschenden Umbiegungen derselben Gesteinszüge im Gehänge oberhalb von Litzldorf. Das besagt also die Beziehungen der Scher tektonik in den Radstädter Tauern zum Ansbub der Granatglimmerschieferdecke, deren Bewegungsbahn bei Mauterndorf vom Tauernrand gegen O abschwenkt und sich in der Zone von Lessach im Lungau fortsetzt. Allerdings wurden in dieser Zone bisher keine Schüblinge von unterostalpinem mesozoischem Dolomit gefunden; dafür gibt es aber vereinzelt Gesteine, die den grünen Phylliten der Radstädter Decken außerordentlich ähnlich sehen. Freilich kann es sich dabei um hochgradig verwalzte Gneise der Schladminger Masse handeln. Die weitere Fortsetzung dieses Grenzstreifens der Granatglimmerschieferdecke gegen O bedarf noch einer Untersuchung.

CHR. EXNER scheint sämtliche grünen Schiefer der Radstädter Tauern als Diaphthorite zu betrachten. Demgegenüber steht aber die Tatsache, daß viele unterostalpine grüne Schiefer anderswo mit Rauhwacken und Gips verbunden sind und daß in Gegenden geringerer Metamorphose, wie etwa im Leithagebirge, solche Schiefer in Form von viel weniger metamorphen Serizitschiefern vorkommen. Die aufsteigend metamorphen Schiefer wären also zuerst aus den „Katschbergschiefern“ BECKES und EXNERS auszuscheiden (wobei allerdings die Schwierigkeit einer kartographischen Abtrennung der beiden Schieferarten nicht geleugnet werden soll). Was nun die alkristallinen Serien betrifft, so ist das unterostalpine Altkristallin fast durchwegs diaphthoritisirt und vergrünt, und zwar auch die widerstandsfähigsten Gesteine, wie etwa die Amphibolite. In dieser petrographischen Erscheinungsform zeigt es bedeutende Beziehungen zu den Schladminger Gneisen — für UHLIG ein Anlaß zur Zusammenfassung der Quarzdecke, des Schladminger und

²⁾ Den Namen „Katschbergschiefer“ behalte ich trotz der Änderung des Begriffsinhaltes bei, da ein weiterer neuer Name die Verwirrung nur noch steigern würde.

Twenger Kristallins zu einer Einheit des Tauerndeckensystems, und für KOBER zu seiner Auffassung der Schladminger Masse als Unterostalpin. Heute ist jede direkte Verbindung der beiden kristallinen Einheiten unterbrochen. Im Gegensatz zu der durchgreifenden rückschreitenden Umwandlung dieser Gesteine ist eine solche an den Granatglimmerschiefern nur in unmittelbarer Nähe der Überschiebung über die Radstädter Decken feststellbar (abgesehen von kleinen Störungszonen im Inneren der Granatglimmerschieferdecke); wenn nach EXNER das Twenger Kristallin eine Abspaltung der Granatglimmerschiefer wäre, müßte erst bewiesen werden, warum das Twenger Kristallin eine auf alle Gesteine sich erstreckende weitgehende rückschreitende Umwandlung erlitten hat, während die unmittelbar darauf liegenden Granatglimmerschiefer, die doch mindestens ebenso leicht, wenn nicht besser, umgewandelt und gefaltet werden können, bis auf einen ganz schmalen Randstreifen verschont geblieben sein sollten! Aber man kann mit dem Anschub der Granatglimmerschieferdecke sowohl diesen petrographischen Gegensatz als auch einen weiteren Vorschub der vor dieser Phase weiter im S gelegenen Schladminger Masse begründen, der diese aus dem vielleicht früher einmal vorhanden gewesenem Zusammenhang mit dem Twenger Kristallin gerissen hat.

Zusammenfassend läßt sich also sagen, daß die grauen und grüngrauen Katschbergschiefer bis etwa zum Lisabichl westlich vom Katschbergpaß dem diaphthoritischen und vor allem durch grobkristalline Bändermarmore gekennzeichneten Rand der Granatglimmerschieferdecke (hauptsächlich R. SCHWINNERS „Radentheiner Serie“) zugehören, der, vom Katschberg über St. Gertraud bogenförmig nach O ab-schwenkend, den S-Rand der Schladminger Gneismasse begleitet. Ein weiterer Vorschub dieser Granatglimmerschieferdecke nach einer offenbar längeren Abtragungszeit, in der die Last der auflagernden Massen sich beträchtlich vermindert hat, dürfte die von E. CLAR in den Radstädter Tauern festgestellte zweite, unter geringerer Belastung vor sich gegangene tektonische Phase verursacht haben.

Schriftenverzeichnis

- BECKE, F.: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalm-massivs. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl. **117**, Wien 1908.
- BECKE, F.: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkernes. — Sitzber. **118**, Wien 1909.
- CLAR, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl. **146**, Wien 1937.
- CLAR, E.: Der Baustil der Radstädter Tauern. — Mitteilg. d. alpenländ. geolog. Vereins **32**, 1939.
- EXNER, CHR.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. — Jb. d. Reichsst. f. Bodenf. 1939.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien **98**, Wien 1922.
- PREY, S.: Aufnahmsbericht für 1938 über geologische Aufnahmen für eine Entwässerung des oberen Murtales im Lungau auf Blatt 5151. — Verh. d. Zweigst. Wien d. Reichsst. f. Bodenf. 1939.
- SCHWINNER, R.: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl. **136**, Wien 1927.
- UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl. **117**, Wien 1908.

**Personalveränderungen
bei der Reichsstelle für Bodenforschung**

Juli 1941

I. BEAMTE

Beförderungen:

Regierungsassistent ZASTROW zum Regierungssekretär.

Versetzungen in den Ruhestand:

Regierungsgeologe Dr. BECK (Wien).

Amtsgehilfe BARHEINE (Berlin).

II. WISSENSCHAFTLICHE ANGESTELLTE

Neueinstellungen:

Dr. KRAJICEK (Wien).

Dr. WIEBOLS (Wien).

August 1941

A. BEAMTE

Ernennungen:

Wissensch. Angestellter Dr. ALFRED MAYER-GÜRR (Berlin) zum a. pl. Bezirksgeologen,

a. pl. Bezirksgeologe Dr. HANS-WILH. QUITZOW (Berlin) zum Bezirksgeologen.

Beförderungen:

Reg.-Insp. GEORG OTTO (Berlin) zum Reg.-Oberinspektor,

Techn. Ass. HANS KLAUSS (München) zum Reg.-Sekretär.

B. WISSENSCHAFTLICHE ANGESTELLTE

Neueinstellungen:

Dr. DANIEL DE BRUYNE (Jena).

Zur Petrographie der nachtriadischen Tarntaler Breccie (Ostmark)

VON BRUNO SANDER, Innsbruck

Die Untersuchung erfolgte im Anschluß bei jeder Vergrößerung (Binokularlupe, Mikroskop) ohne Färbung und mit Färbung (Eisenchlorid-Schwefelammon), gelegentlich auch mit örtlicher Behandlung (Glasfäden mit HCl) unter der Lupe; ferner im Dünnschliff unter dem Mikroskop. Diese Untersuchung hatte über bisherige Feldbefunde hinausgeführt im Hinblick auf die erste Entstehung der Breccien, den sedimentären und Tektonitcharakter; die autigene Kristallisation, das Verhältnis zum Liegenden, die Komponenten; ferner hinsichtlich der autigenen Kristallisation des Zements, der Rolle des allotigenen und des autigen-kristallisierten Albits und ganz besonders hinsichtlich der Übergangstypen zwischen den Tarntaler Breccien des Radiolarithorizontes und den Kalkphylliten Tux—Brenner, womit trotz des Fossilmangels die stratigraphische Gleichstellung und damit das Radiolaritalter der Oberen Schieferhülle der Tauern petrographisch sichergestellt wurde.

Die Größenangaben sind Millimeter, wo nicht ausdrücklich angegeben; „n-Albit“ ist der von nichtentmischten, als si umschlossenen Teilchen gelegentlich erfüllte Albit der Tauernhülle; „a-Albit“ ist der mikrolithenerfüllte Albit der Gneise.

Komponenten der Tarntaler Breccie

- I. Allotigene Minerale, klastisch in der Breccie, nicht umkristallisiert.
 1. Quarz, scharfeckig und gut gerundet (0,2), weit verbreitet von Navis bis Penken; zum Teil (zum Beispiel Grauwand) Quarzporphyren entstammend (korrodiert), zum Teil dem liegenden Quarzphyllit (zum Beispiel Eiskarl) und gelegentlich noch mit Geröllen desselben verbunden.
 2. Albit: als mikrolithenerfüllter „a-Albit“ (der Tauerngneise zum Beispiel) gelegentlich (Grafmarter) neben klaren lamellierten scharfeckigen Körnern; deutlich allotigene, einige 0,1 große Körner, weit verbreitet in den Tarntaler Breccien Navis bis Penken; ebenso in der Tristelbreccie der Masura und in den Feinbreccien des Lechtals (Material AMPFERER). Herkunftsmöglichkeiten: Quarzphyllit, Tuxer Grauwacken, Tauern.
 3. Hellglimmer in Fetzen (0,1 × 2, Wetzsteinbruch Lizum), gelegentlich nachweislich aus liegendem Quarzphyllit nach dessen Phyllonitisierung (Eiskarl), aber auch aus und neben Hellglimmerschiefer der Tauern (Penken).
 4. Chloritfetzen (Grafmarter); wahrscheinlich Chloritschiefer der liegenden Quarzphyllite.

5. Eisenkarbonat, wohlgerundeter Einkristall (0,77, Wetzsteinbruch).
 6. Turmalin, deutlich allotigen (Grafmarter).
 7. Hornstein, ununterscheidbar vom Hornstein der Sonnwendbreccie, einschließend feinste Nadelchen (0,0001 × 0,006) und Karbonatrhomboeder (0,003 bis einige 0,1), Erzkügelchen.
- II. Allotigene Gesteine, teils scharfeckig, teils gut gerundet, von Millimeter- bis zu Meterausmaßen, gelegentlich gut sortiert, in der Breccie. Dolomite.

1. Dunkelgraue bis weiße Dolomite von verschiedener Korngröße (0,03 Wetzsteinbruch, Geierspitzrinne und andere; 0,001 ebenso), gelegentlich mit Fossilresten (Foraminiferen? 0,08 bis 0,15 Wetzsteinbruch; zarte unversehrte Schälchen Nasses Tux), nicht metamorph, undurchbewegt, alle aus dem Mesozoikum beziehbar, wie das zum Beispiel am Penken im Falle hellen Dolomites mit charakteristischen weißen Körperchen (ganz gleich dem Dolomit der Gschößwand im Liegenden) feststeht.
2. Grobkörnige Dolomite mit Korngröße 0,1 bis 0,16; 0,1 bis 0,3 gelegentlich gut geregelte nachkristalline Tektonite (Wetzsteinbruch).
3. Dolomite mit Hellglimmer und autigenem Albit (Penken, Torjoch).
4. Dolomit mit Serizitquarzit (primär?) verknetet als Gerölle in der Breccie vom Dettenjoch.
5. Braune Eisendolomite, feinstkörnig, zuweilen mit Limoniträndern, bisweilen in Umkristallisation begriffen (Hinterschmirn), allenthalben in der Breccie vom Mieslkopf bis Eiskarl, insbesondere auch in der Breccie des Wetzsteinbruches (zwischen Radiolarit) und allenthalben im Kalkphyllit, in dessen feinschichtiger und normal kalkphyllitischer Fazies von Schmirn bis Brenner.

Die Dolomite sind unvergleichbar häufiger als Kalke und entstammen zum Teil nachweislich der dolomitischen Trias, auch des direkten Liegenden (Penken), zum Teil (Eisendolomite) vielleicht dem Quarzphyllit.

Kalke.

1. Dunkle fossilführende Kalke (Obertrias, Jura?), zum Teil nachweislich aus anstehendem Liegendem (a):
 - a) Dunkelgrauer Marmor mit Cephalopodenquerschnitt (= dem eben solche Reste führenden Marmor der Gschößwand); Penken.
 - b) Kalke mit zarten Schälchen und Algenresten (0,3 Durchmesser); Penken.
 - c) Dunkler Kalk mit Korallenrasen (Grafmarter).
 - d) Fossilgefüllter toniger Kalk (Kössener Schichten?, Grafmarter).
2. Grobkristalline Kalkmarmore (Grafmarter); Kalke mit Hellglimmer und Quarz (Penken, Wetzsteinbruch); gelber, nichtkristalliner Kalk (Wetzsteinbruch).

Quarzite.

1. Kalksandstein mit Fossildetritus (Penken); Karbonatquarzit mit Hellglimmerschüppchen (Torjoch); Graphitquarzit (Grauwand).
2. Quarzkonglomerat mit Quarzgeröllchen und Hellglimmer, ohne Albit (Torjoch); ebenso mit verschieden orientierten Geröllchen von gegeltem Quarzit, ferner mit allotigenem Eisenkarbonat und Turmalin.

3. Arkose (Navis) mit gleichviel Quarzit und Albit; konstante Korngröße 0,1; allotigen in der Arkose: Quarz mit autigenem Apatit (Pegmatitquarz?), Quarzit, Hellglimmer, gefüllter „a-Albit“ (Tauern?, Quarzphyllit?), „n-Albit“ mit opazitischem si (Tauern?). Ähnlich am Torjoch.

Tonschieferfetzen (Wetzsteinbruch, Eiskarl), gelegentlich graphitisch (Grafmarter).

Porphyre.

1. Plagioklas-Quarzporphyre (Penken) mit ausgezeichneten Korrosionsquarzen, entfärbten Biotiteinsprenglingen, fluidaler felsitischer Grundmasse.

Plagioklas: basischer (optisch —) als Albit; nachkristallin vollständig durchbewegt.

2. Eben solcher Quarzporphyr schon als Porphyroid einsedimentiert (Grauwand).

3. Felsitische Grundmasse.

4. Porphyroid (Tuff!) mit allotigenen Einschlüssen von: Turmalinquarzit (mit autigenem Turmalin), Graphitquarzit, klarer farbloser geregelter Quarzit (Grauwand).

5. Plagioklasbalkengefüge, zu den Quarzporphyren gehörig, zugleich ähnlich den Albitgeröllen im Knollengneis der Gerlos. Ähnliche Plagioklasite auch in den Lechtaler Feinbreccien (Material AMPFERER).

Quarzphyllit gleicher Prägung wie heute (Phyllonit).

Quarzglimmermosaik, Hellglimmersträhne, Albit (Eiskarl, aus dem Liegenden); Quarzglimmermosaik; Albit-Quarzmosaik mit Rutil(?)-nadelchen; also alle Teilbereiche aus fertigem Quarzphyllit, einzeln und zusammenhängend (Eiskarl); örtlich karbonatführender Quarzphyllit oder Kalkphyllit: Kalzit, Quarz, Albit, Hellglimmer, Turmalin, Erz (Wetzsteinbruch).

Höherkristalline (Penken).

Albitkarbonatschiefer mit Hellglimmer und Pennin; autigener si-Albit mit unverlegtem si; typische untere Tauernhülle.

Ebenso mit großen Hellglimmerschuppen.

Ebenso mit schon vor der Einbettung geregelten Kalkmarmorgeröllchen eine typische kristalline Arkose (Grauwacke) der unteren Tauernhülle.

Ebenso mit allotigenen Dolomitbröcklein und autigenem n-Albit mit si. Muskowitschiefer derbschuppig.

Alles Typen der unteren Tauernhülle; durch große Hellglimmer, reichlichen si-Albit und gelegentlich zurücktretenden Kalzitgehalt näher dieser als dem Kalkphyllit; durch gelegentlich reichlichen Kalzit näher der unteren Tauernhülle als dem Kristallin der Ötztaler.

Tarntaler Breccie (als Komponente in Tarntaler Breccie).

In typischer Ausbildung sowohl mit kalkigem als mit dolomitischem Zement, wie sie im Geierspitzgraben ansteht, als Gerölle in der typischen Tarntaler Breccie des Torjochs; diese also resedimentär.

Ähnlich Tarntaler (?) Breccie (= dunkler Dolomit in hellem Dolomit), resedimentär in Tarntaler Breccie, Nasses Tux.

So ergeben die Komponenten ein Bild des in der nachtriadischen Bildungszeit offenen Liefergebietes für die Breccie: Triadische Kalke und

Dolomite zum Teil des Liegenden, untere Tauernhülle auch heute nahe benachbart, Quarzporphyre und Quarzphyllite und Tonschiefer der heutigen Grauwackenzone, zum Teil des Liegenden, zum Teil heute unfern; ob noch Jura, bleibt offen.

Die allotigenen Komponenten innerhalb dieser Gerölle selbst ergaben ein weniger deutliches Bild geologisch gleichalter bis beliebig älterer liefernder Gebiete:

1. In Dolomiten und Kalken der Breccie; in Breccie:
Geologisch gleichalt, möglicherweise aber auch gelegentlich älter als die Bildung des Gesteins, welches als Gerölle in die Breccie einbezogen wurde, ist der Fossildetritus in den Dolomiten und Kalken der Breccie. Wo die Tarntaler Breccie selbst „resedimentär“ als Gerölle in der Tarntaler Breccie auftritt, ist das liefernde Gebiet für die Komponenten des Gerölles eben dasselbe (nicht ein älteres) wie für die ganze Tarntaler Breccie. Triadische Dolomite und Kalke lieferten Komponenten, während die Breccie versteinerte und auch Teile ihrer selbst als Gerölle neben jenen Dolomiten und Kalken in sich aufnahm.
2. In Quarzkonglomeratgeröllen der Breccie allotigen:
Quarz, geregelter Quarzit, Eisenkarbonat, Turmalin.
Nächster Lieferant zur Zeit der Bildung des Quarzkonglomerats: Quarzphyllit, offenliegend schon zur Zeit des Quarzkonglomerats.
3. In Arkosegeröllen der Breccie allotigen:
Gefüllte a-Albite, n-Albite mit si, Quarz mit autigenem Apatit (Pegmatitquarz?).
Nächster Lieferant zur Zeit der Bildung der Arkose: Quarzphyllit (= ältere Tauern), offenliegend schon zur Zeit der Arkosebildung.
4. In Porphyrtuff der Breccie allotigen:
Turmalinquarzit, Graphitquarzit, geregelter heller Quarzit.
Nächster Lieferant zur Zeit der Quarzporphyr- und Tuffbildung: Quarzphyllit, offenliegend schon zur Zeit der Quarzporphyre und Tuffe.
5. In kristallinen (untere Tauernhülle) Geröllen der Breccie allotigen:
Geregelter Kalkmarmor und Dolomit.
Nächster Lieferant zur Bildungszeit der Arkosen der unteren Tauernhülle: Kalkmarmore und Dolomite, offenliegend zur Zeit der Arkosebildung.

In diesem weniger deutlichen Bilde älterer offenliegender Lieferanten ist petrographisch erkennbar offenliegender Quarzphyllit (= ältere Tauern!) überschritten von sedimentierenden Arkosen, Porphyrtuffen, Porphyr- und Quarzkonglomeraten; ein gleiches vortriadisches Bild wie für die Gebiete südlich der Tauern.

Große Gebiete dieser Breccien sind petrographisch noch nicht so untersucht wie auf Blatt Matrei und daher weitere Beiträge zu ähnlichen Übersichten zu erwarten. Zu der schon vor 30 Jahren betonten Zusammengehörigkeit solcher Breccien führe ich an allotigene Komponenten, welche der Tristelbreccie (Masura) und der Tarntaler Breccie meiner Aufsammlung gemeinsam sind: Quarz, Albitdolomit, Hellglimmerschuppen, Chloritfetzen, Albit aus Quarzporphyr, klarer, fein lamellierter Albit, Hornstein, Plagioklas-Quarzporphyr, Eisendolomit mit Limoniträndern, verschiedene Dolomite. Außerdem enthält Masura: Mikroklin, Krinoidenglied,

Zement der Tarntaler Breccie

Der sedimentäre Charakter des Zements ist besonders deutlich, wenn (Penken) Kalkschlamm zwischen runden Geröllen (Quarzporphyr) noch zarte unversehrte Schälchen (Ostrakoden?) und gelegentlich reichlich, immer runde Querschnitte (0,1; Foraminiferen?) führt oder kalkige Komponenten von dolomitischem Schlamm eingehüllt sind. Gelegentlich (Penken) wird das Zement tuffähnlich mit scharfen Splintern von Quarz und Plagioklas neben Schälchendetritus. Neben solchen Schlammen findet man (Penken) rekristallisiertes Breccienzement, ununterscheidbar vom Kalkphyllit mit autigenem verzweigtem Albit, auch rupturenfüllend. Scharf isomorpher autigener Albit ist weit verbreitet in kalkigem Zement (Nasses Tux). Hohlraumpelit oder geopetale Gefüge wurden nie gefunden. Vielfach treten autigen kristallisierte Quarz-Albit-Nester auf (Wetzsteinbruch, Geierspitzrinne).

Neben kalzitischem Zement findet sich auch rein dolomitisches und Zement mit gleichviel Kalk und Dolomit. Man kann (Geierspitzrinne) benachbart rein kalkphyllitisches Zement (reiner Kalzit, autigener Albit, Quarz) neben reinem Dolomit als Zement (auch in Zwickeln deutlich) finden.

Bei kalkphyllitischem Zement vollzieht sich unter Kleiner- und Spärlicherwerden der klastischen allotigenen Körner jeder petrographische Übergang zu Kalkphyllit mit oder ohne solche Körner.

Sedimentärer Charakter der Breccie und tektonische Fazies

Dieser ist außer durch das Zement durch das Gesamtgefüge sicher. So zeigt der Wetzsteinbruch (Lizum) scharfkantige Komponenten (0,1 bis mehrere Millimeter) voneinander verschiedener Gesteine (Dolomite verschiedener Korngrößen, Farben, Fossilgehalte; Quarzite) bunt gemischt unmittelbar nebeneinander gebracht und sperrig gelagert, ohne jede Spur mechanischer Änderung oder Reibung aneinander: eine sedimentäre Schüttung, ohne jeden rundenden Transport der Komponenten, ohne Durchbewegung, mit autigener Quarz- und Kalzitrekristallisation (geregelt Palisaden) in kalkig-dolomitischem Zement. In anderen Fällen sind die Komponenten gerundet. Am Eiskarl liegt ein Tektonit sedimentär aufgearbeiteten Quarzphyllits als Tarntaler Breccie vor, ein Tektonit, welcher im Handstück einem tektonischen Gemisch aus Quarzphyllit und Dolomit gleichen kann, n. d. M. aber als Sediment erkennbar ist.

In der Geierspitzrinne liegt keine tektonisch entstandene Breccie vor, sondern ein gelegentlich noch deutlich sedimentäres Konglomerat mit runden Komponenten, wie Gartenkies, bunt gemischt und ohne Reibungsdetritus. Wie auch im basalen schüblingerfüllten Reibungsteppich der Kalkwand und anderwärts, wo die Triasdolomite über Jüngerem liegen, verschleiert starke Durchbewegung vielfach, aber nicht allenthalben die älteren Entstehungsmerkmale.

Ein derartiges Nebeneinanderbringen scharf umrissener, gerundeter, in sich mechanisch unversehrter, zum Teil grobkörniger und druckempfindlicher Marmorkomponenten ist auf tektonischem Wege ohne korrelative Durchbewegung und Regelung nach heutiger Erfahrung über Kalktektonite nicht möglich.

Genügende Präparation und feldgeologische Zusammenhänge erlauben oft auch Breccientektonite, deren ursprünglicher Charakter im Felde zweifelhaft bleibt, mit sicher sedimentären Typen zu identifizieren und als sekundäre Tektonite von primärtektonischen Breccien zu trennen. Die Tarntaler Breccie kann sowohl primär durch kalkphyllitisches Zement, Rekristallisation und Verarmung an Allotigenen in Kalkphyllit übergehen, als sekundär durch tektonische Verschieferung in inhomogene Kalkphyllonite, in ein nachkristallin deformiertes, stark kalkiges schlieriges Gemisch mit einzelnen schwimmenden Dolomitfragmenten, Glimmersträhnen, Quarzkörnern (Torjoch, Pfons bei Matrei). Beide Fälle von „Kalkphyllit“ sind u. d. M. unterscheidbar.

An der Grauwand-O-Wand ist Porphyroidgerölle führende Breccie, also sedimentäre, zu Tektonit durchbewegt. Starke Durchbewegung ist weit verbreitet (Dettenjoch-Kaiserbrünnl, Eiskarl u. v. a.).

Einschlüsse von Breccie in Breccie finden sich gelegentlich derart, daß der Primärtektonitcharakter des Einschlusses oder dessen tektonische Einverleibung in die Breccie nicht mehr auszuschließen ist (Torjoch). Außer solchen Fällen findet sich aber sicher primärsedimentäre Tarntaler Breccie ganz derselben Arten (mit kalkigem und mit dolomitischem Zement), wie sie in der Geierspitzrinne anstehen, als faustgroße Gerölle in der Tarntaler Breccie vom Torjoch. Ferner fand ich sedimentärdetritische (bis 1 mm) Feinbreccien als sedimentäre wohlgerundete Komponente (einige Millimeter) in der Tarntaler Breccie (Nasses Tux).

Am Grafmarter ist eine Arkose im Liegenden typischer Tarntaler Breccie als deren Basalbildung aufzufassen, findet sich aber wieder als Gerölle in der Breccie. Auch „kalkphyllitisches“ Zement der Breccie scheint sich als Einschluß wieder zu finden.

Resedimentation ist also wahrnehmbar, spielt aber keine große Rolle.

Kristallisation in der Breccie

Hierher gehören bisweilen lebhaftere Rekristallisation von Kalzit und Quarz, ferner die reichlichen idiomorphen autigenen Albite und Albit-Quarz-Nester; alles sowohl im Zement als in gefüllten Rupturen der Breccie.

Allotigener Albit findet sich (Wetzsteinbruch) randlich etwas umkristallisiert, allotigenes Albit-Quarz-Gestein (Wetzsteinbruch, Geierspitzrinne) zeigt randliche Albitrekristallisation.

Kristallisation findet sich also spärlich an Komponenten, häufig im Zement, wo sie den „kalkphyllitischen“ Charakter solchen Zements mitbedingt.

Rolle des Albits

Der reichliche Albit der Breccien ist zum Teil allotigen, zum Teil im Gestein autigen kristallisiert. letzterenfalls zuweilen (Wetzsteinbruch) nachweislich und wahrscheinlich immer stofflich aus der allotigenen Komponente abzuleiten und diese unter anderem aus Quarzphyllit beziehbar.

Autigener, das heißt im Gestein kristallisierter (neukristallisierter oder umkristallisierter) Albit findet sich, meist lamelliert, in folgenden Formen: 1. Ausgezeichnet eigenförmig in scharf umrissenen unversehrten lamellierten Kriställchen (einige 0.1, zum Beispiel 0.3 × 0.1), gelegentlich eindeutig

autigen neukristallisiert, so wenn ein Einkristall scharfe Ecken von Breccienkomponenten umwächst; einzeln im Kalzitgefüge des Zements. in Gruppen mit Quarz und Hellglimmer zusammentretend und die Zwickel und Gänge zwischen den sperrigen Komponenten füllend; ganz ebenso in jüngeren gefüllten Rupturen durch die Breccie (Mieslkopf, Wetzsteinbruch).

2. Ohne jede Eigenform in langen und stark verzweigten Einkristallen auch Kalzite und Hellglimmer des Zements unschließend; also wieder in einer allotigenen Detritus ausschließenden Gestalt. Diese Gestalt neukristallisierter Albite ist die auch für Kalkphyllit bezeichnende.
3. Als umkristallisierter Saum der deutlich allotigenen Geröllchen von Albit-Quarz-Mosaik mit Rutil (?), welches dem Quarzphyllit entstammen kann.

Derartige Albite, jünger als die Breccienbildung, sind weit verbreitet (zum Beispiel Geierspitzrinne; Tarntaler Breccie als Komponente in Tarn-taler Breccie, Torjoch) und gut unterscheidbar von älterem allotigenem gefülltem a-Albit (bisweilen nachweislich aus Quarzphyllit; Tauern?), welcher allotigensedimentär auch schon in Arkosegeröllen und autigen in Quarzgeröllen der Tarntaler Breccie liegt.

Albitkristallisation findet also reichlich statt sowohl im typischen Kalkphyllit als im Zement der Tarntaler Breccie, welches gelegentlich (Penken) als Foraminiferenschlamm entwickelt ist.

Allotigenen Albit fand ich häufig in den Feinbreccien des Lechtals und in der Tristelbreccie des Prätigaus.

In einem einzigen Falle (dunkle Dolomitbreccie zwischen Tuxer Joch und Kamm der Frauenwand Tux) fand sich wahrscheinlich allotigener Orthoklas in der graphitischen, für die Arkosen des Kleinen Kaserer typischen Form.

Übergänge zwischen Feinbreccien und Kalkphyllit; Gleichsetzung beider

In der im Radiolarit liegenden feinkörnigen Tarntaler Breccie des Wetzsteinbruchs wird (wie auch andernorts vielfach) das Zement der Breccie mit Albit, Quarz, Kalzit, Hellglimmer zum typischen Kalkphyllit. Dieses Jurakonglomerat HARTMANN'S wird Kalkphyllit mit bald mehr, bald weniger zahlreichen Dolomitfragmenten bis zur Feinbreccienbildung. Andererseits zeigt typischer Kalkphyllit (Hinterschmirn) zunehmenden Gehalt an allotigenen Dolomitfragmenten bis zur Feinbreccienbildung. Beide Gesteine, Tarntaler Breccie und Kalkphyllit, stimmen in durchaus typischen, eindeutig repräsentativen Ausbildungen ununterscheidbar überein sowohl hinsichtlich der Grundmasse als hinsichtlich der Komponenten. Unter diesen sind namentlich die Eisendolomite gleich bezeichnend für Tarntaler Breccie wie für den Kalkphyllit von Schmirn bis an den Brenner, wo sie W. SANDER gelegentlich gefügeanalytischer Arbeiten mit-analytierte. Beide Gesteine, Tarntaler Feinbreccie und Schmirntaler Kalkphyllit, sind detritisch mit allotigenem und autigenem Albit, Hellglimmer, Quarz, Kalzit und Eisendolomitfragmenten. Es handelt sich hier also nicht etwa um konvergente tektonische Fazies ungleicher Ausgangszustände, wie etwa im Falle der Durchbewegung von bunter Tarntaler Breccie einerseits,

Kalkarkose anderseits, zu Kalkphyllonit. Tarntaler Jurabreccie und Kalkphyllit von Tux und Brenner sind primäre Fazies voneinander. Die allotigenen Eisendolomit führenden Schmirner Kalkphyllite sind nicht trennbar von denselben Gesteinen am Brenner und damit, wie ausgeführt, beide untrennbar von der Tarntaler Feinbreccie im Radiolarit des Wetzsteinbruches (Lizum): Die obere Schieferhülle erhält das Alter des Radiolarits der Tarntaler, also Jura, soweit diese Altersbestimmung feststeht; noch besser scheint mir die Bezeichnung: jünger als Trias. Am Eiskarl ist die Aufbereitung fertigen Quarzphyllits in die Tarntaler Breccie petrographisch nachweisbar und damit auch die Transgression des Kalkphyllits über Quarzphyllit.

Auch am Grafmarter liegt ein Gestein vor, das gleich typisch als Kalkphyllit wie als Tarntaler Feinbreccie auftritt (allotigen: Dolomite und Kalke verschiedener Korngröße, Farbe, Fossilführung, Eisendolomit, Chloritfetzen, Hellglimmer, Quarz, Turmalin, Albit klar und gefüllt; autigen: Kalzit, Quarz, n-Albit mit si rekristallisiert, aus allotigenem Albit). Eine Auszählung (I) an diesem Typus wird zum Vergleich neben die Auszählung (II) eines durchaus typischen Kalkphyllits von Hinterschmirn gestellt:

	I. Feinbreccie Grafmarter	II. Kalkphyllit Schmirn
Quarz und Albit	14,5% (Qu, Ab)	30% (Qu: Ab = 1)
Deutlich allotigene Dolomite u. Kalke	18,0%	16% (nur Dolomit)
Rekristallisiertes Karbonat	63,0%	54% (14% Kalzit)
Graphit, tonige glimmerige Fetzen	4,5%	Etwas Hellglimmer

Nachtriadische Tarntaler Breccien und Kalkphyllite von Schmirn und Brenner (damit der Kalkphyllitmantel der Tauern) sind petrographisch trotz der vielfach bis zur Phyllonitbildung gehenden tektonischen Durchbewegung als primäre Fazies voneinander feststellbar.

Das primäre Verhältnis der Breccie zum Liegenden ist damit auch das Verhältnis des Kalkphyllits zum Liegenden, und auch letzteres ist durch die Komponenten der Breccie gekennzeichnet: Quarzphyllit (schon mit Glimmerstrahlen als Phyllonit), Grauwacken (mit Quarzporphyr) und Albitkarbonatfazies derselben in der unteren Tauernhülle, ferner Trias und deren Liegendes sind die Lieferanten für Sedimentation der Tarntaler Breccie und der Kalkphyllite, also der Oberen Schieferhülle. Die primäre örtliche Beziehung zum Liegenden ist noch deutlich am Penken (Gschöb-wand), wo die Breccie Trias mit Fossilien und Quarzporphyre der Grauwacken (verschiefert auch in der Tuxer Grauwacke des Liegenden) führt, am Eiskarl gegenüber liegendem Quarzphyllit, am Grafmarter mit liegender Arkose; ja die örtliche Beziehung zum Liegenden ist ziemlich allgemein erkennbar trotz der sehr lebhaften nachbrecciösen tektonischen Formungen.

Die Untersuchung einer derart polygenen Sedimentbreccie mit sehr zahlreichen kleinen Vorkommen ist damit nicht zu Ende, da immer noch neue interessante Komponentenfunde möglich sind und ein einziger Fund das geologische Gesamtbild ändern kann. Im derzeitigen Stande wird der Beitrag vorgelegt, da das Hauptgebiet der Breccie (Lizum) vorläufig unzugänglich geworden ist und weil dem derzeit uneinigen Schrifttum der Alpensynthese auch einzelne Untersuchungsbeiträge dienen können.

Mein eigener Versuch, die petrographische Untersuchung der nachtriadischen Tarntaler Breccie in ein Gesamtbild zu stellen, soll erst mit der Veröffentlichung weiterer Beiträge zugleich mit der Würdigung des während der Fortsetzung meiner Arbeiten seit E. HARTMANN angewachsenen Schrifttums erfolgen, des Autors, der am meisten zur Kenntnis der Tarntaler Berge beitrug und auch auf die Petrographie der „Jurakonglomerate“ eingegangen ist.

Der Erdrutsch am Eichberg bei Dittersdorf (Kreis Tulln, Niederdonau)

Ursache und Auswirkung eines Erdrutsches
am Alpenrand in Niederdonau

Von GOTTFRIED REIDL, derzeit im Felde

(Mit 2 Abbildungen)

Am N-Hang des Eichberges, im W des Ortes Dittersdorf, gerade an dem Teil, an welchem die in den letzten Jahren durchgeführte Tullnregulierung stattfand, ist im Frühjahr 1939 ein Erdrutsch von beträchtlichem Ausmaß niedergegangen.

Die Breite des abgerutschten Hanges erreicht ungefähr 200 m. Die ganze abgeglittene Scholle hat die Form eines Hufeisens; Sprünge und Erdrisse bis zu 1,25 m Tiefe durchziehen diese, hauptsächlich in O-W-Richtung. Der höchste Abriß befindet sich ungefähr 100 m von der neu-regulierten Tulln entfernt. Durch die Rutschung wurde die rechts der Tulln gelegene Uferanlage eingedrückt und fast bis in die Mitte der Tulln hineingeschoben. Dies bedingte eine Stauung und Hebung des Wasserspiegels der Tulln um nahe 1 m.

Sofort nach Beobachtung des Erdrutsches wurde vom Wasserstraßenbauamt in Niederdonau (Wien I, Herrengasse) eine Baufirma mit der Abbohrung des abgerutschten sowie des benachbarten Geländes beauftragt. Nach den Aussagen des Werkleiters der Bohrfirma wurden die ersten Anzeichen des Erdrutsches, in Form handbreiter Risse, kurz nach den starken Regengüssen Ende April und Anfang Mai 1939 beobachtet. Die Rutschung ging dann langsam vorwärts, um Anfang August den oben genannten Stand erreicht zu haben. Hiermit schien die Rutschung zur Ruhe gelangt zu sein, und es ließ sich keinerlei weitere Bewegung an der Rutschfläche bemerken.

In der geologischen Literatur (ABEL und GÖTZINGER & VETTERS) sind die Sedimente des Eichbergzuges genauestens beschrieben. Der Eichberg besteht, wie der etwas südlich gelegene Buchberg, aus Flyschkonglomeraten mit Lagen sandigen Mergels. Diese Beobachtungen, die erstmalig von STEU und HAUER gemacht wurden, sind durch das bei den Bohrungen geförderte Material bestätigt worden. Unter dem geringmächtigen Mutterboden findet man eine schwache Schicht Löß oder Lößlehm und unter dieser das Konglomerat. Darunter folgt in verschiedener Tiefe grau-weißer sandiger

Mergel von stark schwankender Mächtigkeit und abermals Konglomerat. Das Konglomerat im Hangenden und Liegenden des Mergels besteht aus einem gelblich-braunen, sehr sandigen und glimmerreichen Bindemittel, in welchem sich fast alle Flyschgesteine (Neokom- und Oberkreideflysch, Glaukonitsandstein, Greifensteiner Eozänflysch) in bis zu faustgroßen Stücken vorfinden. Die Lagen des im Konglomerat eingelagerten Mergels

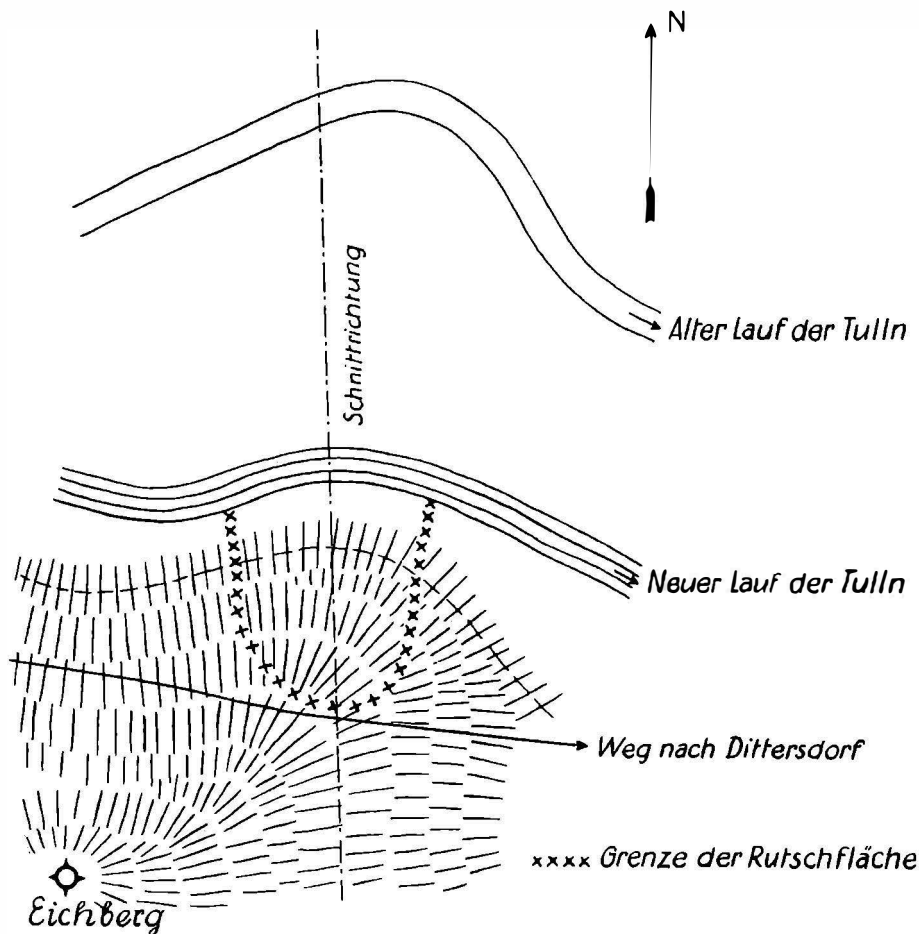


Abb. 1

schwanken sehr an Mächtigkeit. Er scheint linsenförmig im Konglomerat eingebettet zu sein. In der geologischen Literatur hat dieses Konglomerat den Namen Buchbergkonglomerat erhalten. Nach ABEL handelt es sich dabei um die Hangendschichten des Eichbergkonglomerates. Der Eichbergzug ist dem des Buchberges gegen N hin vorgelagert; zwischen den beiden Konglomeratarten bestehen nur geringe Unterschiede. Die Konglomerate sind Ablagerungen des Schliermeeres. Ihr Material entstammt der südlich benachbarten Flyschzone.

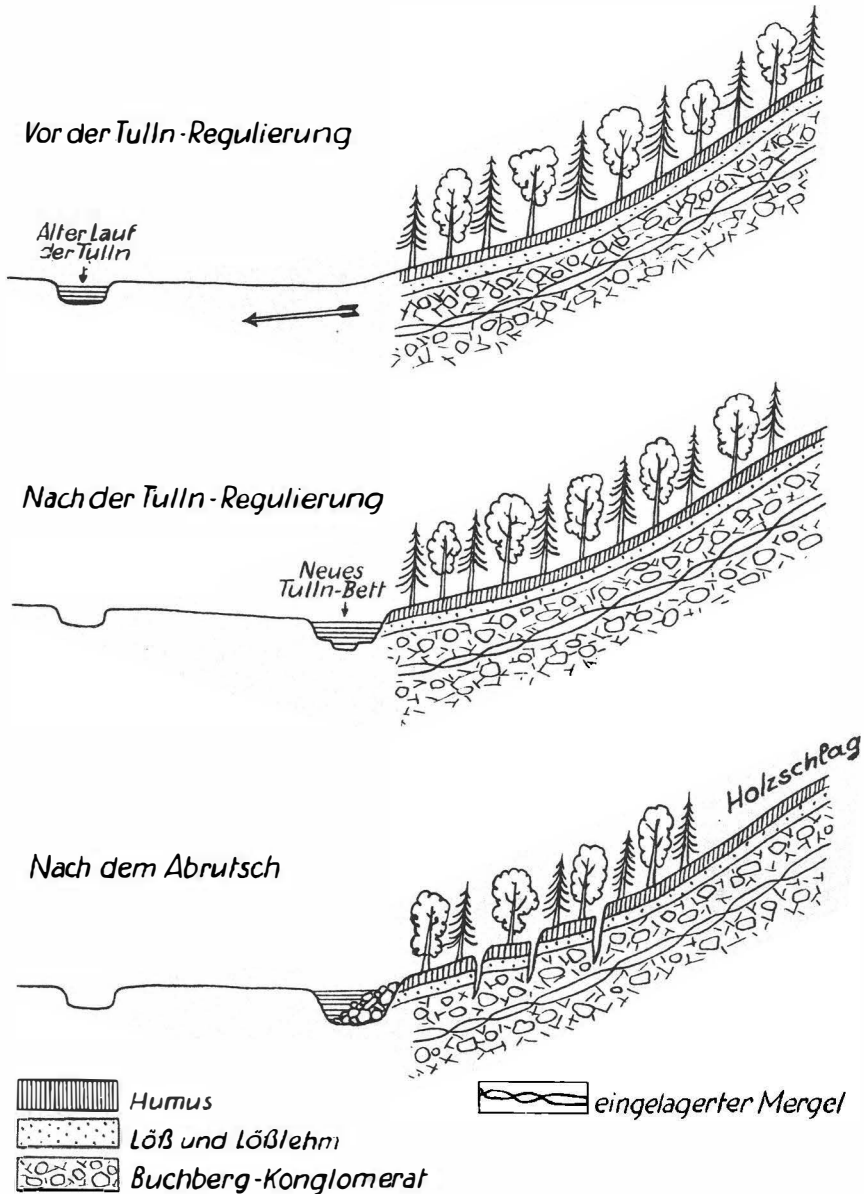


Abb. 2

Die Rutschung war durch die Regengüsse des Frühjahrs 1939 bedingt. Das Wasser konnte wohl durch das Konglomerat durchsickern, nicht aber durch den Mergel. Dieser nimmt wohl Wasser auf, läßt aber keines durch. In starkdurchfeuchtetem Zustand wirkt er dann als Gleithorizont. Daß eine Wasserstauung oberhalb des Mergels stattgefunden hat, zeigten einige Bohr-

löcher. In den Schichten des Konglomerates, welche unmittelbar auf dem Mergel liegen, fand man bei Bohrungen oft Wasser stehend vor. Durchbohrte man aber die Mergelschicht, so versickerte es sogleich in der darunter befindlichen Konglomeratschicht. Bei zwei ziemlich nahe beisammengelegenen Bohrlöchern bohrte man in beiden Fällen nur bis zu der Mergelschicht, um festzustellen, ob die beiden gestauten Wassermengen oberhalb des Mergels zusammenhängen oder ob ein zufällig gleichzeitiges Auftreten von Wasser vorliegt. Durch Färbeversuch wurde nachgewiesen, daß es sich nicht um getrennte Wasseransammlungen, sondern um eine über den ganzen Mergelhorizont sich erstreckende Stauung handelt.

Für die Rutschung ebenfalls von Bedeutung ist sicher der etwas oberhalb der Rutschfläche befindliche Holzschlag. Durch das Abschlagen der Bäume wurde den obersten Hangschichten des Eichberges sicherlich viel an Zusammenhang genommen. Dieser Holzschlag bewirkte auch eine schnellere Durchfenchung des Bodens, die dann zur Hebung des Grundwasserspiegels im ganzen Gebiet des Eichberges führte.

Ferner wurde die Rutschung durch die Regulierung des Tullnbaches begünstigt. Die unregulierte Tulln ging nämlich in einem weiten Bogen um den N-Abhang des Eichberges herum. Durch die Neuregulierung wurde dieser weite Bogen sehnartig abgeschnitten; aller Druck, der sich sonst auf die weite Fläche des Bogens verteilte, wirkte sich nun auf das neue Ufer des regulierten Tullnbaches am Hangfuß aus (siehe Abb. 1). Abb. 2 zeigt einen Idealquerschnitt durch den Rutschhang.

Zusammenfassung: Die andauernden Regengüsse im Frühjahr 1939 bedingten eine starke Wasserstauung oberhalb des Mergels, innerhalb der oberen Schichten des Eichbergkonglomerates. Diese Stauung des Wassers sowie die Anfeuchtung der darunter gelegenen Mergelschicht führten letzten Endes zur Rutschung. Die Abholzung eines Stückes des Hanges hat einerseits infolge der längeren Niederschläge des Frühjahrs 1939 zu einer rascheren und stärkeren Wasserzufuhr nach den angrenzenden Gebieten geführt, anderseits den Hangschichten einen Teil des Zusammenhaltes geraubt. Die Verlegung der Tulln von ihrem alten, in einem weiten Bogen um den N-Hang des Eichberges führenden Lauf in das neue Bett brachte es mit sich, daß der Druck der oberen Schichten des Eichberges, der sich früher gegen die Ebene bis zum alten Bett der Tulln verteilte, sich jetzt auf die kurze Strecke des neuen Laufes erstreckt. Es ist daher nicht zu verwundern, daß das Gewicht der ins Gleiten gelangten Schichten die hangwärts gelegene (rechte) Uferböschung der neuregulierten Tulln trotz tadelloser Ausführung eindrückte.

Schrifttum

ABEL, O.: Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. — Jb. geol. Reichsanst. **53**, Wien 1903.

GÖTZINGER, G., & H. VETTERS: Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl. seine Abhängigkeit vom Untergrund in Gesteinsbildung und Gebirgsbau. — Jb. geol. Bundesanst. **73**, Wien 1923.

Zur Geschichte des Frischen Haffs

Von LOTTE HEIN, Berlin

(Mit 10 Abbildungen)

H. Gross hat 1941 in der „Geologie der Meere und Binnengewässer“ einen wichtigen Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Frischen Haffs gegeben. Auf Grund von Proben aus dem SW des Haffs und dem sogenannten O-Winkel, der Mündung des Elbingflusses, kommt er zu dem Schluß, daß die Entstehung des heutigen Frischen Haffs in den Beginn der Jungsteinzeit fällt (rd. 3500 v. d. Ztwd.). Von der (dritten, der spätatlantischen Litorina-Transgression ist das Gebiet überflutet worden.

Die hier veröffentlichten Diagramme, deren Bearbeitung in die Jahre 1934 bis 1937 fällt, ergänzen die Untersuchungen nach O und N. Während Gross 3 Haff-Profile in ihren ergiebigsten Schichten untersuchte mit 15 Proben und außerdem 5 Proben aus dem O-Winkel, sind hier 11 Tiefbohrungen und 6 Kammerbohrungen mit rd. 200 Proben untersucht worden. Die Diagramme schließen sich zu einem Längsprofil in der Mitte des Haffs zusammen. Hier erfolgt nur die Veröffentlichung der Baumpollendiagramme. Abb. 1 zeigt die Lage der Bohrpunkte. Profil XII₃T ist nicht in seinen Ergebnissen angegeben, da nur 3 Proben untersucht werden konnten, von denen 2 sehr fossilarm waren.

Die Tiefbohrungen und Kammerbohrungen sind so gewählt, daß sie sich ergänzen und ein möglichst lückenloses Profil ergeben. Ursprünglich sollte der Hauptwert auf die Untersuchung der Kammerbohrungen gelegt werden, weil sie eine lückenlose, einwandfreie Schichtfolge bieten. Da sie aber nur bis 8 m, manchmal nur bis 6 m Tiefe reichen, erfassen sie nur einen so kleinen Teil der Gesamtentwicklung des Haffs, daß die entsprechenden Tiefbohrungen mituntersucht werden mußten, deren alluviale Schichtfolge im W zum Beispiel bis zu 30 m pollenanalytisch erfaßt werden konnte, bis 46 m sogar untersucht wurde. So verschob sich das Schwergewicht der Untersuchung immer mehr zu den Tiefbohrungen hin, obwohl diese natürlich mit großer Vorsicht ausgewertet werden müssen.

Zunächst war es überhaupt fraglich, ob sich die Ablagerungen eines so großen Gewässers für eine pollenanalytische Untersuchung eignen würden, da hier natürlich alle Möglichkeiten der Verdriftung und Umsedimentierung gegeben sind. Schon die gute Übereinstimmung der benachbarten Diagramme brachte den Nachweis ihrer Verwertbarkeit. Sie ließen sich außerdem ohne weiteres in die bisher bekannten ostpreußischen Diagramme einordnen. 1937 veröffentlichte DECHEND 3 Nehrungsdiagramme in seiner Dünenarbeit über die Frische Nehrung, die er für seine Datierung benützte. 1938 konnte REDMANN in ihrer Untersuchung über die Buchenvorkommen der Frischen Nehrung darauf zurückgreifen. Anfangs machte sich der Mangel an benachbarten Moordiagrammen störend bemerkbar. Inzwischen ist diese Lücke durch die Bearbeitung der Brandenburger Heide durch ARNOLDT (1940) und der Galtgarbenmoore durch STEINECKE (1937) geschlossen worden (Lage der benachbarten Diagramme ebenfalls in Abb. 1).

Die Diagramme der Kammerbohrungen haben ein charakteristisches Aussehen. Man kann auf den ersten Blick den wärmezeitlichen Abschnitt

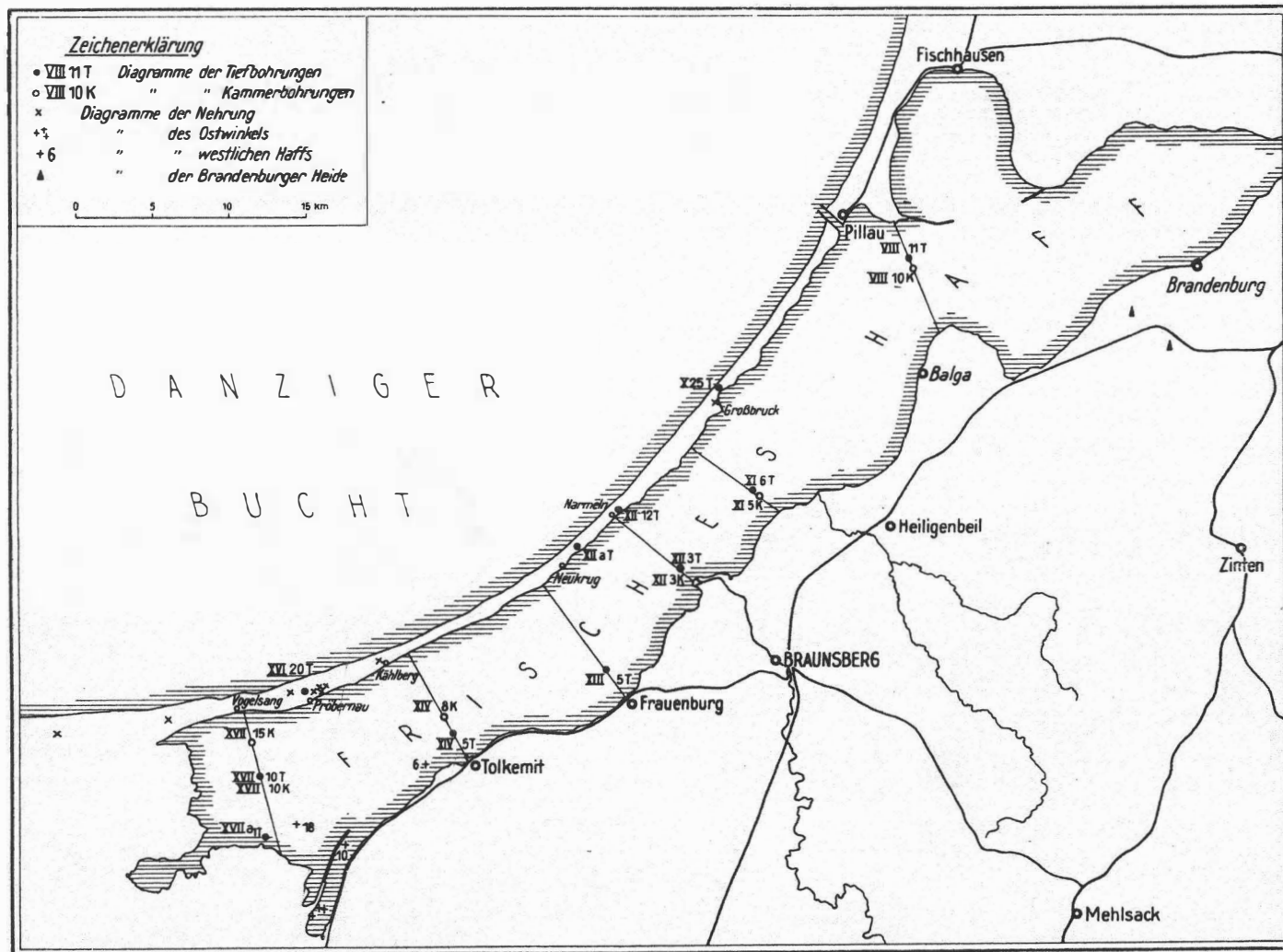


Abb. 1.
Lage der untersuchten Bohrungen.

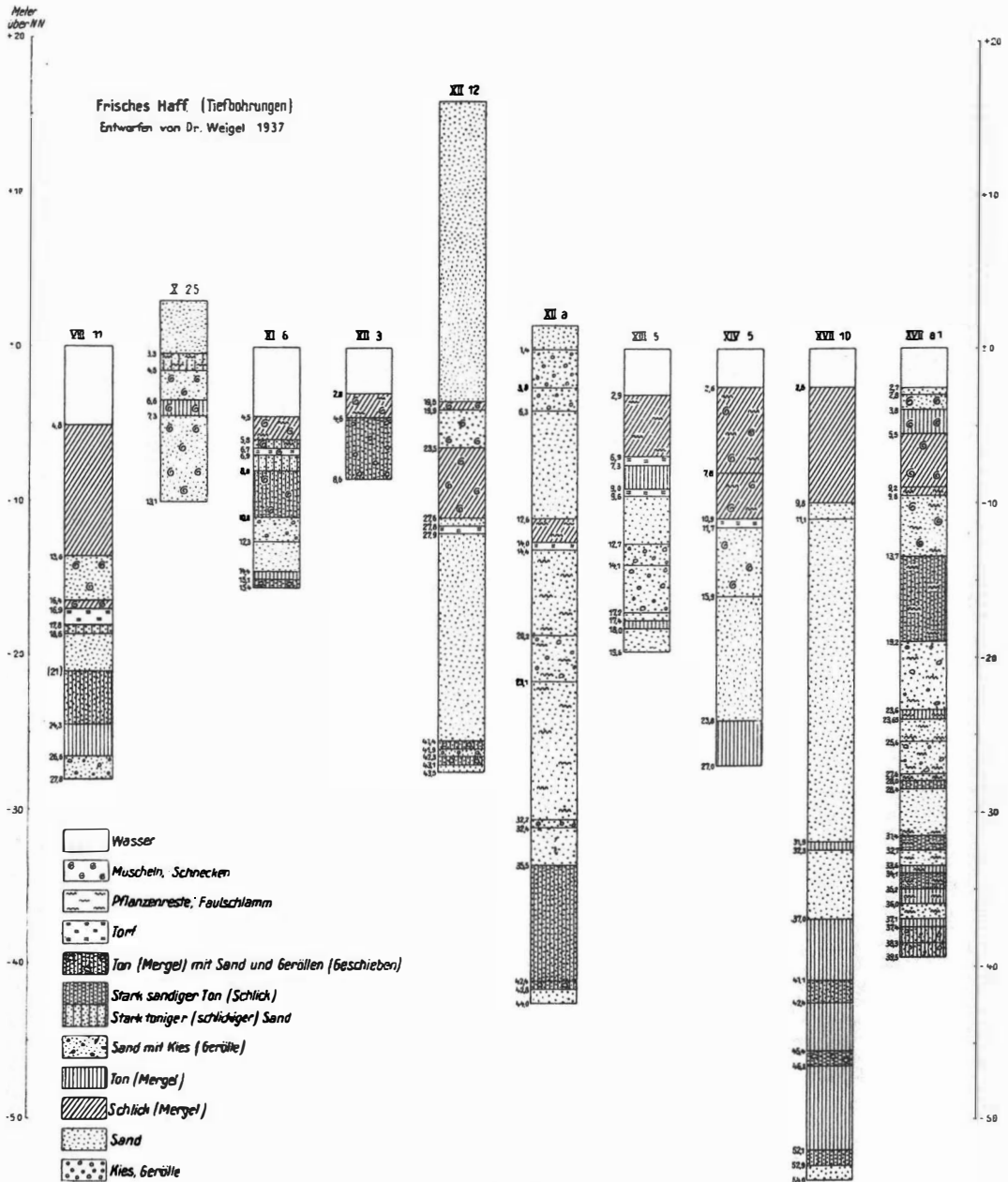


Abb. 2.

der auch durch hohe Erlenwerte ausgezeichnet ist, von dem nachwärmezeitlichen abgrenzen (Grenze D. A. VIII/IX nach Gross, „D. A.“ auf Diagramm Abb. 3 bis 6 und Tab. 1 bis 7). Im O ist die Wassertiefe der untersuchten Profile 4 bis 5 m, im W 2,50 m. In VIII 10 K südlich des Seekanals

ist seit der Wärmezeit nichts abgelagert worden, beziehungsweise es ist dort sogar erodiert worden (Abb. 3, Tab. 1). Daß der Bau des Seekanals hier von Einfluß gewesen sein kann, halte ich für möglich. In XI 5 K mitten im Haff zwischen Büsterwalde und Groß-Bruch sind nur die obersten 30 cm nachwärmezeitlich (Tab. 2). XII 3 K auf der Höhe von Pfahlbude weist bei 3 m Wassertiefe schon über 1 m nachwärmezeitliche Ablagerungen auf (Abb. 4, Tab. 3). Im W bei XIV 8 K (Tab. 4), XVII 10 K (Abb. 5, Tab. 5) und XVII 15 K (Abb. 6, Tab. 6) sind es sogar über 2 m

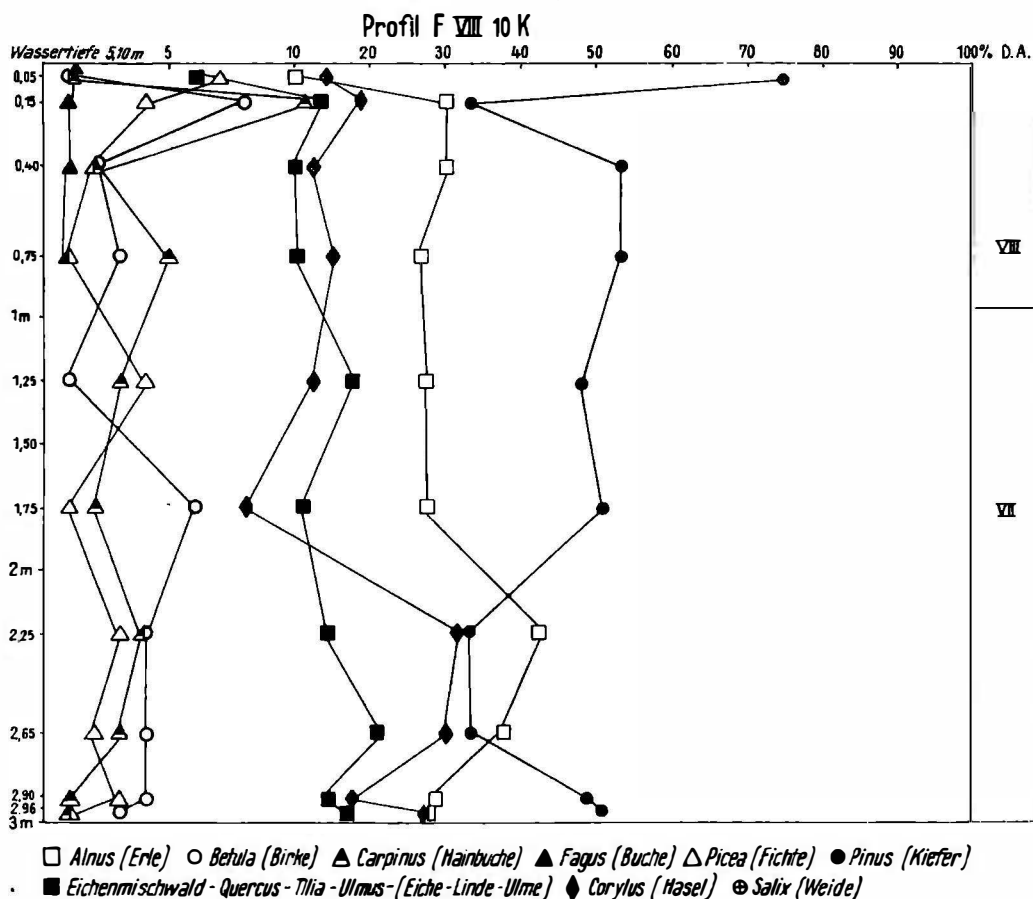


Abb. 3.

Gyttja, die seit 500 v. d. Ztwd. abgelagert worden sind. Natürlich sind das nur kleine Beträge im Vergleich zu den Sedimentmassen, die in derselben Zeit zum Beispiel im Jasmunder Bodden oder gar bei Hela abgelagert wurden (WASMUND 1939 und SANDEGREN 1935 und 1938). Im W ist von den Kammerbohrungen nur noch D. A. VIII erfaßt (2300 bis 500 v. d. Ztwd.), im O reichen sie zum Teil in D. A. VII hinein. Dieser ist, wie Gross feststellte, die eigentliche Transgressionszeit fürs Haff, die Zeit, in der das Ostseewasser eindrang.

Bei der Auswertung der Tiefbohrungen ist vor allem daran zu denken, daß mit Ausnahme von XII a T große Schichtpakete durch eine Probe dargestellt werden, so daß den angegebenen Grenzen ein gewisser Spielraum bewilligt werden muß. Es stellt sich heraus, daß gerade die Grenze zwischen D. A. V und D. A. VI, die im Interesse der Entwicklungsgeschichte besonders wichtig wäre, meist nicht eindeutig festzulegen ist; die zum Teil sehr geringe Pollenfrequenz mahnt zur Vorsicht bei der Unterscheidung der ursprünglich „armen“, also „alten Spektren und der nachträglich „verarmten“.

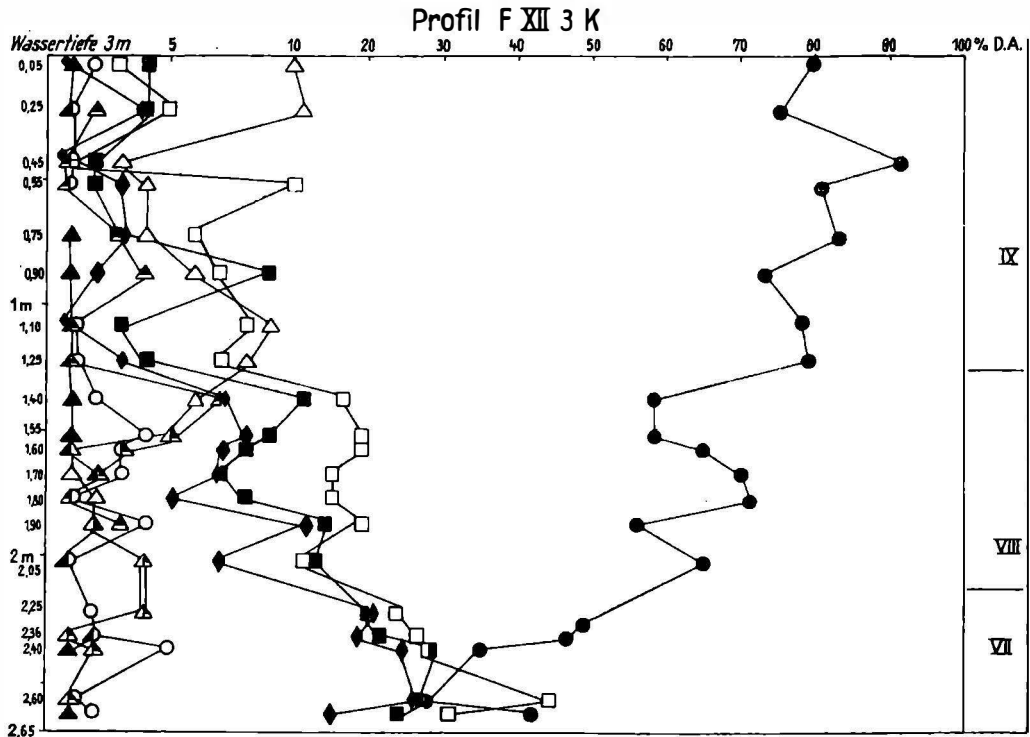
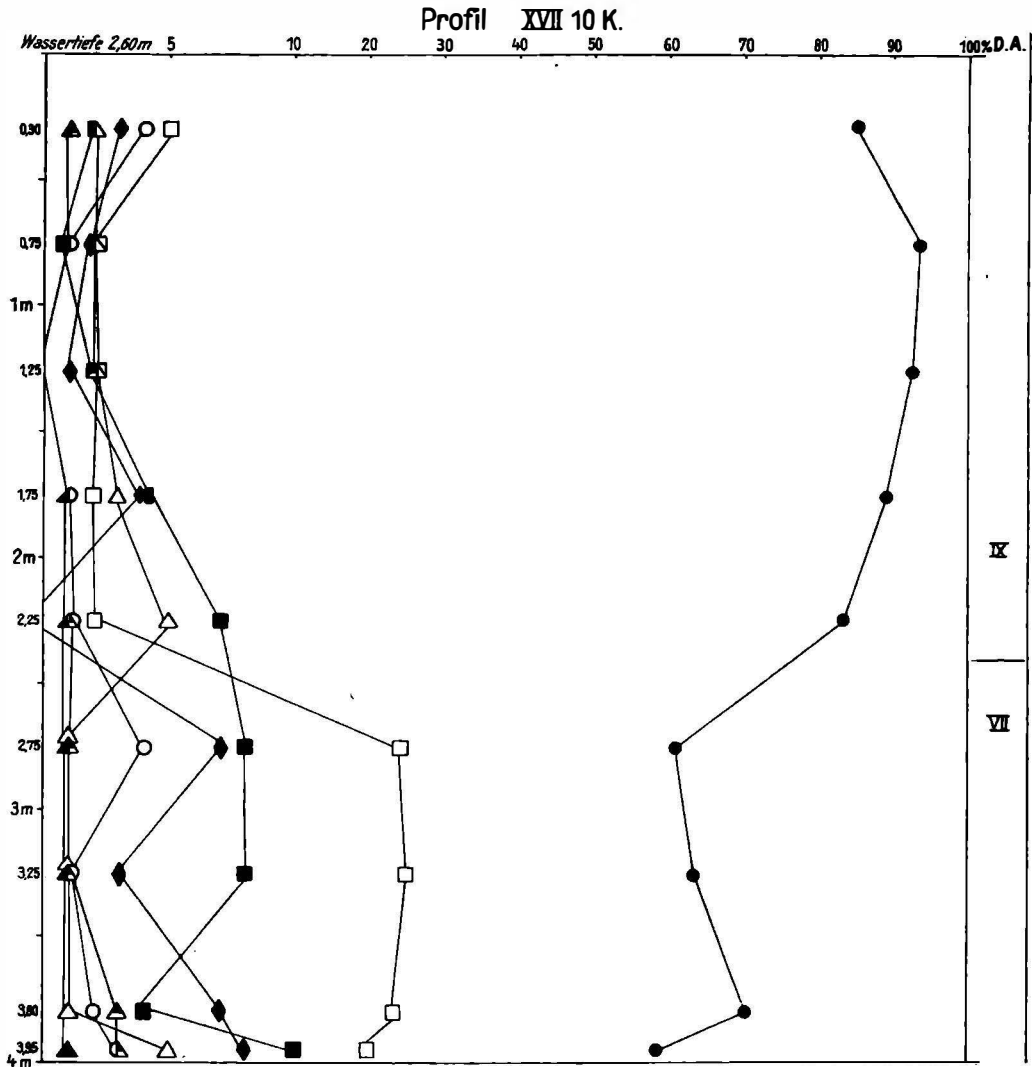


Abb. 4.

Gross hat zwei Fragen an den Anfang seiner Abhandlung gestellt. Die erste lautet: Wann erreichte die Ostsee im S ihre heutige Küstenlinie? Diese Frage konnte er selbst aus seinem Material heraus beantworten. Die vorliegende Untersuchung bestätigt, daß D. A. VII — Litorina III — die Haupttransgressionszeit für das Haff ist. Die zweite Frage, in welchem Niveau, auf den heutigen Ostseespiegel bezogen, der Meereseinbruch im Gebiet des Frischen Haffs erfolgte, ist schwer zu beantworten. In diesem Zusammenhang war die Untersuchung der Torfe, die in den Ablagerungen des Haffs an verschiedenen Stellen östlich der Linie Kahlberg—Tolkemit vorkommen, von besonderem Interesse. Sumpftorf, den Gross in der O-Winkelbohrung 6/2 untersuchte, scheint Schwemmtorf aus interglazialen Material zu sein. Die Zusammenstellung der Profile der Tiefbohrungen

auf Abb. 2 zeigt, daß ein einheitlicher Torfhorizont, wie ihn UHL (1940) nach seiner Theorie erwarten müßte, nicht durch das Haff geht. Die Torfe liegen in verschiedener Tiefe. Zum Teil handelt es sich auch um zusammengeschwemmtes Material, wie dies HESS VON WICHENDORFF (1928) bei der



Auswertung der Pillauer Bohrungen annahm. Es kommen aber auch autochthone Farn-Seggen-Torfe vor (VIII 11 T 16,90 bis 18 m, XIII 5 T 9,05 bis 9,60 m, XIV 5 T 10,90 bis 11,50 m). Auch die Nehrungsbohrungen trafen auf Torfe, XII a T in 12,14 bis 12,29 m auf Braunmoostorf, XII 12 in 11,92 bis 12,12 m auf Sphagnumtorf. Die ältesten Torfe gehören nach

ihrer Pollenzusammensetzung und ihrer Stellung im Diagramm in D. A. V, die Ancycluszeit. Sie werden von Sand unterlagert und gehen nach oben in Schlick über. Demnach muß der Boden des Haffs hier während der Ancycluszeit trocken gelegen haben, um dann mit steigendem Grundwasserspiegel zu vermooren, in 18 m bei VIII 11 T (Abb. 7) und in 10 m bei XIII 5 T. In 11 bis 12 m Tiefe liegen heute die Torfe in XIV 5 T und auf der Nehrung, die zu Beginn der Litorinazeit abgelagert wurden. Auch in D. A. VII, der Bildungszeit des eigentlichen „Haffmergels“, kommt es noch zur Ablagerung von Farn-Seggentorfen beziehungsweise Sumpftorf (XI 5 K

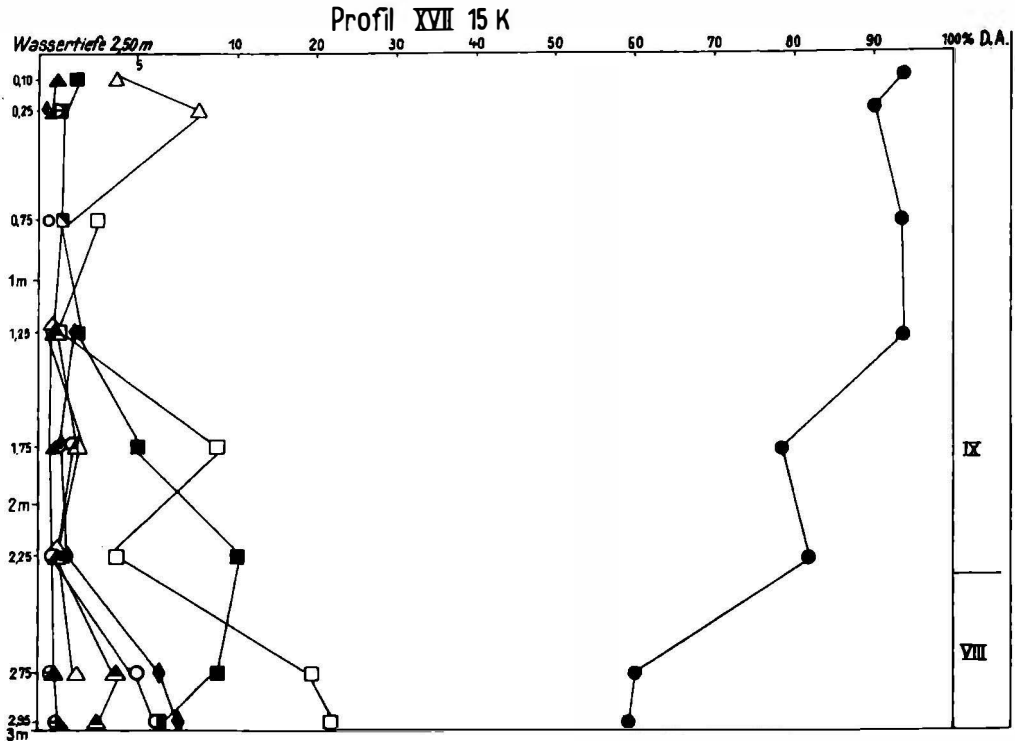


Abb. 6.

6,50 bis 7,25 m, XII 3 K 5,75 bis 6,30 m, XII 5 T 6,90 bis 7,30 m). Hier muß an einigen Stellen noch landfester Boden vorhanden gewesen sein, der dann nach dem Vermooren von der Gyttja bedeckt wurde. Es scheint sich um ein allmähliches Steigen des Wasserspiegels seit der Ancycluszeit zu handeln, wie dies schon SANDEGREN und GROSS feststellten. Auf Hela fand SANDEGREN eine Torfschicht in 13 m Tiefe, über der 15 m Dünen sand liegen. Sie gehört in D. A. VIII. Der Verfasser schließt aus ihrem Vorkommen auf ein isostatisches Sinken des Landes nach Abschluß der Litorinaseinkung, die er auf eustatisches Steigen des Meeresspiegels zurückführt. GROSS nimmt das Transgressionsniveau bei höchstens 9 m an, während die vorliegenden Untersuchungen auf eine Tiefe von 11 bis 12 m

Profil VIII 11T

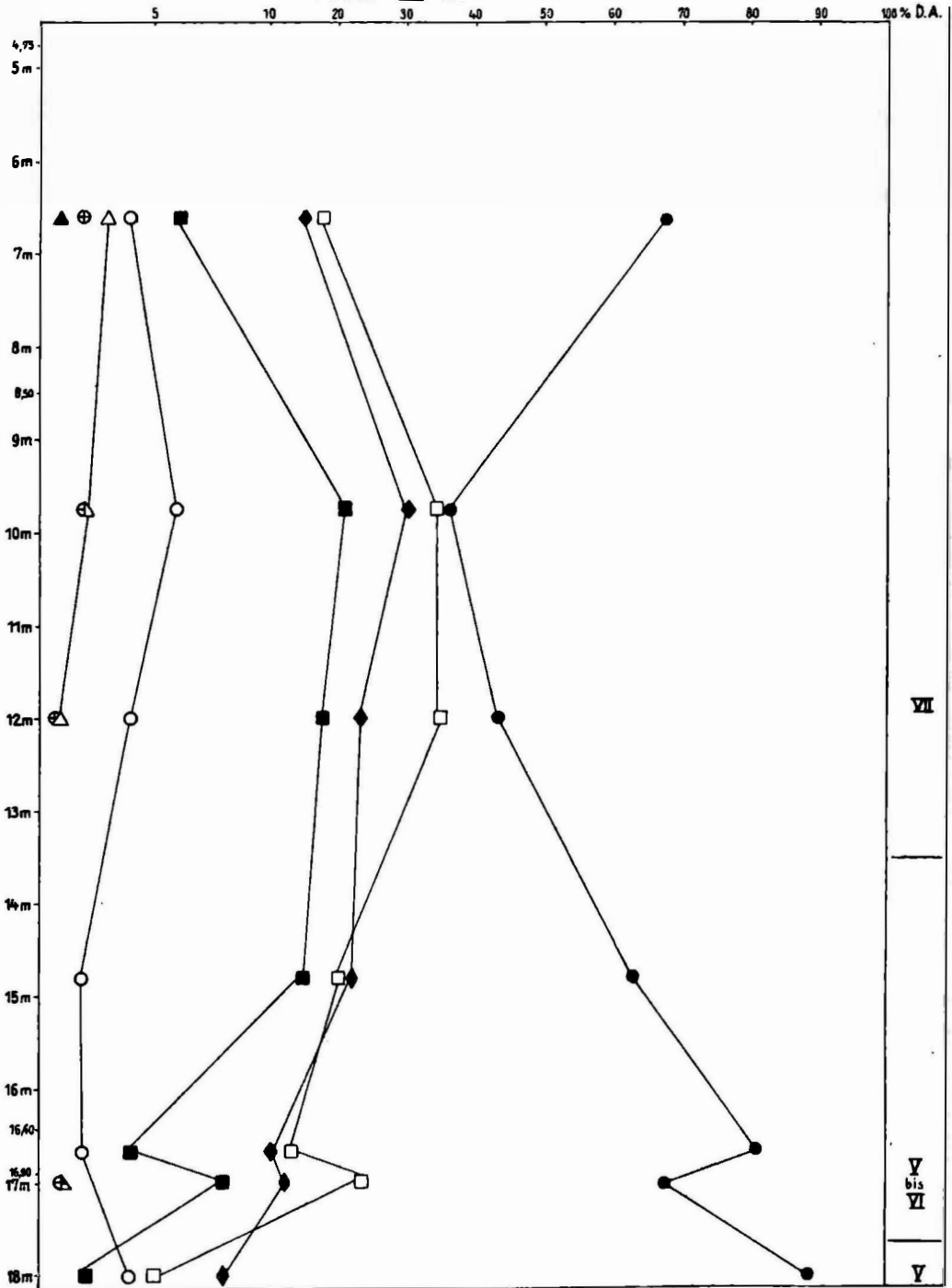


Abb. 7.

hinweisen, die natürlich durch die darüber lagernden Sedimente erhöht worden sein kann. DECHEND schließt aus dem Vorkommen von *Unio pictorum* ebenfalls auf eine isostatische Senkung der Nehrung von allerdings nur rund 3 m.

GROSS hat die Frage aufgeworfen, wie hoch wohl die Schwelle gewesen sein mag, über die hinweg das Ostseewasser in das Haff gedrungen ist. Die untersuchten Profile haben noch innerhalb der Schwelle gelegen. Bei XII a T und XII 12 T sind in 12 m Tiefe in der frühen Litorinazeit Torfe abgelagert worden, die bei XII a T von spätlitorinazeitlicher fossilreicher Gytja überlagert sind. Darüber liegt in beiden Profilen Dünen sand, so daß die Dünenbildung hier schon in demselben Zeitabschnitt zum Abschluß gekommen sein kann. Dafür spricht, daß spätneolithische Funde von der Frischen Nehrung bekannt sind, zum Beispiel von Schmerbude östlich von Kahlberg. Die Bildung des sogenannten Haffmergels und die Dünenbildung würden demnach in den Zeitabschnitt VII fallen, der nach GROSS nur von etwa 3600 bis 2300 v. d. Ztw. gereicht hat. Es scheint so, als ob die Dünenbildung mit der Transgression in einem gewissen Zusammenhang steht insofern, als die nachfolgende Regression (Litorina-Hebung nach BENRATH), die aber wohl nur von kurzer Dauer war, Sandboden freigab, der, da er unbewachsen war, genügend Material für die Dünenbildung lieferte (BEURLEN). Die Dünen bei XII 12 T sind nach DECHEND Gelbdünen. Im Gebiet der Braundünen liegt bei Pröbber nau Bohrung XVI 20 T. Ihre Haffmergelschichten sind früh-litorinazeitlich im oberen Teil, ancyluszeitlich im unteren. Das verschiedene Alter des Haffmergels hat DECHEND schon betont. Die dort ausgesprochene Vermutung, daß der Haffmergel bis ins Präboreal (D. A. IV) herunterreicht, läßt sich nicht bestätigen, da die Birken- und Weidenwerte zu gering sind. Die letzte pollenanalytisch untersuchte Nehrungsbohrung ist X 25 T. Sie liegt im Bereich der Weißdünen beim Balgatief. Ihre Gytja in 4 bis 7 m Tiefe gehört in D. A. VII.

Im W des Haffs, in Profil XVII 10 T, XVII a₁ T und den von GROSS untersuchten Bohrungen, fehlen Torfe bis auf eine schmale Braunmoostorfschicht in XVII a₁ T/15,80 m mit fast gänzlich zerstörten Pollen und die schon erwähnte Sumpftorfschicht mit den interglazialen Pollen in Bohrung 6 von Groß/6 bis 10 m. Statt dessen finden sich Schwemmholzhorizonte, die Kiefernholz in starker Anreicherung enthalten, zum Beispiel in XVII a₁ T/22,65 bis 27,65 m, XVII 10 T/26 bis 26,10 m. Sie liegen in humosen Sanden, die auch in XVI 20 noch erfaßt sind und deren große Mächtigkeit für den W charakteristisch ist. Auch Bohrung 10 von GROSS enthält in 12 bis 20 m Tiefe Kiefernholz (ab 11,7 = D. A. V). Hier im W ist die alluviale Schichtfolge sehr viel mächtiger als im O. Es scheint, als ob lange Zeit ein selbständiges westliches Becken bestanden hat, in dem während der Ancyluszeit mächtige Sandschichten von den Flüssen abgesetzt wurden, während der O bis Kahlberg—Tolkemit anfangs noch zum Stromgebiet des Pregels gehörte und nur einzelne Senken aufwies, die zu vermooren anfangen und später mit dem Haffmergel ausgefüllt wurden. Daraus scheint sich eine Bestätigung der Ansicht TORNQUISTS zu ergeben (nach SONNTAG, 1913, ebenso DECHEND), der annimmt, daß in altalluvialer Zeit im NO des heutigen Haffs, wohl bis Frauenburg, ein ausgedehntes Deltagebiet des Pregels vorhanden war, während die Weich-

seldeltasenke, zu der ich den W-Teil des Haffs rechnen möchte, wahrscheinlich schon gegen Ende der Tertiärzeit als Senke ausgebildet war.

Unter den Sanden liegen noch Tone, die in XVII 10 T bis zu 46,30 m analysiert worden sind, in XVII a₁ T bis 39,50 m, in XII 12 T bis 43,50 m.

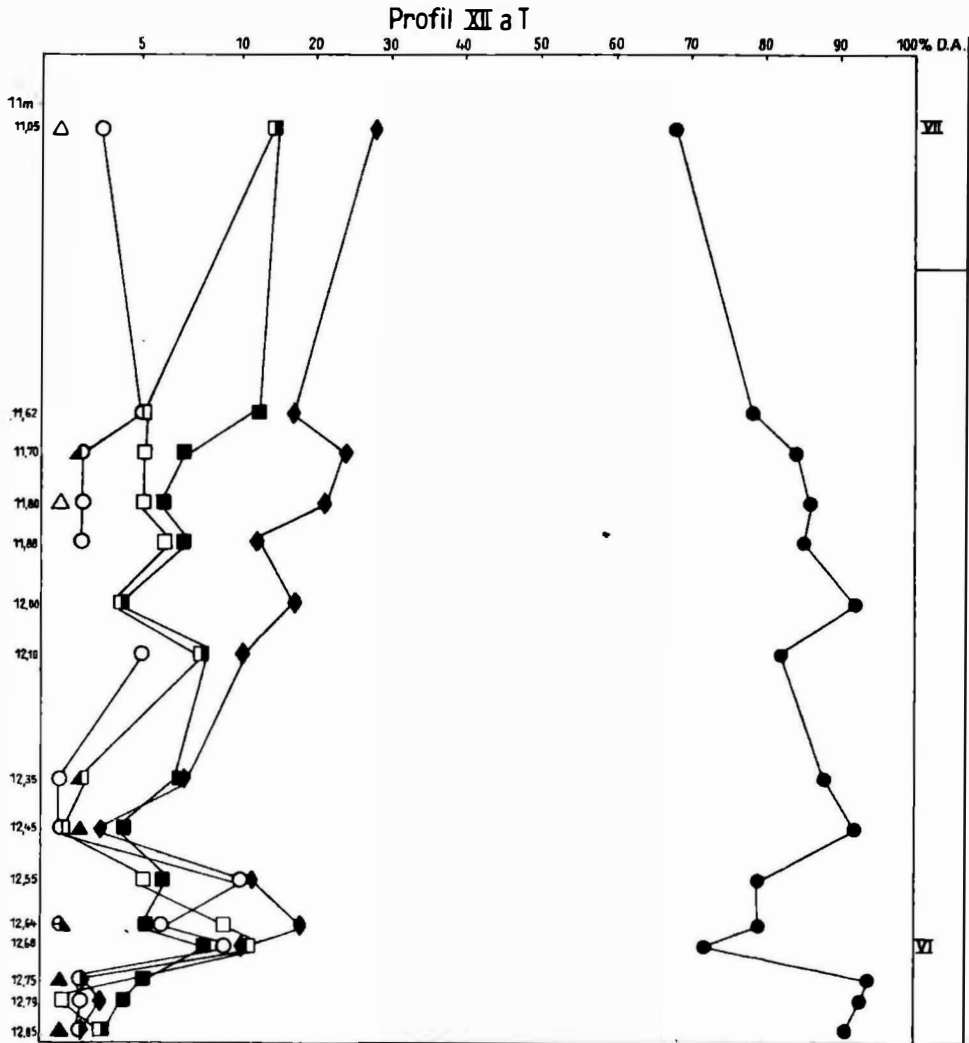


Abb. 8.

In XVII 10 T reichen sie sogar bis 69 m. Für die tiefsten Tiefbohrungen sind diese rotbraunen Tone charakteristisch. Sie liegen auf der Moräne und sind so weit verbreitet und so einheitlich in ihrem Fossilcharakter, daß sie Zeugen eines riesigen Eisstaubeckens zu sein scheinen. An eingeschwemmten Pollenkörnern enthalten sie vor allem die von Fichte und Kiefer, auch vom *Haploxylon*-Typ, und *Hystrix*, die Leitform für Ein-

Profil XII a T

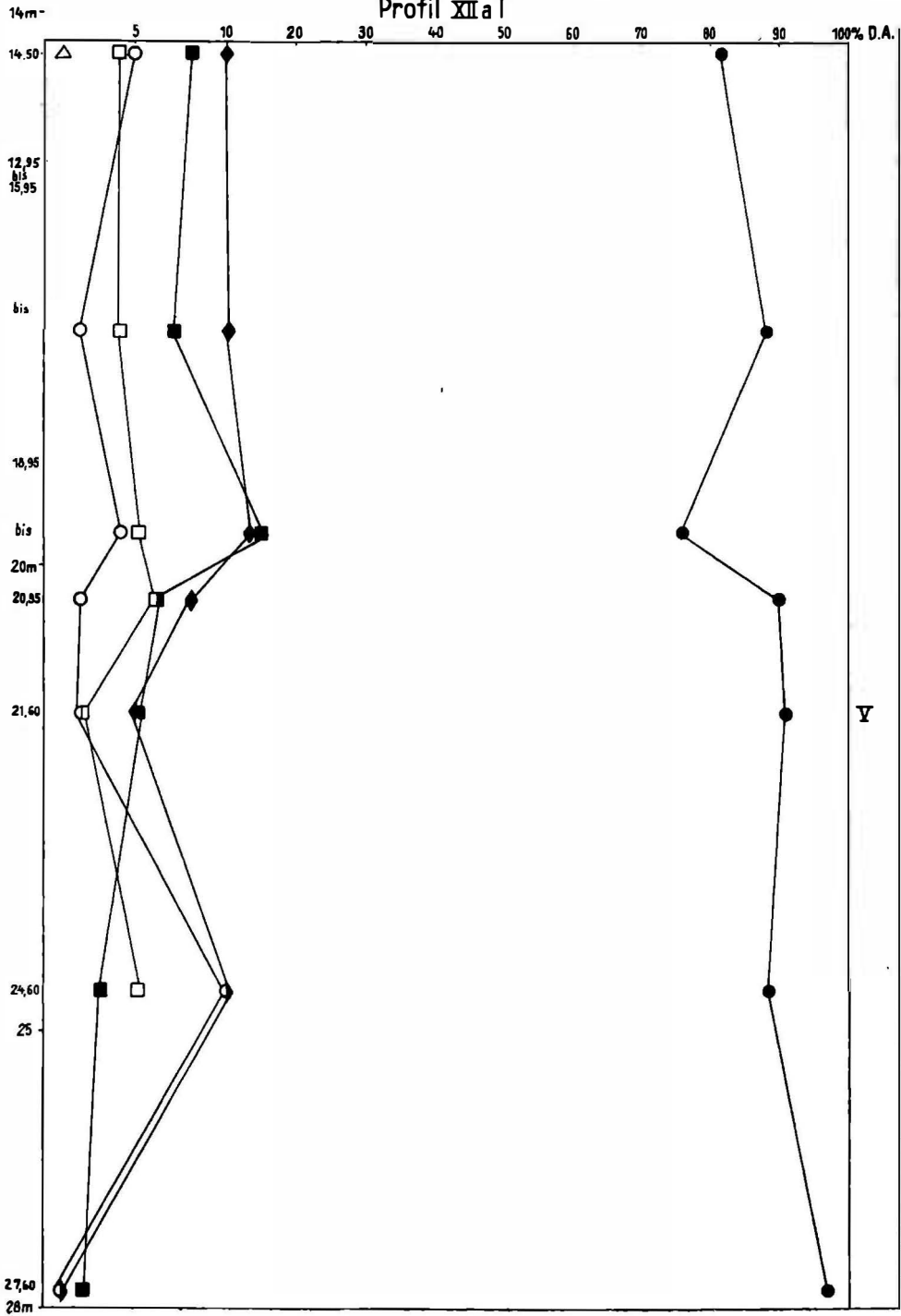


Abb. 8 a.

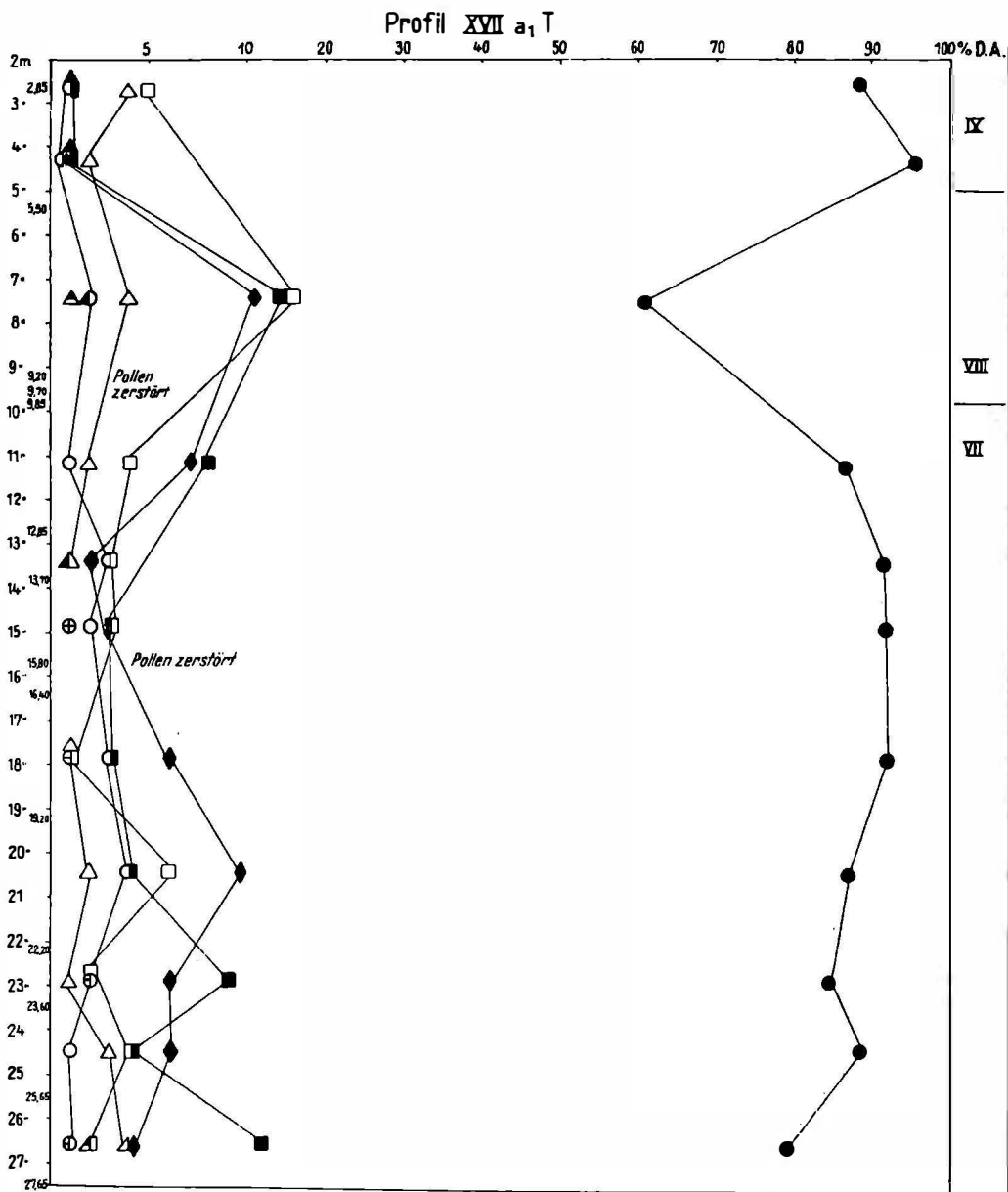


Abb. 9.

schwemmungen aus dem Tertiär (Sammelname für Radiolarien aus der Gruppe der *Collosphaerida* nach IVERSEN 1935), ebenso *Sphagnum*-Sporen, Farnsporen, *Pediastrum* und Braunmoosfetzchen. Es handelt sich um aufgearbeitetes tertiäres Material. Das von Gross in Bohrung 6/1 bis 2 aufgefundene Interglazial unterscheidet sich sowohl in der Pollenzusam-

mensetzung als auch im Aussehen von demselben (frdl. briefl. Mitt. von GROSS). Er hält die Tone für Zeugen eines wahrscheinlich früh-gotiglazialen Stausees, während H. VON WICHORFF glaubt, daß sie stellenweise von Grundmoräne der letzten Eiszeit bedeckt sind. Dieser stützt sich dabei auf Angaben HARBORTS in den Erläuterungen zur Geol. Karte Blatt Pillau (1914). Die vorliegenden Untersuchungen haben hierfür keine Anhaltspunkte ergeben.

IVERSEN hat nachgewiesen, daß das eingeschwemmte Material für die Umgebung charakteristisch ist. In diesem Fall möchte ich die Aufmerksamkeit auf den hohen Fichtenanteil lenken. Trotz der guten Haltbarkeit der Kiefern- und Fichtenpollen ist seine Anreicherung erstaunlich. Kiefernpollen vom *Haploxyylon*-Typ ist für fossilführende tertiäre Schichten charakteristisch, und die Fichte ist zusammen mit diesem Kieferntyp bezeichnend für das jüngere Tertiär Ost- und Mitteldeutschlands. Ostpreußens jüngerer Tertiär, das als Nährgebiet für die Tone in Frage kommt, ist also sicher recht fichtenreich gewesen.

Vorstehend wurde versucht, aus dem Fossilgehalt der Tone auf die tertiäre „Landschaft“ zu schließen. IVERSEN hat aber auch darauf hingewiesen, daß es unter Umständen möglich sein wird, verschiedene Endmoränen nach ihrem charakteristischen tertiären oder interglazialen Pollengehalt zu unterscheiden, ähnlich wie nach der Steinzählungsmethode oder der Untersuchung der Schwermetalle. Im Rahmen der Haffuntersuchungen ist im Anschluß an die Pollenanalysen der Versuch gemacht worden, die Stellung der Dirschkeimer Sande klären zu helfen.

Es stellte sich heraus, daß der Dirschkeimer Sand nach seinem Fossilgehalt Verwandtschaft zum Oberen Geschiebemergel hat, während der Untere Geschiebemergel viel fossilreicher ist und eine ganze Reihe von tertiären Pollenformen enthält. Am fossilärmsten war der sogenannte Elbinger Ton. Die Tone des Frischen Haffs würden ebenfalls in die Gegend des Oberen Geschiebemergels zu stellen sein. Dadurch wird die Altersstellung des Dirschkeimer Sandes durch PRATJE & RICHTER (1937) bestätigt und in gewissen Sinn vertieft.

Natürlich handelt es sich hier um einen ersten Versuch, auch in Ostpreußen IVERSENS Erfahrungen für die Stratigraphie des älteren Alluviums auszuwerten.

Pollenzähltabellen

Tabelle 1: Profil VIII 10 K (Abb. 3)

Tiefe m	<i>Abies</i>	<i>Betula</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Picea</i>	<i>Pinus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Ulmus</i>	Eichen- mischwald	<i>Corylus</i>	<i>Salix</i>	Pollenzahl	Pollen- frequenz	Diagramm- abschnitt nach GROSS
5.10 Wasser															
0,05	10	1	1	1	7	74	5	1	—	6	14	—	152	30	
0,15	30	8	11	1	4	33	9	3	1	13	18	—	163	230	VIII
0,40	30	2	2	1	2	53	8	2	—	10	12		169	240	
0,75	27	3	5	1	1	53	7	2	1	10	15		157	240	

Profil VIII 10K (Fortsetzung)

Tiefe m	<i>Alnus</i>	<i>Betula</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Picea</i>	<i>Pinus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Ulmus</i>	Eichen- mischwald	<i>Corylus</i>	<i>Salix</i>	Pollenzahl	Pollen- frequenz	Diagramm- abschnitt nach Gross
1,25	27	1	3	—	4	48	10	6	1	17	12	—	186	400	VII
1,75	28	6	2	—	1	52	10	—	1	11	8	—	157	240	
2,25	42	4	4	—	3	33	11	2	1	14	32	—	166	350	
2,65	37	4	3	—	2	33	18	3	—	21	30	—	157	180	
2,90	29	4	1	—	3	48	11	3	1	15	17	—	160	160	
2,96	27	3	1	—	1	52	14	1	1	16	27	—	186	180	

Tabelle 2: Profil XI 5 K

3,90 Wasser																
0,30	3	1	—	1	1	89	5	—	—	5	1	—	164	50	XI	
0,75	22	11	5	1	1	54	5	1	—	6	12	—	169	250		
1,25	33	4	5	—	3	49	5	1	—	6	12	—	150	150	VIII	
1,74	35	5	1	—	1	45	8	4	1	13	24	—	154	90		
2,23	26	1	1	—	3	58	7	3	1	11	16	—	166	70	VII	
2,75	22	3	1	—	1	63	3	4	3	10	19	—	156	50		
3,30	31	2	1	—	—	55	5	4	3	12	13	—	151	50		
3,40	(fossilarm, <i>Pinus</i> , <i>Alnus</i> , <i>Picea</i> , <i>Tilia</i> , <i>Salix</i>)															
3,80	(fossilarm, <i>Pinus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Picea</i>)															
3,95	(fossilarm, <i>Pinus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Picea</i> , <i>Betula</i> , <i>Salix</i>)															

Tabelle 3: Profil XII 3 K (Abb. 4)

3,00 Wasser																
0,05	3	2	1	1	10	79	4	—	—	4	1	—	159	90	XI	
0,25	5	1	2	1	11	76	3	1	—	4	4	—	171	70		
0,45	1	1	1	1	3	91	2	—	—	2	1	—	159	120		
0,55	10	1	1	—	4	81	1	1	—	2	3	—	155	90		
0,75	6	—	3	1	4	83	2	1	—	3	3	—	154	90		
0,90	7	1	4	1	6	72	9	—	—	9	2	—	167	120		
1,10	8	1	1	1	9	77	3	—	—	3	1	—	152	70		
1,25	7	1	1	1	8	78	3	—	1	4	3	—	154	100		
1,40	16	2	7	1	6	57	11	—	—	11	7	—	160	180		
1,55	19	4	5	1	5	57	5	3	1	9	8	—	154	150		
1,60	19	3	3	1	1	65	8	—	—	8	7	—	152	150	VIII	
1,70	16	3	2	2	1	69	5	—	2	7	7	—	159	150		
1,80	16	1	1	1	2	71	7	1	—	8	5	—	155	80	VIII	
1,90	19	4	3	2	2	56	12	1	1	14	11	—	150	80		
2,05	12	1	4	1	4	65	8	4	1	13	7	—	152	80		
2,25	24	2	4	—	4	47	14	5	—	19	21	—	173	80		
2,36	26	2	1	2	1	46	17	4	1	22	18	—	160	320		
2,40	27	5	2	1	2	35	25	2	1	28	24	—	175	100	VII	
2,60	44	1	1	1	1	26	20	4	2	26	26	—	164	100		
2,65	31	2		1		42	19	2	3	24	15	—	155	80		

Tabelle 4: Profil XIV 8 K

Tiefe m	<i>Alnus</i>	<i>Betula</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Picea</i>	<i>Pinus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Ulmus</i>	Eichen- mischwald	<i>Corylus</i>	<i>Salix</i>	Pollenzahl	Pollen- frequenz	Diagramm- abschnitt nach Gross
3,20 Wasser															
0,10	2	1	—	1	5	89	1	1	—	2	1	1	154	70	
0,25	1	—	—	—	4	94	1	—	—	1	1	—	168	70	
0,74	4	2	—	1	1	89	3	—	—	3	3	1	150	90	IX
1,25	2	1	1	1	4	88	3	—	—	3	2	—	152	50	
1,75	10	4	1	1	1	81	2	—	—	2	2	1	154	90	
2,25	2	—	—	1	3	91	3	1	—	4	2	1	166	140	
2,75	13	6	—	2	4	67	6	1	1	8	4	1	168	150	VIII
3,25	31	8	1	—	1	54	4	—	1	5	7	1	242	150	
3,75	23	7	4	1	3	53	6	1	2	9	5	—	155	100	

Tabelle 5: Profil XVII 10 K (Abb. 5)

2,60 Wasser															
0,10 Sand, fossilifer!															
0,30	5	4	1	1	2	85	2	—	—	2	3	—	164	50	
0,75	2	1	—	1	2	93	1	—	—	1	2	—	152	90	XI
1,25	2	—	2	—	2	92	1	1	—	2	1	—	151	50	
1,75	2	1	—	1	3	89	3	1	—	4	4	—	153	90	
2,25	2	1	1	1	5	83	5	1	1	7	—	—	155	100	
2,75	24	4	1	1	1	61	6	1	1	8	7	—	154	160	
3,25	25	1	1	1	1	63	6	1	1	8	3	—	154	120	VIII
3,80	20	2	3	—	1	70	2	1	1	4	7	—	157	120	
3,95	20	3	3	1	5	58	8	1	1	10	8	—	151	160	

Tabelle 6: Profil XVII 5 K (Abb. 6)

2,50 Wasser															
0,10	—	—	—	1	—	93	2	—	—	2	—	—	152	50	
0,25	—	—	—	1	8	90	1	—	—	1	1	1	154	30	
0,75	3	1	—	—	1	94	1	—	—	1	—	—	158	80	XI
1,25	1	—	1	1	1	94	2	—	—	2	2	—	152	60	
1,75	9	2	2	1	2	79	5	—	—	5	1	1	173	120	
2,25	4	1	1	1	1	82	10	—	—	10	1	—	152	40	
2,75	19	5	4	1	2	60	9	—	—	9	6	1	170	100	VIII
2,95	22	6	3	1	—	62	3	3	—	6	7	1	151	120	

Tabelle 7: Profil VIII 11 T (Abb. 7)

4,75—8,50	17	4	1	1	3	67	4	2	1	7	15	2	158	160	
8,50—11,00	35	6	1	—	2	36	13	5	3	21	30	2	151	160	VII
11,00—13,00	35	4	—	—	1	43	10	6	1	17	23	1	160	160	
13,00—16,40	20	2	—	—	—	63	4	3	8	15	22	1	165	90	
16,40—16,90	13	2	—	—	—	81	2	1	1	4	10	—	156	90	V—VI
17,00	23	1	1	—	—	67	1	4	3	8	2	1	153	30	
18,00	5	4	—	—	—	89	—	1	1	2	8	—	158	70	V

26,20—26,60 (Ton. fossilifer, nur *Pinus!*)

Tabelle 8: Profil XI 6 T

Tiefe m	<i>Alnus</i>	<i>Betula</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Picea</i>	<i>Pinus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Ulmus</i>	Eichen- mischwald	<i>Corylus</i>	<i>Salix</i>	Pollenzahl	Pollen- frequenz	Diagramm- abschnitt nach GROSS
4,50— 5,80	18	1	2	—	4	70	4	1	1	6	5	—	158	67	VIII
5,80— 6,70	7	3	1	—	4	85	—	—	1	1	5	1	160	51	
6,70— 6,90	22	2	—	—	3	59	7	5	2	14	21	1	153	54	
6,90— 8,00	32	6	1	—	1	45	10	4	1	15	9	—	152	80	VII
8,00— 9,20	21	1	1	—	4	70	3	1	—	4	9	—	157	85	

Tabelle 9: Profil XII a T (Abb. 8 u. 8 a)

11,05	14	3	—	—	1	68	3	6	5	14	28	—	148	20	VII
11,62	5	5	—	—	—	78	6	4	2	12	17	—	150	40	
11,70	5	2	—	—	2	84	2	5	—	7	24	—	150	20	
11,80	5	2	—	—	1	86	2	3	1	6	21	—	151	60	
11,88	6	2	—	—	—	85	2	4	1	7	12	—	176	60	
12,00	4	—	—	—	—	92	2	2	—	4	17	—	152	60	
12,10	8	5	—	—	—	79	3	3	2	8	10	—	151	120	
12,35	2	1	—	—	2	88	1	4	2	7	7	—	153	90	
12,45	1	1	—	—	2	92	1	1	2	4	3	—	150	90	
12,55	5	10	—	—	—	79	1	2	3	6	11	—	156	90	
12,64	9	6	—	—	1	79	2	2	1	5	18	1	153	90	
12,68	11	9	—	—	—	72	2	2	4	8	10	—	150	90	
12,75	—	2	—	—	1	94	2	1	2	5	2	—	150	50	
12,79	1	2	—	—	—	93	—	2	2	4	3	—	157	50	
12,85	3	2	—	—	1	91	1	1	1	3	2	—	154	150	
12,95—15,95	4	5	—	—	1	82	2	3	3	8	10	—	148	50	
15,95—18,95	4	2	—	—	—	87	1	4	2	7	10	—	154	50	
18,95—20,35	5	4	—	—	—	76	4	4	7	15	13	—	150	80	
20,35	6	2	—	—	—	86	2	2	2	6	8	—	150	80	
21,60	2	2	—	—	—	91	1	2	2	5	5	—	153	70	V
24,60	5	10	—	—	—	82	—	1	2	3	10	—	146	40	
27,60	—	1	—	—	—	97	1	—	1	2	1	—	72	20	

Tabelle 10: Profil XIII 5 T

2,90— 6,90	6	—	—	1	4	88	1	—	—	1	1	1	161	127	VII
6,90— 7,30	47	1	—	—	1	45	2	3	1	6	12	—	162	39	
7,30— 9,05	—	—	—	—	1	97	1	1	—	2	—	—	150	20	
9,05— 9,60	3	1	—	—	—	95	—	—	1	1	4	—	163	75	V
9,60—12,70	1	—	—	—	—	98	1	—	—	1	1	—	155	20	

Tabelle 11: Profil XIV 5 T

Tiefe m	<i>Alnus</i>	<i>Betula</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Picea</i>	<i>Pinus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Ulmus</i>	Eichen- mischwald	<i>Corylus</i>	<i>Salix</i>	Pollenzahl	Pollen- frequenz	Diagramm- abschnitt nach Gross
2,65— 7,80	—	—	—	—	4	94	1	1	—	2	1	1	152	20	IX
7,80—10,90	24	3	—	1	1	49	14	4	4	22	18	3	156	114	VII
10,90—11,50	9	1	—	1	1	82	2	2	2	6	13	—	153	62	VI
11,50—11,70	(Pollen zerstört, nur einige <i>Pinus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Betula</i> , <i>Salix</i>)														
11,70—15,90	(Pollen zerstört)														
						99		1						108	
15,90—23,80	1	2	—	—	10	85	—	1	1	2	1	—	157	30	V
23,80—24,90	(Ton mit <i>Pinus</i> und <i>Picea</i>)														
24,90—27,00	(Ton mit <i>Pinus</i> und <i>Picea</i>)														

Tabelle 12: Profil XVII 10 T

2,50— 6,00	1	1	1	—	2	92	2	—	1	3	1	—	169	50	IX
6,00— 9,80	21	4	1	1	4	63	5	1	—	6	8	1	156	200	VIII
9,80—11,10	(Sand, <i>Pinus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Alnus</i>)														
11,10—22,40	3	2	—	—	—	95	—	—	—	—	2	1	163	200	V—VI
26,00—26,10	2	1	—	—	7	88	1	1	—	2	1	—	100	15	
—46,30	(Sand und Ton mit einigen eingeschwemmten Pollenkörnern)														

Tabelle 13: Profil XVII a T (Abb. 9)

2,85— 3,80	5	1	—	1	4	88	1	—	—	1	—	—	155	30	IX
3,80— 5,50	—	1	—	1	2	95	1	—	—	1	1	—	154	50	
5,50— 9,20	16	2	1	2	4	61	10	3	1	14	11	—	160	200	VIII
9,20— 9,70	(Pollen zerstört)														
9,70— 9,85	(Pollen zerstört)														
9,85—12,85	4	1	—	1	2	84	1	4	3	8	7	—	152	70	
12,85—13,70	3	3	—	1	1	92	—	—	—	—	2	—	109	15	
13,70—16,40	3	2	—	—	—	92	1	1	1	3	3	1	152	50	
15,80	(Pollen zerstört)														
16,40—19,20	1	3	—	—	1	92	1	1	1	3	6	1	152	50	VII
19,20—22,20	6	4	—	—	2	84	1	2	1	4	9	—	173	70	
22,20—23,60	2	2	—	—	1	86	6	2	1	9	6	1	126	16	
23,60—25,65	4	1	—	—	3	88	3	1	—	4	6	—	152	50	
25,65—27,65	2	1	2	—	4	79	7	4	1	12	4	1	141	15	

10 Proben untersucht bis 39,50: Ton mit *Pinus* und *Picea*

Schriften

ANDRÉE, K.: Bau und Entstehung der Kurischen Nehrung. — In: „Die Kurische Nehrung“ S. 1—44. Königsberg 1932.

ARNOLDT, G.: Die Brandenburger Heide. — Schrift. phys.-ökon. Ges. 71, S. 177 ff., Königsberg 1940.

BENRATH, W.: Untersuchungen zur Pollenstatistik und Mikrostratigraphie von Tonen und Torfen in Randgebieten des Kurischen Haffs unter Berücksichtigung methodischer Fragen. — Diss. 124 S, Königsberg 1934.

BEURLEN, K.: Die Nehrungen Ostpreußens und ihre Entstehung. — Wissenschaftliche Mschr. 1932, H. 2, Stuttgart 1933.

BRAUN, G.: Das Frische Haff. — Z. f. Gewässerkunde 7, 3. Dresden 1907.

- BÜLOW, K. VON: Präborcalear Fichtenvorstoß in der Mark Brandenburg? — Jb. preuß. geol. Landesanst. **52**, S. 28—31, Berlin 1931.
- BÜLOW, K. VON: Ein neuer Fund von Litorinaablagerungen und der Zeitpunkt der Litorinatransgression in Pommern. — *Dolniana* **12**, S. 3—12, Stettin 1933.
- DECHEND W.: Untersuchungen der Dünen der Frischen Nehrung mit sedimentpetrographischen Methoden zur Unterstützung und Ergänzung der Untersuchung der Dünenformen. — *Schrift. phys.-ökon. Ges.* **69**, S. 131—174, Königsberg 1937.
- GAMS, H.: Die Geschichte der Ostsee. Sammelref. über die neuere Lit. — *Int. Rev. d. ges. Hydrobiol. u. Hydrogr.* **22**, S. 235—261, Leipzig 1929; **26**, S. 168—178, Leipzig 1931.
- GAMS, H.: Zur Geschichte der Moore der Kurischen Nehrung und des Samlandes. — *Schrift. phys.-ökon. Ges.* **67**, S. 74—87, Königsberg 1930 bis 1932.
- GEOL. KARTE 1:25.000 und Erläuterungen dazu: Bl. Lochstädt, Fischhausen, Pillau, Zimmerbude, Brandenburg, Groß Bruch, Balga, Bladien, Neukrug, All Passarge, Königsberg W, Ponarth.
- GROSS, H.: Das Problem der nacheiszeitlichen Klima- und Florentwicklung in Nord- und Mitteleuropa. — *Beih. bot. Zbl.* **47/II**, S. 1—97, Dresden 1930.
- GROSS, H.: Zur Entwicklungsgeschichte des Fichtenanteils der Romintener Heide. — *Silva* **23**, S. 1—7 u. 9—11, Berlin 1935.
- GROSS, H.: Nachweis der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiet. — *Beih. bot. Zbl.* **57**, Abl. B, S. 167—218, Dresden 1937.
- GROSS, H.: Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Frischen Haffs. — *Geologie der Meere und Binnengewässer* **5**, S. 1—20, Berlin 1941.
- HESS VON WICHENDORFF, H.: Der innere Bau des Untergrundes des Frischen Haffs von Königsberg bis Pillau. — *Jb. preuß. geol. Landesanst.* **49**, S. 602—618, Berlin 1928.
- IVERSEN, I.: Sekundärer Pollen als Fehlerquelle. — *Danmarks geol. Unders.* **4**, S. 3—24, Kopenhagen 1936.
- IVERSEN, I.: Undersøgelser over Litorinatransgressioner i Danmark. — *Meddel. fra dansk geol. Foren.* **9**, S. 223—232, Kopenhagen 1937.
- KLAUTZSCH, A.: Zur Entstehungsgeschichte der Frischen Nehrung. — *Jb. preuß. geol. Landesanst.* **38**, S. 177—182, Berlin 1918.
- KNOBLAUCH, G.: Pollenanalytische Untersuchung meeresnaher Moore in Ostpreußen. — *Unser Ostland I*, S. 220—264, Königsberg 1931.
- LUNDQUIST, G.: Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen. — *Aberhaldens Handbuch d. biol. Arbeitsmeth.* **IX/2**, Berlin u. Wien 1928.
- MOTHES, ARNOLDT & REDMANN: Zur Bestandesgeschichte ostpreußischer Wälder. — *Schrift. phys.-ökon. Ges.* **69**, S. 267—282, Königsberg 1937.
- PRATJE, O.: Die Sedimente des Kurischen Haffs. — *Fortschr. Geol. und Palaeont.* **10**, S. 142, 27 Abb., Berlin 1931.
- PRATJE, O.: Bohrungen auf den ostpreußischen Haffen. — *Natur und Volk* **66**, S. 587—596, Frankfurt/M. 1936.
- PRATJE & RICHTER: Stratigraphie und Schwermineralanalyse der beiden Geschiebemergel und des Dirschkeimer Sandes an der Westküste des Samlandes. — *Jb. preuß. geol. Landesanst.* **58**, S. 666—676, Berlin 1937.
- REDMANN, H.: Untersuchungen über die Waldgeschichte der Frischen Nehrung mit besonderer Berücksichtigung des Buchenvorkommens bei Kahlberg. — *Schrift. phys.-ökon. Ges.* **70**, S. 128—180, Königsberg 1938.
- SANDEGREN, R.: Über die fossile Mikroflora aus der Bohrung bei Hel und über die postglazialen Niveauveränderungen der Ostsee. — *Bull. Serv. géol. de Pologne.* **8**, S. 65—76, Warschau 1935.
- SANDEGREN, R.: Über die fossile Mikroflora aus den Bohrungen bei Bad Hel und Jurata auf der Halbinsel Hel. — *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.* **60**, S. 601—611, Stockholm 1938.
- SAURAMO, M.: Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. — *Bull. Comm. géol. Finlande* **104**, S. 28—87, Helsinki 1934.
- SONNTAG, P.: Die Urstrontäler des unteren Weichselgebietes. — *Schr. natforsch. Ges. Danzig. N. F.* **13**, S. 25—55, Danzig 1914.
- SONNTAG, P.: Hela, die Frische Nehrung und das Haff. — *Ebenda N. F.* **14**, S. 32—59, Danzig 1915.

- STEINECKE, F.: Zur Geschichte der Galtgarben-Moore. — *Schrift. phys.-ökon. Ges.* **69**, S. 298—340, Königsberg 1937.
- TIDELSKY, F.: Untersuchungen über spät- und postglaziale Ablagerungen im Becken der kuppigen Grundmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins. — *Arch. Hydrobiol.* **20**, S. 345—398, Stuttgart 1929.
- THOMSON, P.: Spätglaziale Fichtenwälder in Estland. — *Ber. deutsch. bot. Ges.* **52**, S. 617—618, Jena 1935.
- UHL, J.: Neue Anschauungen über Entstehung des Frischen Haffs und der Frischen Nehrung. — *Geol. d. Meere und Binnengewässer* **3**, S. 51—60, Berlin 1939.
- WALLRABE, D.: Studien über die meeresnahen Moore Schwendlund und Groß-Raum. — *Unser Ostland* **2**, S. 103—160, Königsberg 1932.
- WASMUND, Ch.: Sedimentationsgeschichte des Großen Jasmunder Boddens (Insel Rügen). — *Geol. d. Meere und Binnengewässer* **3**, S. 506—526, Berlin 1939.
- WEBER, C. A.: Die Moostorfschichten im Steilufer der Kurischen Nehrung zwischen Sarkau und Cranz. — *Englers bot. Jb.* **42**, S. 38—48, Leipzig 1908.
- WERTH & KLEMM: Pollenanalytische Untersuchung einiger wichtiger Dünenprofile und submariner Torfe in Norddeutschland. — *Beih. bot. Zbl.* **55**, Abt. B. S. 95—158, Dresden 1936.

Die floristischen Verhältnisse an der Westfal-Stefan-Grenze und das Alter des Karbons von Falkenberg in Lothringen

VON HANS BODE, Berlin

(Mit 4 Abbildungen)

1. Allgemeines

Die geologischen Arbeiten im Karbon sind in den letzten Jahren in besonderem Maße gefördert worden. Die Kenntnis der karbonischen Ablagerungen ist dadurch so weit fortgeschritten, daß seit den Konferenzen von Heerlen, deren letzte im Jahre 1935 stattfand, einheitliche Richtlinien für die allgemeine Gliederung des Karbons aufgestellt und eine allgemein gültige Benennung der einzelnen Stufen durchgeführt werden konnte.

Man unterscheidet danach im Oberkarbon, auf das in unseren Gebieten die Kohlenführung beschränkt ist, die drei Stufen des Namur, des Westfal und des Stefan, die in sich wieder in eine Anzahl von Zonen eingeteilt werden. Die Abgrenzung dieser drei Stufen soll möglichst auf Grund paläontologischer Merkmale geschehen und soll sich im besonderen auf die Goniatiten stützen, die in den marinen Horizonten der steinkohlenführenden Ablagerungen der verschiedenen Karbongebiete auftreten.

Nun besteht aber das Steinkohlengebirge überwiegend aus terrestrischen Ablagerungen, und Absätze des Meeres sind in ihm verhältnismäßig selten. In den tieferen Teilen der paralischen Gebiete treten solche Meeresabsätze immerhin noch in einem gewissen Umfange auf, so daß hier im Namur und im unteren Westfal in der Regel die Möglichkeit besteht, eine Gliederung nach Goniatiten durchzuführen. Anders ist es im oberen Teil des Westfals. Im rheinisch-westfälischen Karbon tritt zum Beispiel der höchste marine Horizont im Hangenden des Flözes Agir auf. Er wird als die Grenze zwischen dem Westfal B und dem Westfal C angesehen. Die jüngeren Schichten, also das ganze Westfal C und das Westfal D, sind

frei von marinen Einlagerungen. In Oberschlesien, unserem anderen großen paralischen Karbongebiet, sind die Verhältnisse noch ungünstiger. Dort hören die marinen Einlagerungen schon mit dem Beginn der Sattel-flözgruppe auf, in einem Horizont also, der stratigraphisch noch in das Namur gehört. Das ganze Westfal ist hier rein terrestrisch entwickelt.

Das Gleiche gilt für die jüngste Stufe des Oberkarbons, für das Stefan. Stefanische Schichten treten bekanntlich in den paralischen Karbongebieten überhaupt nicht auf, sie sind vielmehr ausschließlich auf die limnischen Gebiete beschränkt. Die limnischen Karbonreviere sind ja dadurch ausgezeichnet, daß das Meer niemals zu ihnen Zutritt gehabt hat, daß also marine Ablagerungen in ihnen überhaupt nicht vorkommen.

Es liegt also in der Natur der Sache, daß die Forderung, die Gliederung des Oberkarbons mit Hilfe mariner Fossilien durchzuführen, nur zu einem Teile zu verwirklichen ist. Man wird die marinen Fossilien da benützen, wo sie vorhanden sind, man muß auf sie verzichten, wo sie nicht auftreten, und muß sich in den rein terrestrischen Karbonablagerungen auf andere Merkmale stützen.

Diese Merkmale bieten uns die fossilen Pflanzen. Zwar sind die Pflanzen des Karbons insofern „schlechtere“ Leitfossilien als die tierischen Reste in den marinen Ablagerungen, weil es in der Regel nicht möglich ist, durch einzelne Pflanzenarten enger begrenzte Schichtengruppen oder gar einzelne Horizonte zu kennzeichnen, wie ja in der Paläobotanik allgemein oft weniger die Art stratigraphischen Wert hat als vielmehr die Pflanzengemeinschaft, also die Gesamtheit der in einem Horizont oder einer Schichtengruppe auftretenden Pflanzenarten. Die paläobotanisch-stratigraphischen Arbeiten der letzten Jahre haben gezeigt, daß es mit Hilfe der paläobotanischen Methoden durchaus möglich ist, nicht nur die einzelnen Stufen des Oberkarbons einwandfrei zu erkennen, sondern auch enger begrenzte Schichtengruppen zu kennzeichnen.

2. Die Pflanzenführung des oberen Westfals

Es soll im folgenden auf die Pflanzenführung des obersten Westfals etwas näher eingegangen werden. Der obere Teil des Westfals wird zum Beispiel in Westfalen durch die Gasflammkohlschichten und die Flammkohlschichten vertreten, die im eigentlichen rheinisch-westfälischen Karbon bisher nur zu einem Teil aufgeschlossen sind, die aber ihre Fortsetzung in den isolierten Karbonvorkommen von Ibbenbüren und vom Piesberg haben. Diese Schichten, die das Westfal C und das Westfal D umfassen, haben in Westfalen nur eine verhältnismäßig untergeordnete Bedeutung. Die Schichten des Westfal C stehen nur auf den nördlichsten westfälischen Gruben im Abbau, beziehungsweise in Ibbenbüren. Im Westfal D (Piesberg) geht zur Zeit kein Abbau D.

Größere Bedeutung haben jedoch diese Schichten im Saarbrücker Karbon, wo das gesamte ältere Steinkohleengebirge diesen beiden Abteilungen des Westfals angehört.

Paläobotanisch ergeben sich für die Gliederung der Schichten des Westfals eine Reihe von charakteristischen Merkmalen, von denen die wichtigsten hier kurz erwähnt werden sollen.

Da ist im unteren Westfal, im Westfal A, vor allem das Auftreten der Lyginopteriden zu erwähnen, einer Gruppe von Pflanzen, die durch besondere Merkmale ihres anatomischen Baues gekennzeichnet sind, die sich in der Struktur ihrer Stengel und anderen Eigentümlichkeiten ausdrücken. Die Lyginopteriden sind besonders verbreitet im Namur, sie treten aber, nachdem sie im oberen Namur eine Zeit lang gefehlt haben, mit zwei im Namur noch nicht vorkommenden Arten — in Westfalen besonders *Lyginopteris hoeninghausi* — auch im Westfal A in großer Verbreitung wieder auf, also in den Eßkohlschichten und den Fettkohlschichten. Höher werden sie nicht mehr gefunden. Neben ihnen kommen ein paar andere Pflanzenarten vor, die ebenfalls für diese tiefen Schichten charakteristisch sind, zum Beispiel *Neuropteris schlehani* und *Mariopteris acuta*.

In der Mitte des Westfals ist vor allen Dingen auf das Auftreten der Lonchopteriden hinzuweisen. Es ist das eine besonders leicht kenntliche Gruppe von Pflanzen, die schon in der (mittleren und) oberen Fettkohle das erstmal auftaucht, ihre Hauptverbreitung aber in den Gaskohlschichten hat. Die Lonchopteriden treten zwar auch in den tiefsten Schichten der Gasflammkohle noch auf, haben aber dort keine Bedeutung mehr und verschwinden weiter nach oben vollkommen, müssen also als typische Leitfossilien der Gaskohlschichten des Ruhrreviers betrachtet werden.

Im oberen Westfal endlich tritt uns ebenfalls eine außerordentlich bezeichnende Pflanzengemeinschaft entgegen, die insbesondere durch das Vorkommen von *Neuropteris ovata* gekennzeichnet ist. Zu ihr gehören als typische Vertreter unter anderen noch *Linopteris muensteri*, *Neuropteris scheuchzeri*, *Neuropteris tenuifolia* u. a., um nur die wichtigsten zu nennen. Dabei ist bemerkenswert, daß sich innerhalb dieses oberen Teils des Westfals, also des Teils, in dem Lonchopteriden nicht mehr vorkommen, durch die Flora zwei scharf voneinander getrennte Abteilungen unterscheiden lassen. Die obere dieser Abteilungen ist ganz allein durch das Auftreten der *Neuropteris ovata* gekennzeichnet, die einen ganz ausgezeichneten Leitwert besitzt. Sie hat weltweite Verbreitung und kommt immer nur in den Schichten des obersten Westfals vor, wo sie bis an die Grenze des Stefans herangeht. Man hat die Zone, in der sie auftritt, geradezu als die Zone der *Neuropteris ovata* bezeichnet und als Westfal D ausgeschieden.

Im eigentlichen Ruhrkarbon kommt selbst in den höchsten Schichten *Neuropteris ovata* nicht mehr vor. Auch in der Fortsetzung des Ruhrsteinkohlengebirges, in den Schichten von Ibbenbüren, tritt sie noch nicht auf. Es sind also in diesen Schichten Äquivalente des Westfal D nicht mehr vorhanden. Hingegen war sie am Piesberg eine gewöhnliche Erscheinung, und es zeigt sich daraus klar, daß die Schichten vom Piesberg jünger sind als die von Ibbenbüren und in das Westfal D gehören.

Mit der Ausscheidung des Westfals D als Zone der *Neuropteris ovata* ist auch die untere Abteilung des oberen Westfals paläobotanisch gekennzeichnet. Es ist das die Schichtengruppe, die keine Lonchopteriden mehr und noch keine *Neuropteris ovata* enthält, im übrigen aber durch das Auftreten der Arten des jüngeren Westfals ausgezeichnet ist, zum Beispiel der oben erwähnten Formen *Neuropteris tenuifolia*, *Neuropteris scheuchzeri* u. a., die meist nicht auf diese Zone beschränkt sind, sondern mit der *Neuropteris ovata* auch im Westfal D noch vorkommen. In Westfalen ge-

hören in diese Abteilung der größte Teil der Gasflammkohlschichten und die Flammkohlschichten.

Leider fällt die Grenze, die uns das Verschwinden der Lonchopteriden in der untern Gasflammkohle bietet, nicht mit der durch den marinen Horizont über Flöz Ägir gekennzeichneten Grenze zwischen dem Westfal B und dem Westfal C zusammen, so daß also diese wichtigen und leicht kenntlichen Leitfossilien für die Bestimmung dieser Grenze nicht zu benützen sind. Jedoch bietet dafür das Auftreten der *Neuropteris scheuchzeri* eine Handhabe. Es hat sich bei den neueren Untersuchungen gezeigt, daß *Neuropteris scheuchzeri* in der Regel nur in Schichten über Ägir vorkommt. Sie ist bisher nur ganz selten unter Ägir gefunden worden. Wir können damit also die Ägir-Grenze ziemlich einwandfrei erkennen.

Es ergibt sich daraus, daß im Karbon die pflanzlichen Fossilien für die Stratigraphie genau den gleichen Wert haben wie die marinen Reste. Zwar ist es im allgemeinen möglich, mit Hilfe der fossilen Pflanzen die Grenzen der einzelnen Zonen auf den Meter genau zu bestimmen, jedoch bietet die fossile Flora genügend Hilfsmittel, diese Zonen als solche zu erkennen und voneinander abzugrenzen.

In Gebieten, in denen marine Fossilien vorkommen, wie im rheinisch-westfälischen Karbon, ist es meist nicht erforderlich, die Zonengrenzen durch pflanzliche Fossilien zu bestimmen. Hier sind die marinen Horizonte dafür besser geeignet und bieten größere Sicherheit. Anders ist es in Revieren, in denen keine marinen Fossilien vorkommen, wie es zum Beispiel in Saarbrücken der Fall ist. In diesen Gebieten ist man allein auf die Flora angewiesen, mit deren Hilfe es immer leicht gelingt, die stratigraphische Gliederung einwandfrei durchzuführen.

3. Die Westfal-Stefan-Grenze in Saarbrücken

Es wird im folgenden auf die stratigraphischen Verhältnisse des Saarbrücker Karbons etwas näher eingegangen und dabei insbesondere die Pflanzenführung an der Grenze des Westfals gegen das Stefan betrachtet. Das Saarbrücker Revier ist das einzige deutsche Karbongebiet, in dem die Schichten an der Grenze von Westfal und Stefan in größerem Umfange aufgeschlossen sind. Die Fossilführung dieser Schichten ist namentlich in den letzten Jahren intensiv erforscht worden; ihre Kenntnis ist für die gesamte Karbonstratigraphie von besonderem Wert. In neuerer Zeit konnten die Arbeiten auch auf den lothringischen Bezirk ausgedehnt werden, und es hat sich dabei für ein Teilgebiet dieses Bezirks, die Ablagerung von Falkenberg, eine neue stratigraphische Auffassung ergeben, die frühere Irrtümer berichtigt.

Die Gliederung des Steinkohlengebirges an der Saar darf als bekannt vorausgesetzt werden; das Schema ist in der Abb. 1 noch einmal dargestellt. Die stratigraphische Stellung der einzelnen Schichtgruppen hat erst durch die intensiven paläobotanischen Arbeiten der letzten Jahre einwandfrei geklärt werden können.

Die fossile Flora läßt, wie der Verfasser in einer früheren Abhandlung des näheren ausgeführt hat (1941, S. 351), einige ganz außerordentlich bemerkenswerte und unbedingt verbindliche Gesichtspunkte klar erkennen.

Westfal		Stefan			
		C	B	A	D
Rotheller Schichten	Fettkohle	Geisheck Schichten	Flammkohle		untere Otweiler Sch.
<i>Südl. Übergangsberg</i>	<i>Flöz 15</i> <i>Amphyrit</i> " <i>VI. Fl. B's</i> " <i>V. Victor</i> <i>Tonstein II. Metzmer</i>	<i>Geisheck - Flöz</i> <i>Fl. I. - Stenberg</i>	<i>Tonstein I.</i> <i>Fl. Kallenberg</i> <i>Tonstein I.</i>	<i>Fl. Elnach - Sophie</i> <i>Fl. Beust</i> <i>Fl. Eilert Huggen</i> <i>Holzer Konglom.</i> <i>Leale Horizont</i>	<i>R. Lummerbach</i> <i>Fl. Walschied</i> <i>Fl. Wälsch</i> <i>Thinger Flöz</i>
		Kuselers Schichten		Ob. Otw. Scht.	
		<i>Breitenbacher Fl.</i>			

Abb. 1. Gliederung des Saarbrücker Karbons.

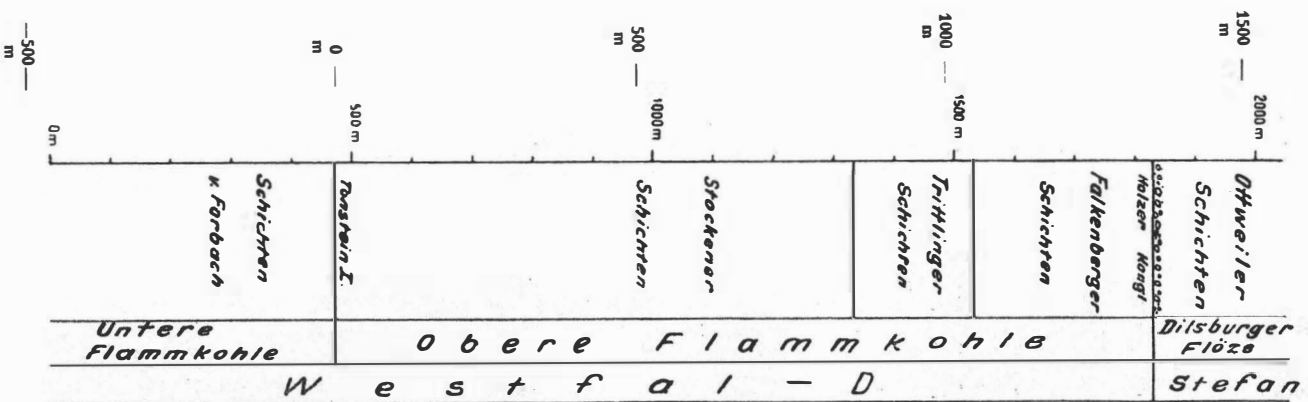


Abb. 2. Normalprofil des Karbons von Falkenberg.

Der erste bezieht sich auf die tiefsten Schichten des Saarbrücker Karbons, mit denen die Saarbrücker Ablagerung beginnt. Von PRUVOST & BERTRAND (1934) wurden diese tiefsten Schichten noch in das Westfal B gestellt. Das Westfal C sollte nach der Auffassung dieser Autoren erst in der Gegend der Tonsteine IV und V beginnen. Diese Auffassung ist aus zwei Gründen nicht richtig. Einmal müßten dann in den tiefsten Schichten des Saarkarbons, den Rotheller Schichten, zum mindesten an ihrer Basis, schon oder noch echte Lonchopteriden vorkommen. Zum anderen müßte *Neuropteris scheuchzeri* erst über den Tonsteinen IV, beziehungsweise V beginnen und tiefer noch nicht vorhanden sein. Beides ist nicht der Fall. Lonchopteriden kommen auch in den tiefsten Rotheller Schichten nicht vor, und *Neuropteris scheuchzeri* tritt schon weit unter dem Niveau der oben genannten Tonsteine als gewöhnliche Art auf.

Ergibt sich daraus einwandfrei, daß im Saarbrücker Karbon Schichten des Westfals B nicht mehr vorkommen, sondern die Ablagerung etwa an der Grenze von Westfal B und C beginnt, das heißt also in dem Niveau, in dem in Westfalen der Agir-Horizont liegt, so ist weiterhin auch die Grenze zwischen dem Westfal C und dem Westfal D in Saarbrücken einwandfrei festzulegen.

Für diese Grenze ist, wie wir oben gesehen haben, das Auftreten von *Neuropteris ovata* bestimmend. Diese Art gehört in Saarbrücken in der unteren und oberen Flammkohle zu den gewöhnlichsten Fossilien. Sie findet sich dort vergesellschaftet mit vielen anderen Pflanzenarten des oberen Westfals, in der oberen Flammkohle auch schon mit solchen, die erst später im Stefan ihre Hauptverbreitung erreichen und gewissermaßen als stefanische Vorläufer anzusehen sind. Das erste Vorkommen von *Neuropteris ovata* liegt etwa im Niveau des Tonsteins II. Unter Tonstein II ist bisher kein einziges Exemplar von ihr gefunden worden, während sie bald über dem Tonstein II schon in großer Menge vorhanden ist. Es ergibt sich daraus einwandfrei, daß der Tonstein II der Grenze zwischen den Zonen C und D des Westfals entspricht. Die Saarbrücker Flammkohle vertritt das Westfal D, die Geisheckschichten, die Fettkohle und die Rotheller Schichten das Westfal C.

Von besonderem Interesse sind die Veränderungen, die die fossile Flora an der Grenze von Westfal und Stefan erkennen läßt. In Saarbrücken, wo diese Grenze in großem Umfange aufgeschlossen ist, wird sie durch das Holzer Konglomerat dargestellt. Es handelt sich hier um eine Zone an der Basis des Stefans, die in der Regel aus zwei Konglomeratbänken von je etwa 5 bis 10 m Mächtigkeit besteht, die durch ein schiefriges Mittel getrennt sind, das 20 m mächtig werden kann. Die Konglomeratbänke sind durch besonders große Gerölle ausgezeichnet, die oft 20 bis 30 cm Durchmesser erreichen; das schiefrige Zwischenmittel enthält meist ein dünnes unreines Kohlenflöz, das deshalb besonders wichtig ist, weil die in seinem Hangenden auftretende Flora klar erkennen läßt, daß das Flöz schon zum Stefan gehört.

Aufschlüsse, namentlich im Osten des Saarbrücker Gebietes, lassen erkennen, daß das Holzer Konglomerat ungleichförmig den älteren Schichten aufliegt. Im Gebiet von Neunkirchen greift es auf tiefere Flöze der oberen Flammkohle über; im Gebiet von Frankenholz, ganz am O-Ende des Saarbrücker Sattels, liegt es auf tiefen Schichten der unteren Flammkohle. Aber

auch da, wo das Holzer Konglomerat den Schichten der Flammkohle aufzuliegen scheint, müssen wir diese Diskordanz annehmen. Der Vergleich der Floren, die unmittelbar unter und über dem Konglomerat auftreten, läßt klar erkennen, daß vor der Ablagerung des Holzer Konglomerates ein Teil der oberen Flammkohle wieder abgetragen worden ist, daß also die Heraushebung des Saarbrücker Sattels schon in vorstefanischer Zeit begonnen hat.

Die floristischen Verhältnisse an der Grenze von Westfal gegen Stefan sind in Saarbrücken durch drei Gruppen von Pflanzenarten gekennzeichnet.

Zu der ersten Gruppe gehören diejenigen Pflanzenarten, die in den tieferen Schichten der Flammkohle ihren Lauf beginnen oder schon aus der Fettkohle heraufkommen und bis an das Holzer Konglomerat herantreten, aber über dem Holzer Konglomerat, also im Stefan, nicht mehr gefunden werden. Zu dieser Gruppe gehören neben der schon erwähnten *Neuropteris ovata* *Alethopteris lonchitica*, *Alethopteris davreuxi*, *Sphenophyllum emarginatum*, *Sphenophyllum cunifolium*, *Palmatopteris geniculata* und einige andere, die hier nicht alle erwähnt werden können. In gewissem Sinne gehören zu dieser Gruppe auch die Mariopteriden, die ebenfalls über dem Holzer Konglomerat nicht mehr vorkommen. Allerdings gehen die Mariopteriden nicht mehr bis an das Holzer Konglomerat heran, sondern hören schon etwas eher auf. Die genannten Pflanzenarten, bis auf die Mariopteriden, finden sich unmittelbar unter dem Holzer Konglomerat noch in allergrößter Menge. Wenige Meter über dem Holzer Konglomerat ist von ihnen keine Spur mehr vorhanden.

Zu der zweiten Gruppe gehören diejenigen Arten, die im Laufe der Flammkohle das erste Mal auftreten, durch die ganze Flammkohle hindurchgehen und auch über dem Holzer Konglomerat noch vorhanden sind. Es sind das diejenigen Arten, die vielfach als stefanische Vorläufer bezeichnet worden sind, weil sie auch im Stefan noch vorkommen. Es handelt sich hier um Formen, die weder als Charakterarten des oberen Westfals noch als solche des Stefans angesehen werden können, sondern beiden Stufen gemeinsam sind. Von ihnen sind besonders wichtig *Pecopteris lamuriana*, *Pecopteris pluckeneti*, *Pecopteris unita*, *Annularia sphenophylloides*, *Annularia stellata*, gewisse Odontopteriden, u. a. Die meisten von ihnen beginnen schon tief in der unteren Flammkohle und halten bis in das höhere Stefan aus.

Die dritte Gruppe endlich umfaßt die echt stefanischen Formen, das heißt, diejenigen Arten, die nur im Stefan vorkommen und im Westfal noch nicht vorhanden sind. Dazu gehören vor allen Dingen *Sphenophyllum oblongifolium*, *Pecopteris polymorpha*, *Pecopteris feminaeformis*, Sphenopteriden der Gruppe *Casteli*, Arten der Gattung *Callipteridium* u. a. Diese Pflanzenarten sind in Saarbrücken im Stefan weit verbreitet. Sie treten schon wenige Meter über dem Holzer Konglomerat in größter Häufigkeit auf, während unter dem Holzer Konglomerat noch nichts von ihnen vorhanden ist.

Es prägt sich also hier am Holzer Konglomerat ein außerordentlich scharfer Wechsel in der Flora aus. Die Charakterarten der Flammkohle gehen bis unmittelbar an das Holzer Konglomerat heran und verschwinden dann plötzlich, und ebenso unver-

mittelt treten die Charakterarten des Stefans am Holzer Konglomerat in die Erscheinung, von denen vorher noch kein Anzeichen vorhanden war. Nur diejenigen Arten, die sowohl im Westfal als auch im Stefan zu Hause sind, gehen durch. Darin zeigt sich deutlich, daß wir es hier nicht mit einem allmählichen Übergang des Westfals in das Stefan zu tun haben. Wir müßten dann eine Zone erkennen, in der die charakteristischen Arten des Westfals allmählich ausklingen und die echt stefanischen Formen allmählich einsetzen, wie solche Zonen des Überganges der westfälischen zur stefanischen Flora aus anderen Gebieten, zum Beispiel aus Südfrankreich, bekannt sind. Vielmehr prägt sich hier in den floristischen Verhältnissen klar die übergreifende Lagerung des Holzer Konglomerates aus. Wir haben in Saarbrücken an der Oberkante des Westfals D grundsätzlich mit einer Schichtenlücke zu rechnen und müssen diese Schichtenlücke auch da annehmen, wo sie nicht unmittelbar in die Erscheinung tritt.

4. Das Falkenberger Karbon

PRUVOST & BERTRAND (1931) haben eine solche Zone des Überganges in Lothringen in den Schichten von Falkenberg zu erkennen geglaubt und diese Schichten, die „zone de Faulquemont“ mit der „assise de Steinbesch“, in das Hangende der Saarbrücker oberen Flammkohle gestellt. Sie sollte das Westfal nach oben abschließen.

Die Aufschlüsse von Falkenberg liegen ganz am W-Rande des nach W einfallenden Merlenbacher Sattels, der von manchen Autoren als die unmittelbare Fortsetzung des Saarbrücker Sattels angesehen wird. Die karbonischen Schichten tauchen von hier ab immer tiefer unter das Deckgebirge ein und kommen erst weiter im W. bei Pont à Mousson, wieder in erreichbare Teufen. Das Deckgebirge, das in ganz Lothringen das Karbon überlagert, besteht aus Buntsandstein und Rotliegendem und ist in Falkenberg insgesamt etwa 350 m mächtig.

Aus der Übersichtskarte der Abb. 3 ist die Lage des Falkenberger Gebietes im Rahmen der Gesamtablagerung an der Saar und in Lothringen ersichtlich; in Abb. 4 ist ein Querschnitt durch das Falkenberger Karbon dargestellt.

Die weitere Fortsetzung des lothringischen Karbons bis in die Gegend von Falkenberg wurde erst in den Jahren nach dem Weltkrieg durch eine Reihe von Bohrungen festgestellt. Die Grube Falkenberg selbst ist kurz vor dem jetzigen Krieg in Betrieb gekommen. Sie steht zur Zeit noch in der Ausrichtung. Immerhin ist heute schon der oberste Teil der in den Bohrungen durchfahrenen Schichtenfolge unter Tage aufgeschlossen, und ein Teil der Flöze steht schon im Abbau.

Zur Zeit der Bearbeitung des Falkenberger Karbons durch PRUVOST & BERTRAND waren diese Aufschlüsse unter Tage noch nicht vorhanden, und die Untersuchungen der genannten Autoren mußten sich auf die Bohrungen selbst beschränken.

In diesen Bohrungen sind vier in ihrer Gesteinsausbildung und in ihrer Fossilführung voneinander abweichende Schichtgruppen aufgeschlossen worden.

Die höchsten karbonischen Schichten, die unter dem aus Buntsandstein und Rotliegendem bestehenden Deckgebirge angetroffen wurden, ge-

hören dem Stefan an. Sie zeigen eine ähnliche Gesteinsausbildung wie die Ottweiler Schichten des Saarbrücker Gebietes, sind durchweg rot gefärbt und bestehen überwiegend aus Sandsteinen und Konglomeraten. Sie schließen nach unten mit einer ausgesprochenen Konglomeratzone ab, die in ihrer ganzen Erscheinungsweise dem Holzer Konglomerat gleicht. Die Mächtigkeit dieser dem Stefan angehörigen Schichten ist in den einzelnen Bohrungen verschieden groß. Sie ist am größten in den am weitesten westlich stehenden Bohrungen, zum Beispiel in der Bohrung St. Leonhard und in der Bohrung Oberfillen. Ihre Fossilführung ist gering, was uns bei der überwiegend sandigen Ausbildung der Gesteine nicht zu wundern braucht. Es kommen nur wenige, schlecht erhaltene Pflanzenreste vor, die meist unbestimmbar sind. Trotzdem kann kein Zweifel bestehen, daß es sich hier um Ottweiler Schichten handelt.

Unter dem Holzer Konglomerat ist in den Bohrungen Oberfillen, St. Leonhard und Steinbesch eine flözführende Schichtenfolge von etwa 300 m Mächtigkeit erbohrt worden, die bis zu zehn meist bauwürdige Flöze enthält, die sich zum Teil durch große Mächtigkeit und Reinheit auszeichnen. Die Zwischenmittel der Flöze sind fast ausschließlich Konglomerate, sehr selten treten Sandsteine auf und nur in unmittelbarer Begleitung der Flöze im Hangenden und im Liegenden Schiefertonschichten. Diese Schiefertone sind durchweg außerordentlich reich an Pflanzenresten.

Diese Schichtenfolge ist von PRUVOST & BERTRAND als die Flözgruppe von Steinbesch bezeichnet worden („assise de Steinbesch“).

Es muß dabei darauf hingewiesen werden, daß die Flözgruppe von Steinbesch im Hinblick auf ihre Flözführung recht erhebliche Verschiedenheiten aufweisen kann. Die oben genannte Zahl von 10 Flözen wird nur bei besonders günstiger Ausbildung erreicht. Im allgemeinen sind weniger Flöze vorhanden. Ihre Zahl geht in einigen Aufschlüssen bis auf 5 bis 6 herunter. In solchen Fällen sind die fehlenden Flöze oft an einem Wurzelboden und einer schwachen Andeutung einer Kohlenbildung in Form einer dünnen Brandschieferlage noch zu erkennen.

Unter der Flözgruppe von Steinbesch folgt eine etwa 200 m mächtige Zone, die ganz aus Konglomeraten besteht und vollkommen steril ist. Diese von PRUVOST & BERTRAND als Konglomerat von Trittlingen bezeichnete Schichtenfolge ist in den Bohrungen Oberfillen, St. Leonhard und Steinbesch nur zu einem Teil durchfahren. Ihre Fortsetzung ist jedoch aus den weiter östlich stehenden Bohrungen bekannt. Der Fossilinhalt dieser Schichten ist wegen ihres sandigen Charakters ebenfalls sehr gering.

Unter der sterilen Zone von Trittlingen haben die Bohrungen wiederum eine Schichtenfolge von überwiegend schiefriger Ausbildung angefahren, die insbesondere in den Bohrungen Stocken und Lauterfangen aufgeschlossen und von PRUVOST & BERTRAND als Flözgruppe von Lauterfangen bezeichnet worden ist. Die Schichtenfolge beginnt in der Bohrung Stocken mit einem mächtigen Flöz, das bei 480 m Teufe angetroffen wurde, und besteht aus Konglomeraten, Sandsteinen und reichlich Schiefer-tonen mit einer ganzen Reihe von Flözen. Bei 1340 m Teufe ist ein Tonstein erbohrt worden, der aus zwei Bänken von 0,53 m und 0,27 m Mächtigkeit besteht, die durch ein Mittel von etwa 6 m getrennt sind. Darunter sind noch fast 300 m einer Schichtenfolge durchteuft, die zwar noch

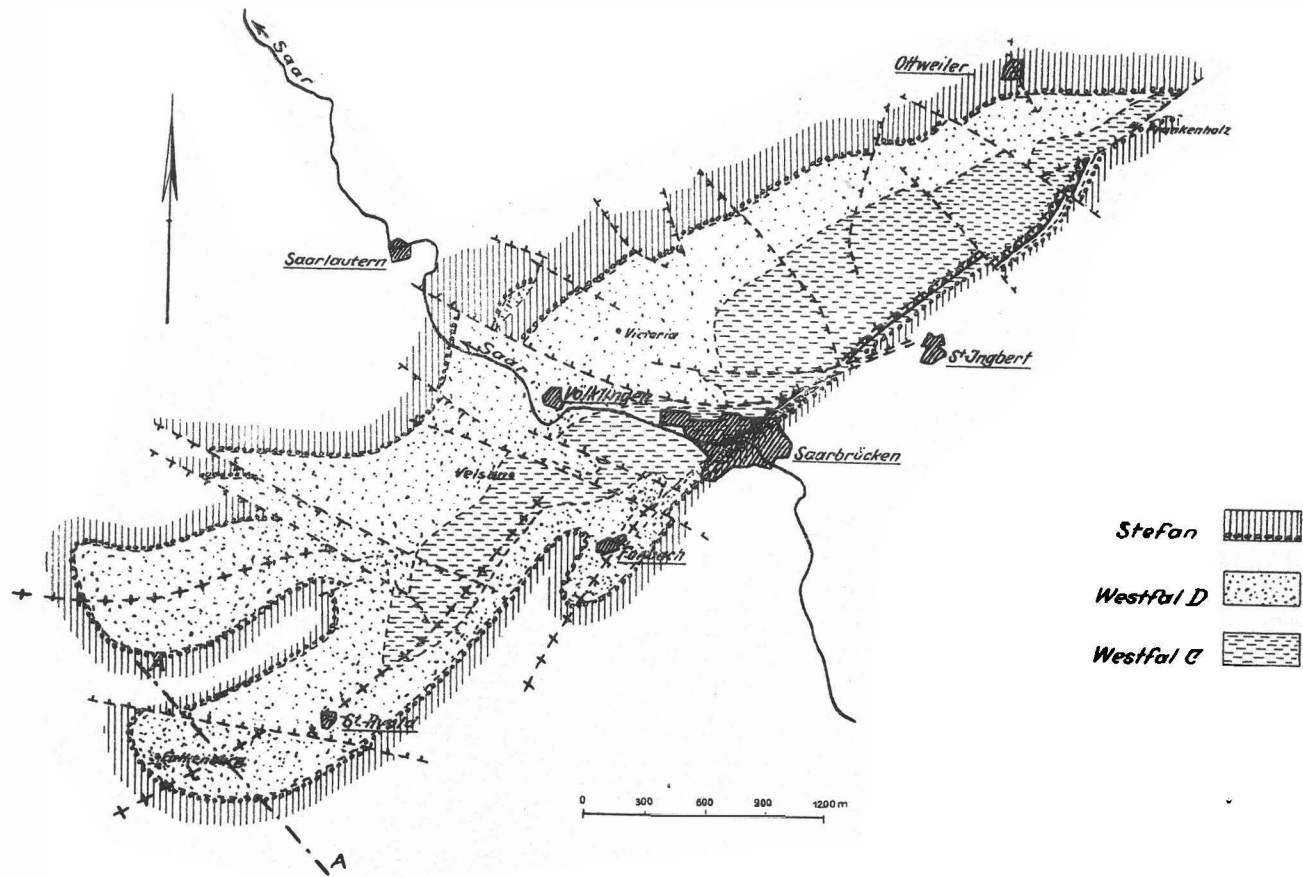


Abb. 3.
Geologische Skizze des Saarkarbons nach PRÜVOST.

Kohlenflöze enthält, aber schon wieder überwiegend konglomeratisch ausgebildet ist.

Von besonderem Interesse ist die Flora, die in der Bohrung Stocken angetroffen wurde. Es ergibt sich daraus einwandfrei, daß wir uns in den Schichten, die mit dem obersten Flöz der Bohrung beginnen, zwar in der oberen Flammkohle befinden, daß es sich hier aber nicht um Schichten des oberen Teils der oberen Flammkohle handeln kann, sondern nur um solche des unteren Teils. Darauf weisen verschiedene Merkmale hin, zum Beispiel das Auftreten von *Mariopteris nervosa* schon in den oberen Teufen, und in den tieferen Schichten, noch über dem Tonstein, das Vorkommen von *Sphenopteris goldenbergi* und *Margaritopteris coemansi*. Letztere ist ein typisches Fossil der unteren Flammkohle, das nur selten überhaupt in die obere Flammkohle hineingeht, während *Sphenopteris goldenbergi* sogar schon aus den Geisheckschichten heraufkommt, in der oberen Flammkohle im allgemeinen ebenfalls selten ist und dort nur in den tieferen Schichten vorkommt. *Mariopteris nervosa* tritt in Saarbrücken in

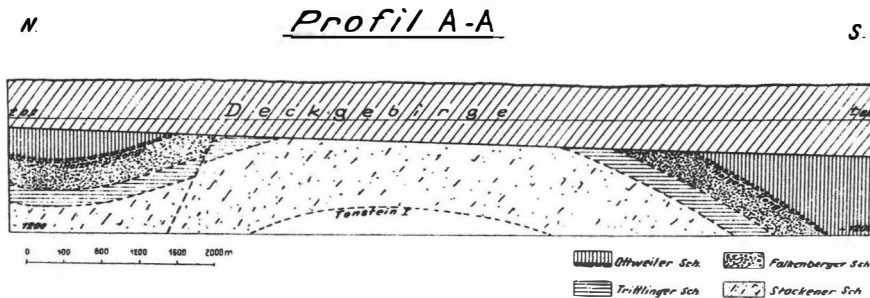


Abb. 4.

Querprofil durch die Ablagerungen von Falkenberg.

der Regel nur in den unteren Teilen der oberen Flammkohle auf; sie kommt in den höheren Schichten der oberen Flammkohle nicht mehr vor. Unter dem Tonstein findet sich *Palaeoweichelia defrancei*, eine ganz typische Form der unteren Flammkohle. Es kann sich danach in den Schichten unter dem Tonstein nur um solche der unteren Flammkohle handeln, und der Tonstein kann nur dem Tonstein I entsprechen. Die flözführende Schichtenfolge im Hangenden des Tonsteins stellt den unteren Teil der oberen Flammkohle dar, der unmittelbar durch das Konglomerat von Trittlingen überlagert wird, von dem die untere Partie im oberen Teil der Bohrung noch erfaßt ist.

Die gleiche Schichtenfolge ist auch in der Bohrung Lauterfangen durchfahren worden. Auch hier ist ein Tonstein angetroffen, und zwar bei 1010 m Teufe, der auf Grund der vorkommenden Pflanzenfossilien mit dem Tonstein der Bohrung Stocken gleichzusetzen ist, also ebenfalls dem Tonstein I entspricht.

Die gesamte in Falkenberg auftretende Schichtenfolge ist in dem Normalprofil der Abb. 2 (S. 155) dargestellt, das auf dem Ergebnis der Bohrungen beruht.

Die Basis der Schichtenfolge ist einwandfrei bestimmt durch den Tonstein I. Die unter diesem Tonstein erbohrten Schichten gehören der unteren Flammkohle an, die darüber liegenden der oberen Flammkohle. Die obere Flammkohle besteht aus drei Abteilungen, die von unten nach oben als Stockener Schichten, Trittlinger Schichten und Falkenberger Schichten bezeichnet werden.

Die Flora der Stockener Schichten ist eindeutig. Das wichtigste Fossil ist *Neuropteris ovata*, das Leitfossil des Westfals D. Die neben *Neuropteris ovata* auftretenden Pflanzen weisen klar darauf hin, daß die Stockener Schichten dem unteren Teil der oberen Flammkohle des Saarbrücker Gebietes entsprechen. Kennzeichnend für diese Auffassung ist das Vorkommen der schon erwähnten Formen *Sphenopteris goldenbergi* und *Margaritopteris coemansi*. Neben diesen treten allerdings hier auch schon diejenigen Formen auf, die in der ganzen oberen Flammkohle vorhanden sind und auch in den Ottweiler Schichten noch vorkommen.

Auf die Stockener Schichten folgen die Trittlinger Schichten in unmittelbarer Fortsetzung. Aus ihnen sind nur wenig Fossilien bekannt, da die durchweg sandige Entwicklung dieser Schichtengruppe der Erhaltung von Pflanzenabdrücken nicht günstig ist. Nach PRUVOST & BERTRAND tritt in diesen Schichten unter anderem noch *Mariopteris nervosa* auf.

Eine reiche Flora enthalten dann wieder die darauf folgenden Falkenberger Schichten. Hier sind die Mittel zwischen den Flözen zwar ebenfalls durchweg sandig entwickelt, jedoch treten in unmittelbarer Begleitung der Flöze immer wieder dünne Schieferschichten auf, die reichlich Pflanzenreste enthalten.

Wir müssen auf diese Flora etwas näher eingehen. Wichtigstes Leitfossil ist auch hier *Neuropteris ovata*, die eindeutig darauf hinweist, daß die Falkenberger Schichten noch in das Westfal D gehören. Daneben treten noch einige auch aus der Saarbrücker oberen Flammkohle bekannte und dort sehr häufige Formen auf, die zu denjenigen Arten gehören, die charakteristisch für das Westfal D sind, aber nicht mehr in das Stefan hineingehen, also über dem Holzer Konglomerat nicht mehr auftreten. Das sind zum Beispiel *Alethopteris lonchitica* und *Linopteris neuropteroides* beziehungsweise *Linopteris obliqua*. Weiter findet sich eine Anzahl von Formen, die nicht mehr als Charakterarten des Westfals D anzusehen sind, da sie auch im Stefan noch vorkommen. In den Falkenberger Bohrungen sind diese Formen weit verbreitet; sie beginnen zum Teil schon unter dem Konglomerat von Trittlingen. Es sind das Formen wie *Pecopteris unita*, *Pecopteris lamuriana*, *Pecopteris pluckeneti* u. a. PRUVOST & BERTRAND glaubten in diesen Formen besonders wichtige Hinweise auf das Stefan zu sehen und hielten deshalb die Schichten von Falkenberg für eine Übergangszone zwischen der Flammkohle und den Ottweiler Schichten, für eine Zone also, die jünger ist als die höchsten Flammkohlen-schichten in Saarbrücken und sich zwischen diese und das Holzer Konglomerat einschiebt. Es werden danach von PRUVOST & BERTRAND innerhalb des Westfals D in Saarbrücken 3 Zonen unterschieden. Die untere beginnt mit dem Tonstein II und geht bis zum Tonstein I hinauf, entspricht also der Saarbrücker unteren Flammkohle. Die mittlere beginnt beim Tonstein I und geht bis zum Konglomerat von Trittlingen. Sie soll der oberen

Flammkohle in Saarbrücken entsprechen. Die obere endlich umfaßt die Schichtenfolge vom Konglomerat von Trittlingen bis zum Holzer Konglomerat. Sie ist nur in Falkenberg ausgebildet und ist in Saarbrücken nicht mehr vorhanden. In Saarbrücken liegt danach das Holzer Konglomerat unmittelbar auf dem Konglomerat von Trittlingen, das dort etwa durch eine der in der obersten Flammkohle vielfach auftretenden konglomeratischen Zonen, etwa die bei den Flözen Eilert oder Kohlbach auf der Grube Göttelborn, vertreten würde.

Der Verfasser hat bei seiner früheren stratigraphischen Bearbeitung des Saarkarbons (1936) die stratigraphischen Beziehungen im lothringischen Karbon nicht richtig übersehen können, da ihm das Material beziehungsweise die Fossilisten der Falkenberger Bohrungen damals nicht zur Verfügung standen. Aus der Darstellung von PRUVOST & BERTRAND war darüber eine endgültige Klarheit nicht zu gewinnen. Es erschien ihm aber aus der ganzen Situation heraus unwahrscheinlich, daß sich hier am W-Rande des Merlenbacher Sattels an der Oberkante der oberen Flammkohle unter dem Holzer Konglomerat noch eine besondere jüngere Schichtengruppe einschleichen sollte. Er hat deswegen seinerzeit vermutet, daß es sich in den Schichten von Falkenberg unter Umständen um eine weitere Entwicklung beziehungsweise um eine kohlenführende Fazies der André-Schichten von der Grube Victoria in Püttlingen handeln könne.

Die Zone des Holzer Konglomerates besteht bekanntlich durchweg aus zwei Konglomeratbänken. Von ihnen kennzeichnet die untere den Beginn des Stefans. Sie ist von der oberen durch ein im allgemeinen 20 bis 25 m mächtiges, teilweise schiefriges Zwischenmittel getrennt, das regelmäßig ein dünnes Kohlenflözchen enthält, auf dem schon echt stefanische Pflanzen vorkommen. Diese Zwischenschichten des Holzer Konglomerates wachsen auf der Grube Victoria in Püttlingen auf eine Mächtigkeit von 100 m an. Das dünne Flözchen entwickelt sich zu einem Flöz von 1,0 m Mächtigkeit, dem André- oder Meterflöz, das früher zum Teil gebaut worden ist. Es wurde angenommen, daß die Flözfolge von Steinbesch, also die Falkenberger Schichten, diesen Zwischenschichten des Holzer Konglomerates entspricht, die genau wie die übrigen Schichtgruppen des Saarkarbons nach W mächtiger werden. Nach dieser Annahme müßte in Falkenberg das Konglomerat von Trittlingen der Unterbank des Holzer Konglomerates in Saarbrücken entsprechen. Die Falkenberger Flöze würden dann in das untere Stefan gehören.

Nachdem das lothringische Gebiet wieder unter deutsche Verwaltung gekommen war, war dem Verfasser Gelegenheit gegeben, in die Fossilisten der Falkenberger Bohrungen Einsicht zu nehmen und die zu einem Teil in Falkenberg noch vorhandenen Kerne der Bohrungen durchzusehen. Darüber hinaus bestand jetzt die Möglichkeit, die Flora der Falkenberger Schichten auch in den Unter-Tage-Aufschlüssen eingehend zu studieren. Es hat sich dabei ergeben, daß weder die oben kurz dargelegte Ansicht des Verfassers richtig ist noch die Auffassung von PRUVOST & BERTRAND.

Wenn, wie es von PRUVOST & BERTRAND dargelegt wurde, die Falkenberger Schichten jünger wären als die Saarbrücker obere Flammkohle, so könnte es sich in ihnen nur um eine Zone des Überganges vom Westfal in das Stefan handeln. Die Flora dieser Zone müßte dann eine ganz besondere

Beschaffenheit haben. Sie müßte gewissermaßen eine Übergangsflora sein, in der zum Beispiel *Neuropteris ovata*, die in Saarbrücken unmittelbar unter dem Holzer Konglomerat noch in größter Häufigkeit auftritt, allmählich ausklingt und mit ihr die übrigen echt westfälischen Formen. Dafür müßten auf der anderen Seite die echt stefanischen Arten, von denen in Saarbrücken unterhalb des Holzer Konglomerates keine Spur zu finden ist, in diesen Schichten allmählich auftauchen und nach oben hin an Häufigkeit zunehmen. Solche Arten sind zum Beispiel *Sphenophyllum oblongifolium*, *Alethopteris costei*, Formen der Gattung *Callipteridium*, *Pecopteris polymorpha* u. a. Eine solche Zone stellen die Falkenberger Schichten nicht dar. Auch hier ist der Wechsel der Flora am Holzer Konglomerat noch genau so scharf und ausgeprägt, wie wir es aus den Saarbrücker Aufschlüssen kennen.

Das ergibt sich ohne weiteres schon aus der Pflanzenführung der Tiefbohrungen und wird noch weiter erhärtet durch die Funde in den Aufschlüssen unter Tage.

Im Unter-Tage-Betrieb der Grube Falkenberg sind bis jetzt die obersten 5 Flöze der Falkenberger Schichten aufgeschlossen. In den Schiefertonschichten, die die Flöze im Hangenden begleiten, wurden folgende Charakterpflanzen festgestellt, die nicht etwa in einzelnen Stücken dort vorkommen, sondern durchweg in großer Häufigkeit.

Flöz 1: *Alethopteris lonchitica*
Alethopteris serli
Neuropteris ovata
Sphenophyllum emarginatum

Flöz 2: *Pecopteris lamuriana*
Pecopteris pluckeneli
Annularia sphenophylloides
Alethopteris serli
Alethopteris davreuxi

Flöz 3: *Annularia sphenophylloides*
Pecopteris lamuriana
Neuropteris ovata
Sphenophyllum emarginatum
Palmatopteris geniculata

Flöz 4: *Neuropteris ovata*
Pecopteris pluckeneli
Annularia stellata
Pecopteris lamuriana
Sphenophyllum emarginatum

Flöz 5: *Alethopteris lonchitica*

Wenn man damit die Flora des oberen Teils der oberen Flammkohle in Saarbrücken vergleicht, wie sie etwa im Hangenden der auf der Grube Göttelborn gebauten Flöze auftritt, so ergibt sich fast das gleiche Bild. So finden wir zum Beispiel im Hangenden einiger der Göttelborner Flöze folgende Pflanzengemeinschaften.

Fl. Eilert:

Neuropteris ovata
Pecopteris unita

Flöz von 0,70 m Mächtigkeit, etwa 70 m unter Fl. Eilert:

Neuropteris ovata
Pecopteris lamuriana
Sphenophyllum emarginatum
Linopteris obliqua

Unteres Kohlbachflöz:

Neuropteris ovata
Alethopteris serli
Pecopteris lamuriana
Sphenophyllum emarginatum
Pecopteris unita
Alethopteris davreuxi

0,70 m Flöz:

Alethopteris serli
Pecopteris unita
Annularia sphenophylloides
Sphenophyllum emarginatum
Neuropteris ovata

Diese Beispiele mögen genügen. Es muß betont werden, daß auch hier die genannten Pflanzenarten nicht etwa als Seltenheiten vorkommen, sondern in allergrößter Häufigkeit. Die seltener vorkommenden Arten sind hier gar nicht genannt worden.

Aus diesem Vergleich ergibt sich mit aller Klarheit die stratigraphische Stellung des Karbons von Falkenberg, also im besonderen der Falkenberger Schichten, wie sie oben bezeichnet worden sind. Die in diesen Schichten auftretenden Pflanzenarten sind genau die gleichen, wie wir sie auch aus der oberen Flammkohle Saarbrückens kennen. Die Falkenberger Flora weicht in keinem einzigen Punkt von der der oberen Saarbrücker Flammkohle ab, insbesondere enthält sie nicht eine einzige Andeutung von solchen Arten, die für ein jüngeres Alter sprechen würden. Es besteht also nicht der geringste Grund, die Falkenberger Schichten für jünger zu halten als die obere Saarbrücker Flammkohle. Vielmehr sind die Falkenberger Schichten mit dem oberen Teil der oberen Flammkohle des Saarbrücker Kernreviers gleichzusetzen. Das erste in Falkenberg unter dem Holzer Konglomerat auftretende Flöz entspricht dem obersten Flöz der oberen Flammkohle in Saarbrücken, also etwa dem Flöz Eilert der Grube Götterborn.

Damit ist die Stratigraphie des Falkenberger Karbons endgültig geklärt. Der in den dortigen Bohrungen aufgeschlossene Tonstein ist einwandfrei der Tonstein I des Saarbrücker Karbons. Die gesamte über diesem Tonstein liegende Schichtenfolge bis zum Holzer Konglomerat entspricht der oberen Flammkohle Saarbrückens. Auch die Flora der jüngsten Abteilung dieser Schichten, der unmittelbar unter dem Holzer Konglomerat liegenden Flöze, bietet kein einziges Anzeichen, das darauf hinweist, daß

diese Schichten jünger sind als die obersten Schichten der oberen Flammkohle in Saarbrücken. Vielmehr sind die hier vorkommenden Pflanzen genau die gleichen, wie wir sie aus der oberen Flammkohle im eigentlichen Saarbrücker Gebiet kennen.

Es ist also die von PRUVOST & BERTRAND vertretene Ansicht zu berichtigen, nach der im lothringischen Karbon im Gegensatz zu den Verhältnissen in Saarbrücken innerhalb des Westfals D noch eine jüngere Zone auftreten sollte, nämlich die oben als Falkenberger Schichten bezeichnete Flözgruppe, die zwischen den jüngsten Schichten der Saarbrücker oberen Flammkohle und dem Holzer Konglomerat liegt. Diese jüngere Zone innerhalb des Westfals D existiert nicht. Die Falkenberger Schichten, die diese Zone repräsentieren sollten, erweisen sich auf Grund ihrer Flora als gleichaltrig mit der Saarbrücker oberen Flammkohle.

Damit sind natürlich auch die Erörterungen hinfällig, die PRUVOST auf Grund seiner irrigen stratigraphischen Auffassung im Hinblick auf die übergreifende Lagerung des Holzer Konglomerats in Lothringen angestellt hat. Da in Falkenberg das Holzer Konglomerat den gleichen Schichten aufliegt wie in Saarbrücken, kann hier von einer unmittelbar ersichtlichen übergreifenden Lagerung des Holzer Konglomerats nicht die Rede sein.

Von besonderem Interesse ist die große Mächtigkeit der oberen Flammkohle in Falkenberg, die, wie es in dem Normalprofil (Abb. 2) auf S. 155 dargestellt ist, rund 1300 bis 1400 m beträgt. Diese Zahl geht über die Beträge, die wir aus dem eigentlichen Saarbrücker Revier kennen, weit hinaus. Wir brauchen uns aber darüber nicht zu wundern, wenn wir daran denken, daß ja in allen Abteilungen des Saarbrücker Karbons die Feststellung zu machen ist, daß die Mächtigkeit der einzelnen Schichtengruppen von O nach W stetig zunimmt. Das gilt nicht nur für die Flammkohle, sondern auch für die Geisheckschichten und für die Fettkohle.

Der östlichste Punkt, an dem die obere Flammkohle in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen ist, ist die Grube Kohlwald bei Neunkirchen. Weiter im O ist die obere Flammkohle wegen der übergreifenden Lagerung des Holzer Konglomerats nur noch zu einem Teil erhalten; auf der Grube Frankenholz liegt das Holzer Konglomerat sogar auf Schichten der unteren Flammkohle. Auf der Grube Kohlwald ist die obere Flammkohle — also das Schichtenpaket zwischen dem Tonstein I und dem Holzer Konglomerat — 370 m mächtig. Nach W nimmt ihre Mächtigkeit schnell zu. Sie beträgt auf der Grube Itzenplitz schon 590 m und im Profil Camphausen—Göttelborn 650 m. Noch weiter im Westen haben wir auf der Grube Victoria schon rund 900 m. Es entspricht also durchaus der allgemeinen Tendenz, daß die Mächtigkeit nach Lothringen hinein noch weiter zunimmt.

Zusammenfassung

Nach einigen Vorbemerkungen über die Pflanzenführung des Westfals D wird näher auf die floristischen Verhältnisse an der Westfal-Stefan-Grenze im Saarbrücker Karbon eingegangen. Neuere Untersuchungen in Falkenberg in Lothringen haben die stratigraphische Stellung der Falkenberger

Schichten geklärt. Die flözführenden Schichten von Falkenberg sind nicht, wie früher angenommen worden ist, jünger als die Saarbrücker obere Flammkohle, sondern, wie sich auf Grund ihrer Fossilführung einwandfrei ergibt, mit dieser gleichaltrig.

Schriften.

BODE, H.: Paläobotanisch-stratigraphische Untersuchungen im Saarbrücker Karbon. — Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F. **171**, Berlin 1936.

BODE, H.: Einige Bemerkungen zur Stratigraphie des Saarbrücker Karbons. — Z. geol. Ges. **93**, S. 24—33, 1941.

PRUVOST, P. & BERTRAND, P.: Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine **III**, Lille 1934.

Personalveränderungen

beim Reichsamt für Bodenforschung

September 1941

A. BEAMTE

Ernennungen:

Dr. SCHÖNHALS (Berlin) zum außerplanmäßigen Bezirksgeologen.

In Ruhestand versetzt:

Reg.-Dir. Prof. Dr. LOEBE auf eigenen Antrag.

Verstorben:

Landesgeologe i. R. Prof. Dr. MAX KOCH am 7. September in Dresden.

B. WISSENSCHAFTLICHE ANGESTELLTE

Abgang:

Dr. BERINGER (München).

Oktober 1941

A. BEAMTE

I. Zugang:

Dr. RUDOLF FABIAN (Berlin) durch Ernennung zum a. pl. Bezirksgeologen (bisher wissensch. Angestellter).

Dr. FRIEDRICH-CARL NÖRING (Berlin) durch Ernennung zum a. pl. Bezirksgeologen (bisher wissensch. Angestellter).

Dr. KARL SCHOBER (Berlin) durch Ernennung zum a. pl. Bezirksgeologen (bisher wissensch. Angestellter).

II. Abgang:

Reg.-Geologe Dr. HERMANN VETTERS (Wien) verstorben am 6. Oktober 1941.
 Reg.-Geologe Prof. ERNST HEUSLER (Berlin) verstorben am 28. Okt. 1941.
 Reg.-Insp. WILLY SCHWARZ (Kartogr.) in den Ruhestand versetzt.

III. Beförderungen:

Prof. Dr. WILHELM DIENEMANN zum Reg.-Geologen.

IV. Auszeichnungen:

Treudienst-Ehrenzeichen in Gold verliehen an:
 Reg.-Geologen Prof. Dr. GUSTAV GÖTZINGER (Wien).

Treudienst-Ehrenzeichen in Silber verliehen an:

1. Chemiker Dr. OSKAR HACKL (Wien).
2. Reg.-Inspektor (Kartogr.) FRANZ HUBER (Wien).
3. Laborant WENZEL LASTOWKA (Wien).
4. Bibliothekar Dr. ALFONS MALUSCHKA (Wien).
5. Reg.-Geologe Prof. Dr. ARTUR WINKLER-HERMADEN (Wien).

B. WISSENSCHAFTLICHE ANGESTELLTE

Abgang: Siehe unter A I.

C. BEAMTE IM RUHESTAND

I. Auszeichnungen:

Treudienst-Ehrenzeichen in Gold verliehen an:
 Reg.-Geologen a. D. Dr. HEINRICH BECK (Wien).

II. Abgang:

Verstorben der Bürovorsteher a. D. BREITKOPF am 25. September 1941
 im Alter von 65 Jahren.

Besondere Mitteilung

Gemäß Erlaß des Reichswirtschaftsministers vom 12. Dezember 1941
 hat die Reichsstelle für Bodenforschung unter Beibehaltung ihres bis-
 herigen Charakters ab 12. Dezember 1941 die neue Bezeichnung

„Reichsamt für Bodenforschung“

erhalten.

Über die Bedingtheit der interglazialen Schuttumhüllung der Alpen

VON HANS PETER CORNELIUS, Wien

Bekanntlich hat in der vorletzten (Mindel-Riß-) Interglazialzeit eine ausgedehnte Einhüllung der Alpenkämme in ihrem eigenen Schutt stattgefunden, dessen Reste heute in Gestalt von Gehängebreccien vorliegen. Ihr Prototyp ist die vielumstrittene Höttinger Breccie bei Innsbruck, deren Deutung im obigen Sinne, was Alter wie Entstehung betrifft, heute — besonders seit der umfassenden Darstellung von PENCK 1921 — zum gesicherten Besitzstande der Wissenschaft gerechnet werden darf. Ihre weite Verbreitung, vor allem in den nördlichen Kalkalpen, aufgezeigt zu haben, ist jedoch in erster Linie das Verdienst der unermüdlichen Aufnahmstätigkeit von O. AMPFERER, der wohl als erster planmäßig auf sie geachtet hat. Kaum einer größeren Gruppe der Kalkalpen fehlen solche Breccien; fast jede Aufnahme längere Zeit nicht untersuchter Gebiete lehrt neue Vorkommen kennen (vgl. auch WEHRLI 1928, als heute freilich zum Teil schon überholte Übersicht). Die Altersstellung der meisten ist allerdings nicht so klar, wie die der Höttinger Breccie; immerhin ist auch bei einer Reihe von ihnen Überlagerung, seltener auch Unterlagerung durch Moräne bekannt; und fast alle zeigen eine beträchtliche Unabhängigkeit von den heutigen Kleinformen des Gebirges: Sie sind von Gräben zerschnitten, oft auf Krönungen von Rippen, ja selbst von recht hohen Gipfeln reduziert. Daraus ergibt sich ihr verhältnismäßig hohes Alter, auch dort, wo eine unmittelbare Bestimmung nicht möglich ist; und eine gewisse Wahrscheinlichkeit spricht dafür, daß mindestens die große Mehrzahl der Vorkommen auch dem Alter nach der Höttinger Breccie gleichzusetzen sein wird: in das Mindel-Riß-Interglazial. Dabei sei keineswegs übersehen, daß PENCK 1925 eine Reihe von — zu der heutigen Topographie in besonders krassem Widerspruch stehenden — Vorkommen auch noch früher einreicht, während gewisse andere auch erst aus der letzten (Riß-Würm-) Interglazialzeit stammen mögen. SPENGLER (1931, S. 76) vermutet für eine Breccie auf dem Kamm östlich vom Großen Sonnleitstein (Niederösterreichische Kalkalpen) sogar möglicherweise tertiäres Alter.

Auch aus den Südalpen kennt PENCK 1909 gleichartige Breccien von einigen Punkten; manche weitere Vorkommen, zum Beispiel in der Brentagruppe (SCHWINNER 1912), dürften ebenfalls dahin gehören. Dagegen sind sie in den Zentralalpen unvergleichlich seltener; PENCK (1921, S. 95) kennt dort noch überhaupt keine. Eine Reihe von Vorkommen konnte ich im Mürtal und Semmeringgebiet auffinden (CORNELIUS 1938 a). Sie sind aber auch hier ausschließlich an Karbonatgestein (Semmeringtrias!) gebunden, den kalkalpinen Breccien gleichen sie weitgehend. Insbesondere bilden auch sie vielfach die Krönung von Rippen, woraus

wieder eine nicht unbeträchtliche seitherige Erosion und damit indirekt ihr hohes Alter hervorgeht, während anderseits die Großformen von Berg und Tal den heutigen schon recht ähnlich waren.

Es mögen hier einige Worte gesagt sein über ein besonders bemerkenswertes Vorkommen: das sogenannte Weißenbacher „Konglomerat“ — in Wahrheit Breccie! —, das wegen seiner Verwendbarkeit als ausgezeichnete Bausteine durch einen großen, bereits 100jährigen Steinbruchbetrieb¹⁾ erschlossen ist; er gewährt vorzüglichem Einblick in die Ablagerung. In ihrer Zusammensetzung aus eckigen Kalk- und Dolomitfragmenten bis über Faustgröße gleicht die Breccie jenen von anderen Vorkommen, ebenso in der lockigen Beschaffenheit des Bindemittels, welches aus rötlichem Kalksinter besteht. Auffällig ist, daß die Schichtung nicht, wie bei fast allen anderen Vorkommen, mit dem Gehänge fällt, sondern überall in den Steinbrüchen flach in den Berg hinein. Man wird daraus aber nicht den Schluß ziehen können, daß die Aufschüttung des Materials von der gegenüberliegenden (nördlichen) Talseite aus erfolgte und das ganze, rund 250 m tiefer eingeschnittene Tal erst das Werk nachträglicher jüngerer Erosion wäre: Dagegen spricht nicht nur die Unwahrscheinlichkeit an sich, sondern vor allem der Umstand, daß das ganze Material der Breccieelemente eben nur von der südlichen Talseite hergeleitet werden kann — auf der nördlichen gibt es fast nur paläozoische Schiefer, Porphyroide usw., die der Breccie ebenso fehlen wie die vergleichsweise spärlich anstehenden Magnesite u. a.

Die einzig mögliche Deutung des abnormen Schichtfallens scheint mir vielmehr die, daß der ehemals wie anderwärts konkordant aufgelagerte Schuttmantel abgeglitten ist und dabei — zufällig gerade in der heute durch die Steinbrüche erschlossenen Region — durch Stauchung das widersinnige Einfallen erhielt. Das muß geschehen sein zu einer Zeit, da die Verfestigung zur Breccie bereits erfolgt war: In unverhundenem Schutt konnte eine so große, einheitliche Stauchung nicht entstehen. Auch die starke Zerklüftung in der Breccie spricht hierfür, die ebenfalls nur in der bereits verfestigten Breccie denkbar ist. Die Klüfte sind zum Teil mit dicken Kalzitkrusten ausgekleidet, zum Teil mit dunkelrotem Ton oder Lehm. Die Obergrenze des Vorkommens wird durch eine auffallende Verebnungsfläche bei zirka 750 m gebildet; der Verdacht liegt nahe, daß auch sie mit der erwähnten Stauchung zusammenhängt, ebenso wie die sehr große, scheinbare Mächtigkeit (> 100 m) der Breccie.

Freilich, das interglaziale Alter gerade dieser Vorkommen des Mürtals und des Semmeringgebietes kann noch nicht als gesichert gelten, da ja das Gebiet nicht vergletschert war. Fest steht nur soviel, daß sie jünger sein müssen als die tiefere Ableitung des dortigen Miozäns (wahrscheinlich = Helvet). Damit bleibt nun noch eine andere Möglichkeit für ihre stratigraphische Einordnung offen; denn für die Eggenberger Breccie des benachbarten Grazer Berglandes, welche den interglazialen Breccien der Kalkalpen ebenfalls weitgehend ähnlich ist (und früher auch zu ihnen gestellt wurde), konnte CLAR 1935 einwandfrei den Beweis eines obermiozänen Alters erbringen. Die Möglichkeit, daß die Mürtaler (usw.) Breccien zur Eggenberger Breccie gehören, wäre jedenfalls noch genau zu prüfen, bevor man sie mit Sicherheit als interglazial wird betrachten dürfen. Dies geschieht hier also nur mit Vorbehalt.

Südlich Öblarn im oberen Ennstal tritt eine ähnliche Breccie auf, wie ich einer liebenswürdigen persönlichen Mitteilung von Professor R. SCHWINNER entnehme. Sie ist an die Marmorzüge im Kristallin der Niederen Tauern geknüpft; nachweisbar ist interglaziales Alter freilich auch da nicht.

¹⁾ Auf dem S-Gehänge des Göstritztales zwischen Weißenbach und Aue (südwestlich Gloggnitz, Niederdonau).

Ein allerdings ganz bescheidenes Vorkommen einer ähnlichen Breccie ist mir auch von der S-Seite des Pinzgaus bekannt geworden. Es ist eingetragen -- allerdings infolge der Kleinheit schwer sichtbar -- auf dem österreichischen Blatt Kitzbühel 1:75.000, auf der NW-Seite des Rettenbachkogels (zwischen Bruck und Kaprun) bei rund 1200 m Höhe. Auch diese Breccie ist bereits von einem -- allerdings seichten -- Graben angeschnitten. Die Verknüpfung mit Kalk ist hier nicht so auffällig; immerhin besteht sie auch, da solcher -- beziehungsweise zum Teil Dolomit -- weiter aufwärts am Gehänge ansteht, während den unmittelbaren Untergrund ebenso wie das Material der Breccie zum größten Teil Phyllit und Quarzit bilden. -- Interglaziales Alter ist hier nicht ersichtlich, und auch die Beziehungen der Morphologie sind nicht derart, daß sie ein solches unbedingt erfordern würden. So mag die Stellung dieses kleinen Vorkommens einstweilen offen bleiben.

Man mag die Frage aufwerfen, ob nicht die Äquivalente der kalkalpinen Gehängebreccien in kalkfreien Gebieten vielleicht eine ganz andere Form angenommen haben. Wenn etwa in diesen die chemische Verwitterung stärker zur Geltung gekommen wäre, so wäre es denkbar, daß heute nur noch Lehm als Zerstörungsprodukt übrig wäre; mit anderen Worten: daß die Gehängebreccien durch Gehängelehm ersetzt wären. Solche sind bisher kaum näher beachtet worden, und freilich wird ihr interglaziales Alter auch schwer festzustellen sein; denn es ist kaum anzunehmen, daß sie erhalten bleiben können, wenn ein Gletscher darüber hinweggeht.

Fast ganz unbekannt scheinen quartäre Gehängebreccien bisher aus den Westalpen zu sein. A. HEIM's Geologie der Schweiz zum Beispiel erwähnt sie mit keinem Worte; aber auch aus der Spezialliteratur sind mir nur die Vorkommen um den Kunkelspaß (NW Chur) erinnerlich.²⁾ Es ist ja damit noch nicht gesagt, daß wirklich sonst nichts Derartiges dort vorkäme. Auch bei uns hat es eine Weile gedauert, bis man auf diese Breccien aufmerksam geworden ist (von der Innthal-N-Seite abgesehen, wo sie jedermann in die Augen fallen); und so mag es sein, daß kleine Vorkommen auch in den Westalpen noch der Entdeckung harren. Aber auch wenn dies zutrifft, darf man wohl behaupten, daß ihre Bedeutung dortselbst wesentlich geringer sein muß als in den Ostalpen; sonst hätten sie sich kaum so lange der Beobachtung entziehen können. Nach Analogie des Inntales usw. geradezu erwarten möchte man sie an den Flanken des großen Längstalzuges Rhone--Vorderrhein (soweit er nicht innerhalb der altkristallinen Massive liegt).

Es sei hier noch bemerkt, daß vielleicht auch in außeralpinen Gebieten entsprechende Bildungen vorkommen. Von den Jurakalktafeln der Côtes Lorraines und der Haye in Lothringen sind mir Massen von kleinstückigem Kalkschutt (mit einzelnen eingebackenen größeren Blöcken) bekannt, die in Mächtigkeiten bis zu vielen Metern die Talgehänge überkleiden -- nicht allgemein, sondern in ziemlich willkürlicher Auswahl; nur auf W-Gehängen (Wetterseite!) fehlen sie ganz. Vom rezenten Verwitterungsschutt unterscheiden sie sich durch merklich stärkere Verfestigung, während ich mich allerdings nicht erinnern kann, eine so feste Verkittung, wie sie in alpinen Gehängebreccien die Regel ist, beob-

²⁾ PENCK & BRÜCKNER 1909, 2, S. 440, OBERHOLZER 1933, S. 515. -- Daß das Alter dieser Breccien nicht streng als interglazial bestimmt werden kann, haben sie mit den meisten ostalpinen Vorkommen gemein; für den Zeitabschnitt zwischen Würm und Bühl aber, an den OBERHOLZER denkt, spricht meines Wissens keine Beobachtung an anderer Stelle.

achtet zu haben. Diese Schuttmassen sind als Produkt der Eiszeit — im weitesten Sinne! — gedeutet worden; doch fehlte es bisher an Möglichkeiten zu ihrer genaueren zeitlichen und damit auch genetischen Einordnung. Es sei hier nur die Frage aufgeworfen, ob nicht auch sie interglazial sind; dann wäre vielleicht nicht ihre Aufhäufung, sondern ihre Ausräumung das Werk geänderter klimatischer Verhältnisse während der Vereisungsperioden.

R LAIS 1925, S. 71 stellt sie allerdings vermutungsweise ins jüngere Diluvium, da die Täler, denen sie eingelagert sind, bereits im wesentlichen den heutigen entsprechen.

Man kann wohl sagen, daß das Auftreten unserer Breccien in den Alpen durchgängig an das Vorhandensein von Kalkstein gebunden ist (wobei auf die merkwürdige Feststellung AMPFERER'S (1907, S. 729), daß offenbar nicht alle Kalke gleich geeignet sind, nicht weiter eingegangen sei). Eine Erklärung dafür liegt nahe: Gehalt an CaCO_3 liefert den Stoff zu rascher Verkitung des Schuttles, die ihn erst widerstandsfähig macht gegen die Fährlichkeiten weiterer geologischer Geschehnisse. Man möchte also das anscheinende Fehlen der Breccien im größten Teil der Zentralalpen zunächst wesentlich auf den Mangel an Kalk zurückführen. Indessen gibt es auch Gebiete in den Zentralalpen, an deren Zusammensetzung kalkreiche Gesteine großen Anteil haben, zum Beispiel die Hohen Tauern mit ihren Kalkglimmerschiefern. Daß dies Gestein an sich zur Bildung von Gehängebreccien durchaus geeignet ist, hat die geologische Neuaufnahme der Glocknergruppe gezeigt; allein die hier — besonders im Fuscher und Kapruner Tal — ziemlich reichlich vorhandenen Gehängebreccien sind jünger als die Würmvergletscherung, wenn auch — mindestens zum Teil — älter als Gschnitz beziehungsweise Daun (CORNELIUS & CLAR 1935, 1936). Sie sind mithin kein Äquivalent der interglazialen Breccien der Kalkalpen usw.; solche fehlen auch in den Tauern. Die oben angedeutete Erklärung versagt hier demnach, und es bleibt eine andere zu suchen.

Zunächst aber ist ganz allgemein die Frage zu stellen: Was hat überhaupt jene ungeheuerliche, vielfach von den höchsten Kämmen bis hinab ins Tal reichende Schuttumhüllung ausgedehnter Gebirgsteile hervorgerufen?

Sucht man im Schrifttum nach einer Antwort, so stößt man gelegentlich auf die Andeutung, es müßten klimatische Ursachen zugrunde liegen; so bei HERITSCH (1927, S. 21), WEHRLI (1928, S. 174) und AMPFERER (1936, S. 62). Das scheint zunächst durchaus einleuchtend; denn irgendwelche tektonischen Ursachen können da nicht in Betracht kommen. Die Täler waren schon ungefähr geradeso tief, die Hänge geradeso steil wie heute — ja zum Teil im Durchschnitt noch steiler, da manche Kämmen noch höher waren (PENCK 1921) —; das zeigt gerade die Verbreitung der Breccien, ganz abgesehen davon, daß irgend eine Behinderung der Schutt-abfuhr durch tektonische Gefällsverringerung der Täler wohl für Schuttansammlung in diesen selbst, aber nicht auf den Hängen — bis zum Teil in die Gipfelregion! — verantwortlich gemacht werden kann. Gleiches gilt auch von den Folgen einer Hebung der marinen Erosionsbasis — für welche zu der in Frage kommenden Zeit ohnehin kein zureichender Spielraum zur Verfügung stände.

So bleibt eben als nächste Auskunft nicht nur eine behinderte Abfuhr, sondern damit verbunden eine gesteigerte Aufbereitung anzu-

nehmen, und diese konnte eben klimatisch bedingt sein. Aber sobald man sich über das Wie? klar zu werden versucht, beginnen von neuem die Schwierigkeiten, die, soviel ich sehe, bisher noch niemand ernstlich zu meistern unternommen hat.

In extrem kontinentalem Klima ist eine vollständige Einhüllung der Berge in ihren eigenen Schutt leicht möglich, da der reichlichen Schuttproduktion durch mechanische Verwitterung eine ganz unzulängliche Abfuhr gegenübersteht (Tibet u. a.). Aber so etwas kommt für die Alpen zu keiner Zeit des Quartärs überhaupt nur in Frage. Man könnte allenfalls an semiaride Verhältnisse (angedeutet bei PENCK 1922, S. 208) denken: reichliche Schuttaufbereitung, vor allem durch Einwirkung starker Temperaturgegensätze; Abspülung von den Hängen durch die gelegentlichen heftigen Gußregen zwar kräftig — jedoch anderseits in Kalkschutt schnelle Versinterung durch das beschleunigte Verdunsten des eingedrungenen Wassers; auf diese Weise wurde er gegen das Weggeschwemmtwerden geschützt. Man könnte an eine Ausdehnung des Klimas auf die ganzen Alpen denken, wie es heute in der Val d' Aosta oder im Unterwallis herrscht (weniger ausgeprägt im Vintschgau, dessen hoch hinauf reichende Schuttkegel PENCK 1921, S. 95. mit der interglazialen Schutteinhüllung vergleicht); eine Ausdehnung des mediterranen Klimabereiches nach N, wie wir sie in den Sommern 1921 und 1928 erlebt haben, wäre immerhin vielleicht über längere Zeiträume denkbar und könnte sich in der angedeuteten Weise auswirken. Allerdings muß ich gestehen, daß mir in den genannten Gebieten nie aufgefallen ist, daß die Schuttentwicklung stärker wäre als anderwärts in den Alpen.

Und ganz entschieden gegen die Annahme eines semiariden Klimas steht das Zeugnis der fossilen Floren: Die Botaniker entnehmen daraus, daß das Klima im Mindel-Riß-Interglazial zwar günstigenfalls wärmer, dabei aber auch feuchter gewesen sei als das heutige (GAMS 1936, S. 62)! Mehr noch: Nach PENCK (1921, S. 120) handelt es sich in den Zwischenlagen der Höttinger Breccie um zwei altersverschiedene Floren, deren eine, jüngere zwar ein wärmeres³⁾ Klima als das heutige belegt, während die ältere überhaupt für ein vom gegenwärtigen nicht wesentlich verschiedenes spricht. Unter diesen Umständen wird man sich sehr fragen müssen, ob der klimatische Faktor wirklich für die Schutteinhüllung ausschlaggebende Wichtigkeit besitzt.

Sehen wir uns also nach einem anderen um! Da stoßen wir auf eine Macht, deren Wichtigkeit für geologische Vorgänge zwar oft betont, im einzelnen Falle aber vielleicht doch noch nicht immer im vollen Umfang gewürdigt wird: die Zeit.

Eine jede Felswand muß ja allmählich zu Schutt zerfallen, das ist eine geologische Binsenwahrheit. Und der Schutt muß sich — sofern er nicht auf irgend eine Weise abtransportiert wird — am Fuße der Felswand anhäufen, immer höher und höher, bis er endlich den obersten Rand der (inzwischen freilich erniedrigten und rückgewitterten) Felsen erreichen wird. Voraussetzung ist, daß die notwendige Zeit zur Verfügung

³⁾ Ein „etwas milderer Winterklima als das heutige“ wäre nach GAMS (S. 70) für die untere Fundstelle nur aus einigen, nicht ganz sicher bestimmbar Resten abzuleiten.

steht; dann wird der Vorgang schließlich diesen seinen natürlichen Abschluß erreichen. Klimatische und tektonische Faktoren können ihn fördern oder stören — je nach Umständen, die hier wohl nicht auseinandergesetzt zu werden brauchen. Aber was insbesondere die ersteren betrifft, so scheint mir gerade die Erfahrung aus den Alpen der Gegenwart zu lehren, daß durchaus keine extremen klimatischen Bedingungen notwendig sind, um eine weitgehende Schuttumhüllung ins Leben zu rufen.

Denn wir sehen heute tatsächlich fast überall in den Alpen Ablagerungen von Schutt vor sich gehen (vgl. dazu die Arbeiten von KOEGL), wo sich Felswände erheben. — wenn auch in sehr verschiedenem Ausmaße, dessen Bedingtheit wohl noch genauerer Untersuchung bedürftig ist. Ob die Felswand ihren Fuß in den Hintergrund eines Kars niedersetzt, auf eine Talterrasse oder unmittelbar auf die Talsohle; ob sie selbst nur den Absturz einer Terrasse oder Talstufe darstellt oder ob sie von Grat und Gipfel gekrönt wird: in den allermeisten Fällen ist ihre Basis von Schuttkegeln und -Halden — frischen oder begrüneten — umgürtet. Die Fälle, in denen ein Bach oder Fluß den Schutt unmittelbar entfernt, treten der Häufigkeit nach viel mehr zurück (ausgenommen natürlich dort, wo eine steilwandige Schlucht eine Stufe usw. durchschneidet); man kann im Gegenteil häufig genug sehen, daß ein Wasserlauf einer größeren Schutthäufung — nicht nur von Bach-, sondern auch von Gehängeschutt — ausweicht, d. h. auf die Seite gedrängt worden ist: Die Anhäufung hat über die Erosion gesiegt (mindestens auf begrenztem Raum). Und wohl noch öfter findet die Ansammlung des Schuttes an Stellen statt, wo ihm die Abtragung überhaupt nicht ohne weiteres beikommen kann: nicht nur bilden flache Karböden, Gehängeleiten usw. die prächtigsten „Schutt-fallen“, sondern auch die Sohlen der meisten größeren Alpentäler sind so breit, daß der Fluß den Schutt der Bergflanken gar nicht oder doch nur stellenweise — an den Prallstellen konvexer Schlingenbögen — berühren kann; ganz gleich, ob das nun ein glazial ausgestaltetes U-Tal oder ein infolge tektonischer Einsenkung (Inntal unter Innsbruck) aufgeschüttetes Tal ist. Die obige Bedingung: kein Abtransport des Schuttes, ist also auch heute, trotz des vorwiegend humiden Klimas, weitgehend verwirklicht: Dafür sorgt die Gestaltung der Alpentäler und -hänge.⁴⁾

Die Einschüttung der Alpen geht also auch heute vor sich; und sie hat stellenweise schon recht beachtenswerte Ausmaße erreicht. Ich möchte da nicht so sehr auf die von PENCK angeführten riesigen Schuttkegel des Vintchgaus verweisen; denn das sind Bachschuttkegel, die allerdings zum Teil hoch in die auswerfenden Gräben hineingewachsen sind und Flächen von mehreren km² bedecken (ähnlich auch im Rheintal um Chur, im unteren Veltlin, u. a.). Allein es gibt auch trockene Schuttkegel von bemerkenswerter Größe. So sah ich gelegentlich meiner Aufnahmearbeiten in Osttirol im Sommer 1937 im Tauerntal nördlich Matri die Schuttkegel am Strichwandkogel und Daxerkogel, die vom Fuß der (noch

⁴⁾ Um Mißverständnissen vorzubeugen: Es gibt natürlich auch Stellen, an denen die Erosion mit dem sich anhäufenden Schutt fertig wird. Wir wissen aber nicht, ob es nicht auch in den Interglazialzeiten solche gegeben hat; um diese Möglichkeit auszuschließen, ist die Erhaltung der interglazialen Schutt-mäntel doch zu lückenhaft.

200 bis 300 m höher aufragenden) Felsen bei 2300 bis 2400 m zum Teil bis zur Talsohle bei 1200 bis 1300 m hinabreichen; sie sind zwar begrünt, aber, wie die zahlreichen umherliegenden Blöcke zeigen, immer noch in lebhafter Fortbildung — hauptsächlich durch Lawinen — begriffen. Einzelne Wasserrisse arbeiten wohl an ihrer Zerstörung, ohne aber viel auszurichten; denn gewöhnlich ist ihre Wassermasse gering, ihre Angriffe erfolgen auf einzelnen Linien, während die Schuttzufuhr sich über die ganze Oberfläche erstreckt. Dabei beherbergt das Tauerntal einen starken Gletscherbach; doch hat er die Schuttkegel nirgends so angeschnitten, daß für sie die Gefahr einer Aufzehrung durch rückschneidende Erosion zu erkennen wäre. — Ein anderes schönes Beispiel sind die größtenteils völlig nackten Schuttkegel des Piz Lagrev im Oberengadin (N-Seite des Silsersees), die vom Fuß der Felsen bei 2600 bis 2700 m in einer Flucht über 800 m, zum Teil bis zum Seespiegel, hinabziehen.

Wie mächtig solche Schuttanhäufungen sein können, läßt sich wohl nur in den seltensten Fällen einigermaßen genau ermitteln. Doch handelt es sich zweifellos oft um mehrere Zehner von Metern (womit keineswegs gesagt sein soll, daß dies allgemein die Regel wäre; jeder Aufnahmsgeologe weiß im Gegenteil Fälle, da er zuerst eine mächtige Schuttbedeckung vor sich zu haben glaubte, um dann zu seiner Überraschung in irgend einem Wasserriß oder Wegeinschnitt in geringer Tiefe den Felsgrund zu finden!). Ein wohl extremes Beispiel verdanke ich einer Mitteilung von O. AMPFERER: In einem Schuttkegel bei Wald am Arlberg, unterhalb des Spullersees wurde ein Stollen 54 m weit vorgerieben, ohne den Felsgrund zu erreichen. AMPFERER schätzt die größte Mächtigkeit dieses Schuttkegels auf 120 bis 150 m.

Dabei haben diese gewaltigen Schuttmassen zu ihrer Bildung verhältnismäßig wenig Zeit zur Verfügung gehabt. Rezent im strengsten Sinne des Wortes sind ja wohl die meisten größeren Schutthalden der Alpen nur in ihren obersten Lagen; sobald die Gletscher geschwunden, mußte die Schuttbildung einsetzen, so daß die tieferen Schichten des Schuttes vielfach noch in die Eiszeit zurückreichen werden. Gerade in den oben angeführten Fällen des Tauerntals und Oberengadins läßt sich nachweisen, daß der Gletscher des Gschnitz-Vorstoßes noch am Fuße der Berge gelegen hat, wo sich heute jene Schutthalden befinden. Es soll damit nicht behauptet sein, daß der Gschnitzgletscher jeden vorher am Gehänge befindlichen Schutt restlos durch Anschneiden von der Basis her entfernt haben müsse. Aber in der Hauptsache wird dies wohl geschehen sein und ein ungefähres Maß für die erforderliche Bildungszeit ist somit jedenfalls gegeben: Viel mehr als 10 000 Jahre kann dieselbe nicht betragen haben.

Man kann sich leicht ausmalen, was geschehen wird, wenn die Schuttanhäufung durch weitere 10, 20, 30 Jahrtausende oder noch länger ungestört vor sich geht: die Felsen werden immer mehr zerbröckeln, der Schutt immer höher hinaufwachsen und schließlich „über den Häuptern der Berge zusammenschlagen“. Wir sahen, daß in den oben mitgeteilten Fällen die Wassererosion nicht zu einer erfolgreichen Gegenwirkung in der Lage ist. Es ist also wohl nur eine Frage der Zeit — auch unter den heuligen klimatischen Verhältnissen —, daß das angedeutete Ziel er-

reicht, die Alpen in ihren nicht vergletscherten Teilen im wesentlichen zu einem Schuttgebirge werden.

Dann mag sich sekundär auch eine Verminderung der Mengen fließenden Wassers einstellen, die ihrerseits die Erosionsleistungen noch weiter herabsetzt. Schuttanhäufungen sind bekanntlich in der Lage, sehr große Anteile des Niederschlagswassers zu verschlucken, welche auf Felsuntergrund — soweit er nicht verkarstet ist — oberflächlich abfließen würden. Das Wasser pflegt dann freilich am unteren Ende des Schuttes gesammelt als Schuttquelle auszutreten; doch sind die Erosionsleistungen solcher im Schutt selbst meist sehr unbedeutend. Es werden also durch fortschreitende Verschüttung immer größere Flächenteile einer intensiven Erosion entzogen. Aber auch von den Flußtälern gilt Ähnliches: Ebenso wie ein Fluß in manchen Fällen an seine eigenen Alluvionen Grundwasser abgeben kann, so auch an Schuttkegel, die ihn von den Seiten her einengen. Es soll freilich nicht behauptet werden, daß die infiltrierten Grundwassermengen den Schuttmächtigkeiten proportional seien; es spielen ja auch da eine Menge sehr komplizierter Erscheinungen, wie Abdichtung durch tonige Lagen oder Versinterung, mit. Aber daß bis zu einem gewissen Grade die Grundwassermenge mit der Schuttmenge zunimmt, darf doch als sehr wahrscheinlich gelten.

Es ist also zu erwarten, daß sich im Lauf langer Zeiträume in einem tektonisch in Ruhe befindlichen Gebirge schließlich ein Gleichgewicht einstellen wird zwischen auf der einen Seite der Menge neu zuwachsenden Schuttes — die mit der fortschreitenden Aufzehrung und Einhüllung der freiliegenden Felsoberfläche ja von einem gewissen Zeitpunkte an abnehmen wird — und auf der anderen Seite der Erosionsleistung der freiliegenden Gewässer, die herabgesetzt wird, indem der Schutt Wasser verschluckt und damit die arbeitende Wassermenge verringert.

Nun wissen wir, daß die „große“ (Mindel-Riß-) Interglazialzeit sehr lange gedauert hat: nach PENCK (1909, S. 1162—1169) mindestens das Zwölfwache der seit Rückzug der Würmvergletscherung verfloßenen Zeit, d. h. rund 240 000 Jahre.⁵⁾ Mag diese Ziffer auch mit einem möglichen Fehler von vielleicht 50% behaftet sein, so gibt sie uns doch wenigstens eine ungefähre Vorstellung von der Größenordnung des fraglichen Zeitabschnittes.

Nach dem zuvor Gesagten können wir uns ganz gut vorstellen, daß ein derartig langer Zeitraum hinreichen mag, um die zum Himmel aufragenden Felsgebilde der Alpen weitgehend zu zerstören, und in ihren eigenen Schutt einzuhüllen. Mit anderen Worten: die weitgehende Verschüttung der Alpen im Mindel-Riß-Interglazial wäre nichts anderes als die Funktion der langen Dauer eben dieser Interglazialzeit.

Daß in den anderen Interglazialzeiten Ähnliches in abgeschwächtem

⁵⁾ Ich zitiere diese Schätzung PENCK's, weil ich gegen die modernen Versuche einer absoluten Zeitbestimmung auf astronomischer Basis, offen gestanden, mißtrauisch bin. Solange wir nicht einmal wissen, wie die unter unseren Augen sich vollziehenden Gletschervorstöße eigentlich zustandekommen, solange scheint mir jede noch so genau mathematisch begründete Theorie der Eiszeiten verfrüht.

Ausmaße -- der kürzeren Dauer entsprechend -- erfolgt sein wird, das braucht wohl nicht weiter ausgeführt zu werden.

Eine Antwort erfordert noch die Frage: Was hat diesen Schutt wieder entfernt? Denn was heute noch davon vorhanden, sind im ganzen genommen doch nur klägliche Reste -- so viel es im einzelnen Falle mancherorts scheinen mag.

Man mag da einmal an tektonische Vorgänge denken, die die Erosion neu belebt haben. Eine Ablagerung von Schutt im Abtragungsbereich selbst zeigt ja Stillstand der Erosion an: Sie kann nur stattfinden, wenn dieser keine neue Möglichkeit zur Betätigung geschaffen wird, d. h. in Zeiten tektonischen Stillstandes. Nun scheint aber ein solcher während des Mindel-Riß-Interglazials nicht überall in den Alpen geherrscht zu haben. So ist zum Beispiel die tiefe Zerschneidung des Schweizer Alpenvorlandes in dieser Zeit erfolgt, und wir wissen sogar, daß das Gefälle der Deckenschotter-Sohle sich damals versteilt hat (PENCK & BRÜCKNER 1909, S. 403, 408, 474; R. FREI 1912, S. 141).⁶⁾ Das deutet also auf eine Hebung der Schweizer Alpen in dieser Zeit hin. In den Ostalpen hat eine solche mindestens nicht das gleiche Ausmaß erreicht. Und wir können fragen: Hängt das Fehlen, beziehungsweise die Seltenheit interglazialer Gehängebreccien in den Westalpen eben mit dieser Hebung zusammen? Und gilt Gleiches vielleicht auch bezüglich der zentralen Ostalpen -- sind auch sie gegenüber den Kalkalpen noch jung gehoben worden? Man könnte die heutige Gipfelhöhenverteilung zum Teil wenigstens noch auf solche jungen Vorgänge⁷⁾ beziehen. Jedenfalls wäre dies eine Möglichkeit, das sonst unverständliche Fehlen oder mindestens Zurücktreten der Gehängebreccien in jenen Alpentteilen zu erklären.

Andererseits kann man für ihre Zerstörung die Gletscher der nachfolgenden Vereisungen verantwortlich machen. (Als Schuttaufräumer ist ja der Gletscher, der auf breiter Fläche angreift und sich fast unbegrenzt mit Blöcken jeder Größe beladen kann, dem fließenden Wasser bis zu einem gewissen Grade überlegen!) Insbesondere sprechen dafür gewisse Feststellungen, die schon AMPFERER 1907 machen konnte: daß die interglazialen Breccien nordschauende Gehänge fast ganz und Kare gänzlich meiden; auf jenen hielt sich das Eis ja länger als bei andersartiger Exposition, und Kare sind überhaupt die Hauptstätten glazialer Ausräumung. Es ist auch leicht verständlich, wenn unverfestigt gebliebene Schuttmassen kalkfreier Gegenden (beziehungsweise an ihrer Stelle abgelagerte Lehme? vgl. oben!) der Gletschertätigkeit am schnellsten zum Opfer gefallen sind; dies wäre also eine zweite Möglichkeit, das Fehlen interglazialer Breccien

⁶⁾ FREI verlegt zwar die Hebung wesentlich in die Präglazialzeit, gibt aber (S. 166) die Möglichkeit ihrer Fortdauer während des Eiszeitalters zu.

⁷⁾ Daß solche, zum Teil bis heute fortdauernde Bewegungen existieren, wird ja vielfach angenommen und scheint auch mir in manchen Fällen sehr wahrscheinlich. Für die Frage der Erhaltung interglazialer Breccien aber ist damit an sich nicht viel gewonnen. Das Inntal unterhalb Innsbruck zum Beispiel ist ziemlich sicher in jungquartärer Zeit relativ gesenkt worden (AMPFERER 1921). Wenn nun auf seiner N-Seite die Höttinger Breccie erhalten geblieben ist, auf der S-Seite aber Äquivalente derselben fehlen, so könnte das auf diesem Wege nur verstanden werden, wenn auf der S-Seite die Belebung der Erosion, also die Versteilung der Gehänge, wesentlich stärker war als auf der N-Seite.

in den Zentralalpen zu erklären — die freilich in manchen Fällen, nämlich für die kalkreichen Gegenden (zum Beispiel der Tauern), versagt.

Und beide angedeuteten Erklärungen versagen für Gegenden wie das Semmeringgebiet, das weder in ausgedehntem Umfange vergletschert war⁸⁾ noch auch in irgend nennenswertem Ausmaße jung bewegt worden ist, wie sich zeigen läßt (CORNELIUS 1938 a, S. 141); wo aber trotzdem die Gehängebreccien⁹⁾ gerade so wie anderwärts nur noch in einzelnen Erosionsresten vorliegen, also auch zum großen Teil zerstört worden sein müssen. Muß man da etwa auch eine erhöhte Wassererosion während der Vereisungsperioden heranziehen, bedingt entweder durch die jahreszeitlichen Schmelzwässer der Gletscher und Firnansammlungen oder durch allgemeine Steigerung der Niederschläge (über die ja die Ansichten noch auseinandergehen)? Es gibt ja auch sonst manche Dinge, die sich am besten auf diese Weise deuten ließen, zum Beispiel Erosionsschluchten in anstehendem Fels, in denen heute überhaupt kein Wasser mehr fließt (Kesselgraben an der Rax; Dürrtalgraben an der Hochveitsch u. a.) — für die es kaum eine andere Erklärungsmöglichkeit geben dürfte.¹⁰⁾ Aber selbstverständlich müßte eine solche gesteigerte Wassererosion im ganzen periglazialen Gebiet wirksam gewesen sein. Man käme dann also zu dem Ergebnis, daß nicht so sehr für die Ablagerung als vielmehr für die Wiederentfernung der Schuttmassen klimatische Bedingungen maßgebend gewesen wären, die von den heutigen abwichen.

Jedenfalls bieten die interglazialen Gehängebreccien in mancher Hinsicht Gelegenheit, zur Aufhellung der jüngsten Gebirgsgeschichte beizutragen — Grund genug, ihnen volle Aufmerksamkeit zu widmen!

Zusammenfassung:

Gehängebreccien sicher oder wahrscheinlich interglazialen Alters sind vor allem aus den Kalkzonen der Ostalpen bekannt, fast gar nicht aus den Zentralalpen (soweit sie Hochgebirge sind) und aus den Westalpen. Ihre Anhäufung kann weder tektonisch noch auch klimatisch bedingt sein — gegen letzteres sprechen die Fossilreste in der Höttinger Breccie. Dagegen wird zu zeigen versucht, daß eine weitgehende Schuttumhüllung des Gebirges auch unter den heutigen Bedingungen erfolgen muß, wenn nur genügend Zeit dafür zur Verfügung steht — was besonders im Mindel-Riß-Interglazial der Fall gewesen sein muß. Die Folge tektonischer Eingriffe oder von Änderung des Klimas (während der Vereisungsperioden!) wäre nicht die Anhäufung, sondern vielmehr die Wiederausräumung des Schuttes; auch die angeführten regionalen Verschiedenheiten im Auftreten der Breccien könnten fallweise auf einen dieser Vorgänge zurückgeführt werden.

Angeführtes Schrifttum

AMPFERER, O.: Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. — *Jb. geot. Reichsanst.* **57**, S. 727. Wien 1907.

AMPFERER, O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.* **96**, S. 1. Wien 1918.

⁸⁾ Wenn auch die Vergletscherung zweifellos bedeutender war, als bis vor kurzem angenommen; vgl. CORNELIUS 1933, 1938.

⁹⁾ Bezüglich ihres Alters gilt freilich der obenstehende Vorbehalt — jedoch nur für das Semmeringgebiet im engeren Sinne, nicht aber für die mit Gehängebreccien reich gesegneten steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen!

¹⁰⁾ Näheres gelegentlich in anderem Zusammenhang.

- AMPFERER, O.: Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. -- Jb. geol. Staatsanst. **71**, S. 71—84. Wien 1921.
- AMPFERER, O.: Geologische Karte der Lechtaler Alpen in 4 Blättern 1:25.000 und Erläuterungen dazu. Geol. Bundesanst. Wien 1932.
- AMPFERER, O.: Geolog. Führer für das Kaisergebirge und Karte 1:25.000. Geol. Bundesanst. Wien 1933.
- AMPFERER, O.: Geolog. Führer für die Gesäuseberge mit Karte 1:25.000. Geol. Bundesanst. Wien 1925.
- AMPFERER, O.: Höttinger Breccie und Hafelekar. -- Führer f. d. Quartärexkursionen in Österreich **2**, S. 56. Geol. Bundesanst. Wien 1936.
- CLAR, E.: Die „Eggenberger Bresche“ und das Alter einiger Formengruppen im Bergland von Graz. -- Z. Geomorph. **8**, S. 279. Berlin 1935.
- CORNELIUS, H. P.: Die eiszeitliche Vergletscherung im Semmeringgebiet. -- Z. Glkde. **21**, S. 197, Berlin 1933.
- CORNELIUS, H. P.: Die eiszeitliche Lokalvergletscherung in den Kalkalpen des Oberen Mürztales. -- Z. Glkde. **25**, S. 248. Berlin 1938.
- CORNELIUS, H. P.: Tertiär und Quartär im Mürztal oberhalb Kindberg und seinen Nachbartälern. -- Jb. geol. Bundesanst. **83**, S. 141. Wien 1938 (a).
- CORNELIUS, H. P. & E. CLAR: Geol. Karte des Großglocknergebietes 1:25.000 und Erläuterungen. Geol. Bundesanst. Wien 1935.
- CORNELIUS, H. P. & E. CLAR: Die Großglockner-Hochalpenstraße. in: Führer f. d. Quartärexkursionen in Österreich. Geol. Bundesanst. Wien 1936.
- FREI, R.: Monographie des Schweizerischen Deckenschotter. -- Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. **37**, Bern 1912.
- GAMS, H.: Die Flora der Höttinger Breccie. -- Führer f. d. Quartärexkursionen in Österreich **2**, S. 67. Geol. Bundesanst. Wien 1936.
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz. Leipzig 1919--1922.
- HERITSCHE, F.: Die Entstehung der Hochgebirgsformen. Graz 1927.
- KOEGEL, L.: Beobachtungen an Schuttkegeln in den Ammergauer Bergen. -- Mitt. geogr. Ges. München **14**, München 1920.
- KOEGEL, L.: Die Pflanzendecke in ihren Beziehungen zu den Formen des alpinen Hochgebirges. -- Ostalp. Formenstudien **1/5**, Berlin 1923.
- KOEGEL, L.: Der Schuttmantel unserer Berge. -- Z. D. u. Ö. Alpenver. **55**, S. 1, München 1924.
- LAIS, R.: Zwischen Maas und Mosel. -- Die Kriegsschauplätze 1914 bis 1918 geol. dargestellt. Heft **3**, Berlin 1925.
- OBERTOLZER, J.: Geologie der Glarner Alpen. -- Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. **28**, Bern 1933.
- PENCK, A.: Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördlich Innsbruck. -- Abh. preuß. Akad. Wiss. 1920. phys.-math. Kl. **2**, Berlin 1921.
- PENCK, A.: Die Terrassen des Isartales in den Alpen. -- Abh. preuß. Akad. Wiss., math.-phys. Kl. **1922**, S. 182. Berlin 1922.
- PENCK, A.: Alte Breccien und junge Krustenbewegungen in den bayrischen Alpen. -- Sber. preuß. Akad. Wiss., math.-phys. Kl. **17**, S. 330, Berlin 1925.
- PENCK, A. & E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. I—III, Leipzig 1909.
- SCHWINNER, R.: Kristallines Erratikum in 2650 m Meereshöhe auf dem Hauptkamm der Brentagruppe (Südwesttirol). -- Verh. geol. Reichsanst. **1912**, S. 173, Wien 1912.
- WEIRLI, H.: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereiche der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. -- Jb. geol. Bundesanst. **78**, S. 363, Wien 1928.
- SPENGLER, E.: Blatt Schneeberg—St. Ägyd. -- Erl. geol. Spezialkarte Österreich 1:75.000, Geol. Bundesanst. Wien 1931.

Das Alttertiär des Promina-Berges und eine mitteleozäne Gebirgsbildung in Dalmatien

VON HANS WILHELM QUITZOW, Berlin

(Mit 2 Abbildungen)

Im folgenden soll kurz über die Ergebnisse geologischer Studien am Promina-Berge in Norddalmatien berichtet werden. Dieser über 10 km lange Bergrücken, welcher nördlich von Drniš fast 1000 m über seine Umgebung emporragt, ist in der geologischen Literatur schon häufig genannt worden. Er wird hauptsächlich von jenen in Norddalmatien sehr verbreiteten fossilarmen Gesteinen des Alttertiärs aufgebaut, die nach diesem Vorkommen als „Promina-Schichten“ bezeichnet werden. DE STEFANI (1903) und DAINELLI (1901) haben die Schichten des Promina-Berges als Oligozän oder Untermiozän angesehen. Nach SCHUBERT (1905) gehören die Promina-Schichten in ihrer Gesamtheit ins Obereozän und Oligozän. Auch OPPENHEIM (1901) führt oligozäne Fossilien an (aus dem höchsten Teil der Schichtfolge des Promina-Berges). F. v. KERNER hat dagegen auf der geologischen Karte 1:75.000, Blatt Kistanje—Drniš, einen Teil der Gesteine des Promina-Berges unter der Signatur „Obere Nummulitenschichten“ ins Mitteleozän gestellt und diese Einordnung auch durch Mollusken- und Korallenfaunen belegt (1894b). Die stratigraphischen Deutungsversuche gehen also erheblich auseinander.

Im folgenden wird zunächst versucht, unter Berücksichtigung der älteren Untersuchungsergebnisse von der Tektonik her Klarheit über die stratigraphischen Verhältnisse zu gewinnen. Zum Schluß wird auf die Bedeutung einer in zeitlicher Hinsicht ungewöhnlichen Diskordanz an der Basis der Promina-Schichten eingegangen.

A. Die Schichtfolge des Promina-Berges

Der Unterbau des Promina-Berges wird von mächtigen Kalken und Dolomiten der Kreide sowie von Alveolinenkalken des tieferen Mitteleozäns gebildet. Zwischen Kreide und Terliär sind in der südwestlich benachbarten Zone vielfach auch Schichten der sogenannten Liburnischen Stufe eingeschaltet. Diskordant über all diesen Gesteinen liegen die Promina-Schichten in einer Gesamtmächtigkeit von über 1000 m. Sie bestehen im wesentlichen aus groben Kalkkonglomeraten und dickbankigen Kalken mit mehreren Einschaltungen vorwiegend mergeliger Serien.

Die Folge der Promina-Schichten beginnt bei Drniš mit über 300 m mächtigen Kalkkonglomeraten, die namentlich nahe der Basis rötliche dünn-schichtige Kalke enthalten. Höher sind häufig graue dickbankige Kalke eingeschaltet. Die Gerölle der Konglomerate bestehen aus Kalken des Mesozoikums und tieferen Alttertiärs (Alveolinen- und Nummulitenkalk), ihr Durchmesser beträgt bis zu 2 dm.

Über diesen Konglomeraten folgt an der SW-Seite des Promina-Berges in allmählichem Übergang eine 100 bis 150 m mächtige Serie von dickbankigen gelben Mergeln und splitterig brechenden Mergelkalken, dunkelgrauen und bläulichen Tonmergeln, dunklen Tonen mit kleinen Kohlen-

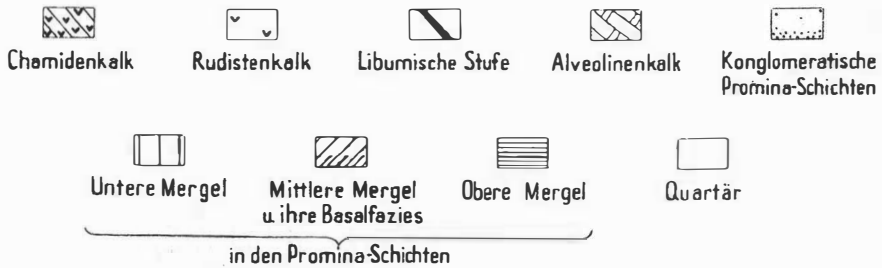
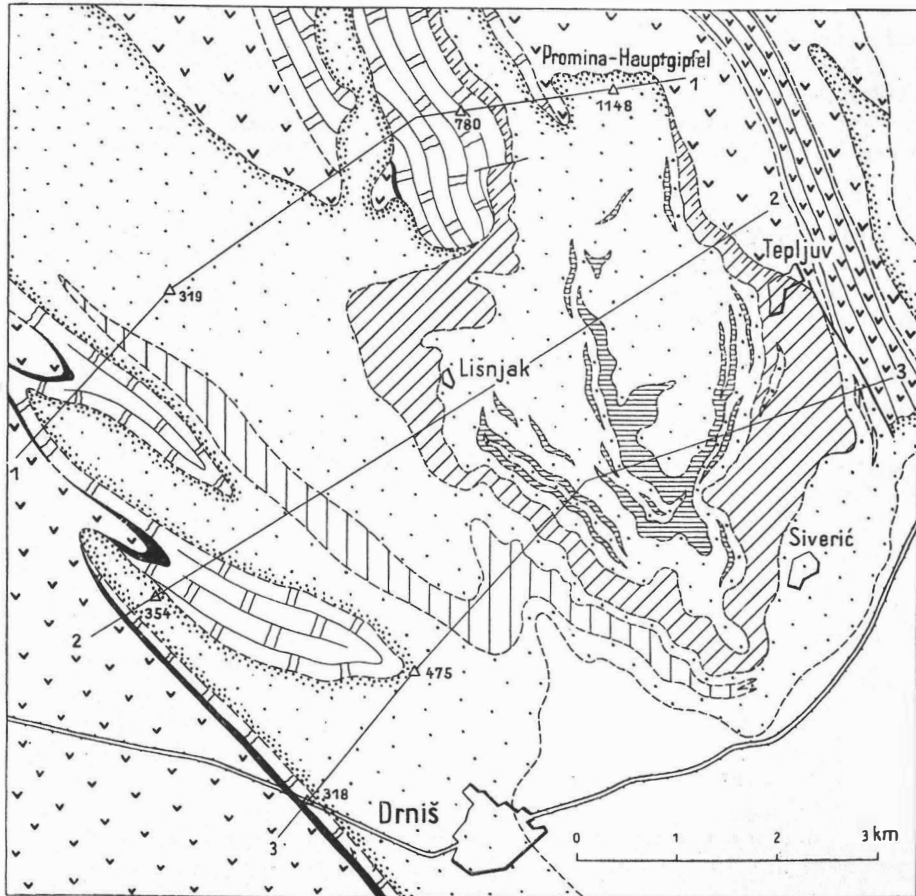


Abb. 1.

Geologische Übersichtsskizze des Gebietes um den Promina-Berg. Nach der geologischen Karte 1:75.000 und eigenen Beobachtungen.

Die Basalfazies der „Mittleren Mergel“ ist durch dichtere Schrägschraffen gekennzeichnet.

flözen sowie einzelnen Konglomeratlagen. Die Mergel führen häufig Pflanzenreste und kleine Muscheln und Schnecken. Nach SE hin geht diese Mergel einlagerung seitlich in Konglomerate und Kalke über.

Diese unterste Mergelserie wird von sehr wechselnd mächtigen Kalkkonglomeraten (maximal 200 m) überlagert, welche den basalen Konglomeraten völlig gleichen. Sie werden nach oben durch eine Verlandung abgeschlossen, welche an der E-Seite des Promina-Berges zur Bildung eines ausgedehnteren Kohlenflözes führte. Die Kohle ist durchschnittlich 10 m mächtig, schwillt aber bis zu 30 m (STEGEL, 1903) an und hat zu dem bekannten Bergbau von Siverić geführt.

Über dem Kohlenflöz erfolgt eine sehr deutliche marine Ingression, welche die Ablagerung einer durchschnittlich 100 m mächtigen, stellenweise aber bis zu fast 200 m anschwellenden Mergel- und Kalkserie zur Folge hat. Diese beginnt mit 10 bis 20 m mächtigen, dünnplattigen, stark bituminösen Kalken, welche neben marinen Muscheln auch häufig eingeschwemmte Landpflanzenreste enthalten. Sie werden überlagert von 10 bis 15 m mächtigen, zu unterst schwarzen, bituminösen, höher dunkelblaugrauen Tonen und Mergeltonen mit Mollusken und Korallen. Nach oben stellen sich mit zunehmendem Kalkgehalt allmählich dickbankige, dunkle und schließlich helle Mergelkalke mit schaligem Bruch ein.

Nach oben gehen diese Scherbenkalke durch Wechsellagerung wieder in mehrere 100 m mächtige Kalkkonglomerate und Kalke über, denen im S-Teil des Promina-Berges eine etwa 100 m mächtige oberste Mergelzone eingeschaltet ist. Diese Mergel sind nicht so durchlaufend und einheitlich entwickelt wie die unteren und mittleren Mergel. Sie stellen vielmehr eine Häufung einzelner linsenförmiger Einlagerungen zwischen den Konglomeraten dar. Charakteristisch für diese obere Mergel einschaltung sind weiche gelbliche und weiße, seltener auch dunkelgraue Tonmergel mit marinen Fossilien. Im S-Teil des Promina-Rückens findet sich zwischen den Mergellinsen auch ein in der Literatur oft erwähnter Süßwasserkalk. Die obersten Konglomerate und Kalke über der Mergelserie setzen den Gipfel und das Plateau des Promina-Berges zusammen.

Das im vorhergehenden beschriebene Schichtprofil ändert sich nach N hin, in Richtung auf den Hauptgipfel des Promina-Berges. Wie schon aus der geologischen Karte 1:75.000 zu ersehen ist, keilen nämlich nach N zunächst die oberen und schließlich auch die mittleren Mergel völlig aus, und die höchsten Konglomerate der Promina-Schichten greifen bis auf die mesozoische Unterlage vor. Im einzelnen ist diese Transgression an der E-Seite des Promina-Berges, im Seitental oberhalb Tepljv, gut erschlossen und Schritt für Schritt zu verfolgen. Im unteren Teil dieses Tales liegt die Serie der mittleren Mergel noch normal über den tieferen Promina-Konglomeraten. Wenig südöstlich der Häusergruppe Tepljv greifen die mittleren Mergel mit ihren basalen bituminösen Plattenkalken jedoch über die liegenden Konglomerate hinaus bis auf die Oberkreide vor; gleichzeitig gehen die Plattenkalke seitlich in dünnplattige, bitumenfreie, muschelreiche Mergelkalke und Kalkbreccien über. Stellenweise sind diese Basalbreccien auch reich an Nummuliten, Discocyclinen und anderen Foraminiferen. Sie werden von den dunklen Mergeltonen und den Scherbenmergeln der mittleren Mergelserie überlagert. Weiter nördlich keilen auch diese aus, wobei aber jede Schicht über die unmittelbar liegende hinaus

ein wenig weiter auf die mesozoische Unterlage vorgreift (siehe Abb. 2, mittleres Profil). Die Mergeltone und Mergel gehen dabei in eine rein kalkige Basal- und Randfazies über, welche durch dickschalige Muscheln und Schnecken als Strandbildung gekennzeichnet ist. Am Gipfel des Promina-Berges liegen schließlich die oberen Konglomerate der Promina-Schichten auf der Kreide, während die viele 100 m mächtige Schichtfolge, welche wenige Kilometer weiter südlich dazwischen liegt, hier vollständig ausgekeilt ist.

Dem Bilde der Transgression der höheren Promina-Schichten entspricht auch die vertikale Faziesverteilung im Schichtprofil. Die mächtigen basalen Konglomerate mit ihren bis kopfgroßen Geröllen sind eine ziemlich randliche Bildung. Die etwas höher eingeschalteten Kohlenflöze unterstreichen diesen randlichen Charakter noch. Erst in der Höhe der mittleren Mergel, welche schon beträchtlich nach N und NE vorgreifen, stellt sich im S-Teil des Promina-Bergrückens eine rein marine, randfernere Fazies ein. In den oberen Konglomeraten sind sodann die Gerölle im allgemeinen kleiner und die Einschaltungen von geröllfreien Kalken und Mergeln häufiger als in den tieferen Konglomeratfolgen.

B. Das Alter der Promina-Schichten

Auf das Alter der Promina-Schichten deutet einmal ihre Lage über den frühmitteleozänen Alveolinenkalken hin. In den südwestlich anschließenden Gebieten überlagern die Promina-Schichten auch noch den typisch mittellutetischen Nummulitenkalk, welchen sie am Promina-Berge andererseits schon als Geröll führen. Die Promina-Schichten sind also auch jünger als Mittellutet. Eine direkte Altersbestimmung macht Schwierigkeiten, da sich Fossilien nur spärlich und nicht in allen Teilen der Schichtfolge finden. Immerhin hat v. KERNER (1894 b) von Tepljov Mollusken und von der W-Seite des Promina-Berges Korallen beschrieben, welche noch dem Mitteleozän angehören. Ich selber fand in den fossilführenden Schichten von Tepljov zahlreiche Discocyclusen sowie *Nummulites perforatus* D'ORB., welche letzterer ebenfalls auf Mitteleozän hindeutet. v. KERNER faßt nun die Fossilsschicht von Tepljov als Rest älterer Serien auf, über welche die Promina-Schichten hinweggreifen sollen. Er stellt sie mitteleozänen Mergeln gleich, welche weiter südwestlich große Verbreitung besitzen („Obere Nummulitenschichten“ der geologischen Karte 1:75.000). Tatsächlich stellen die fossilführenden Schichten von Tepljov aber, wie S. 182 gezeigt wurde, die Basalfazies der mittleren Mergelserie des Promina-Berges dar, gehören also durchaus zu den Promina-Schichten. Da diese jünger als Mittellutet sind (siehe oben), muß man die mitteleozäne Fauna von Tepljov als oberlutetisch deuten. Damit erhält also der gesamte tiefere Teil der Promina-Schichten einschließlich der mittleren Mergel ein oberlutetisches Alter — im Gegensatz zu den meisten früheren Deutungen, welche nach den wenigen sonst noch bekannten Fossilien für die gesamte Serie ein obereozänes bis oligozänes Alter annahmen.¹⁾

Auch in den oberen Mergelagerungen des Promina-Berges fanden sich stellenweise Fossilien. Etwa 2 km südsüdwestlich vom Hauptgipfel

¹⁾ Die noch etwas jüngere Altersdeutung von DAINELLI stützt sich auf schlecht erhaltene Mollusken, welchen kein leitender Wert zukommt.

beobachtete ich zahlreiche Operculinen. OPPENHEIM (1902) erwähnt aus den obersten Mergeln des Promina-Berges den unteroligozänen *Pecten bronni* М.А.У.С.М. Diese Schichten sowie die mit ihnen verknüpften Konglomerate sind also tatsächlich jünger als die Hauptmasse der Promina-Schichten und ins Untere Oligozän zu stellen. Das Obereozän, welches in der Schichtfolge ja ebenfalls enthalten sein muß, kann nur sehr kümmerlich entwickelt sein und ist bisher noch nicht sicher nachgewiesen.

Die sich aus dem Vorhergehenden ergebende mächtige Entwicklung des Mitteleozäns, welches neben den insgesamt bis über 300 m mächtigen Alveolinen- und Nummulitenkalken auch noch den Hauptteil der bis über 1000 m mächtigen Promina-Schichten umfaßt, ist im Mediterrangebiet keine vereinzeltete Erscheinung. Im Südpennin und in Sizilien zum Beispiel liegt ebenfalls ein mächtiges Oberlutet in Flysch- oder Konglomeratfazies über mittellutetischen Nummulitenkalken, während das Obereozän fehlt oder nur sehr geringmächtig ist.

C. Die Lagerungsverhältnisse am Promina-Berge

Die Tektonik des Promina-Gebietes wird beherrscht durch einen intensiven Faltenbau (siehe Abb. 2) in dinarischem NW—SE-Streichen. Gelegentlich ist auch eine etwa E—W-streichende Querfaltung bemerkbar. Entsprechend den Verhältnissen in der gesamten dinarischen Küstenzone herrscht eine kräftige SW-Vergenz der Falten und Schuppen durchaus vor. Nur der Promina-Bergrücken selbst ist durch eine fast horizontale, nur ganz schwach muldenförmige Lagerung ausgezeichnet.

D. Die mitteleozäne Gebirgsbildung an der Basis der Promina-Schichten

Neben der Hauptfaltung des Gebietes, welche sich nach Ablagerung der Promina-Schichten, das heißt nach dem Oligozän ereignete, tritt am Promina-Berge aber auch eine ziemlich kräftige Vorfaltung in Erscheinung, welche durch die Diskordanz an der Basis der Promina-Schichten gekennzeichnet wird. In Karte und Profil tritt diese Gebirgsbildung gleich deutlich hervor. Auf kurze Entfernung greifen die Promina-Schichten mit kräftiger Winkeldiskordanz über die liegenden Alveolinenkalke hinweg bis auf die Rudistenkalke, südöstlich Tepljov sogar bis auf die tieferen Chamidenkalke der Kreide vor.

Die zeitliche Einordnung dieser Gebirgsbildung läßt sich mit großer Schärfe durchführen. Am Promina-Berge läßt sich aussagen, daß sie sich nach Ablagerung des tiefmitteleozänen Alveolinenkalkes und vor der Bildung der oberlutetischen Promina-Schichten ereignete. 7 km südwestlich und 15,5 km westnordwestlich Drniš, bei Paukovoselo, beziehungsweise am Wasserfall „Roški slap“ an der Krka überlagern die gleichen oberlutetischen Promina-Schichten aber auch noch diskordant den mittellutetischen Nummulitenkalk und frühoberlutetische Mergel. Daraus ergibt sich, daß sich die Gebirgsbildung in mitten des Oberlutets ereignete. Als Folge der durch die Faltung verursachten Hochbewegung erscheinen die Nummuliten- und Alveolinenkalke bereits in den tiefsten Lagen der transgredierenden Promina-Schichten aufgearbeitet. Die Zeit der orogenen Hochbewegung und der Abtragung vor der erneuten Senkung und Sedimentation

der Promina-Schichten kann nur relativ sehr kurz gewesen sein. Sie genügte trotzdem zu einer weitgehenden Denudation, so daß im Gebiet des Promina-Berges die gesamten ursprünglich hier vorhanden gewesenen Nummulitenkalke sowie ein großer Teil der Alveolinenkalke wieder entfernt wurden. Auf der so entstandenen Rumpffläche kam es ferner zur Bildung festländischer Bauxitlager, welche im Promina-Gebiet sehr häufig die Grenze zwischen der Abtragungsfläche und den transgredierenden Konglomeraten kennzeichnen.

Die mitteleozäne Vorfaltung hat einen schmalen Streifen im Innern der dinarischen Küstenzone betroffen, der von Novigrad bis Spalato zu verfolgen ist. In den äußeren, küstennäheren Teilen Dalmatiens fehlt

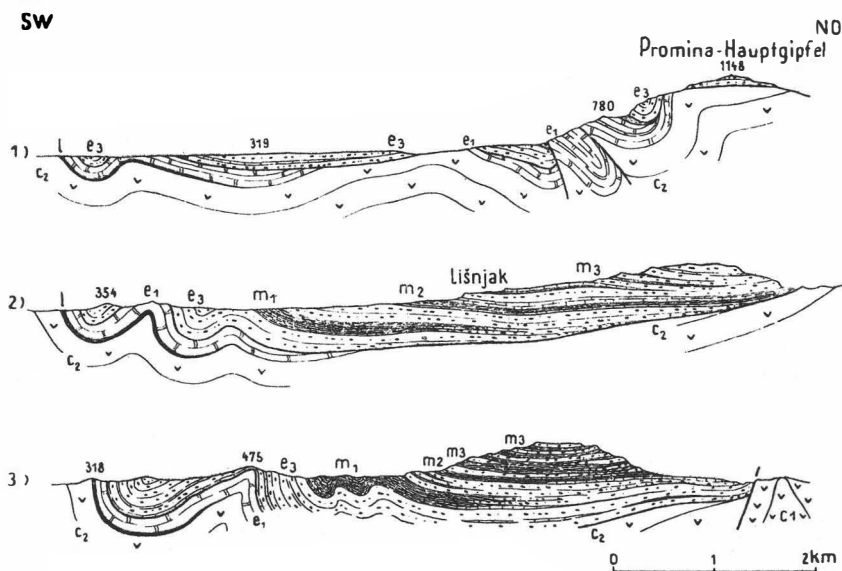


Abb. 2.

Profile durch den Promina-Berg bei Drniš.

c_1 = Chamidenkalk, c_2 = Rudistenkalk, l = Liburnische Stufe, e_1 = Alveolinenkalk, e_3 = Konglomerate der Promina-Schichten, m_1, m_2, m_3 = untere, mittlere und obere Mergel in den Promina-Schichten.

diese Gebirgsbildung dagegen völlig; hier herrscht Konkordanz in der gesamten Schichtfolge von der Oberkreide bis ins höchste Alttertiär.

Gebirgsbildungen im höheren Mitteleozän sind bisher nur wenig bekannt geworden. Im Südpennin geht bei Atena und Brienza (Basilicata) im Val Diano eine stärkere Diskordanz aus dem geologischen Kartenbild hervor (Blatt Potenza der geologischen Karte 1:100.000). Es keilen hier auf etwa 1 km Entfernung 400 m mächtige Mittellutetkalke unter dem Oberlutetflysch aus. In Nordkalabrien sind Aufarbeitungen von mittel-lutetischem Nummulitenkalk im Oberlutetflysch bekannt (QUITZOW, 1935). Häufig sind im Südpennin auch Diskordanzen zwischen mesozoischen Schichten und dem Oberlutetflysch, welche zum Teil vielleicht auf Bewegungen im Mitteleozän zurückzuführen sind.

In Nordostsizilien erfolgte wahrscheinlich sogar die Hauptfaltung in dieser mitteleozänen Phase.²⁾ In die Faltung miteinbezogen ist hier nämlich ein postsenoner Tonflysch, welcher Dan, Paleozän und tieferes Eozän vertreten kann. Daß er tatsächlich Eozän enthält, wird durch Fossilfunde wahrscheinlich gemacht, welche DI STEFANO & CORTESE von Giardini anführen; sie nennen aus dieser (von ihnen für Obereozän gehaltenen) Serie *Orbitoides (Discocyclina) dispansa* Sow. und *Operculina ammonica* LEYM. Dieser Flysch wird mit starker Diskordanz von fossilführenden Oberlutetkonglomeraten überlagert. Einige kleine Kalklinsen mit großen Nummuliten von mittellutetischem Charakter an der Basis der Konglomerate gehören ebenfalls zur übergreifenden Serie, so daß hier die Diskordanz etwas älter wäre als in Dalmatien.

Orogene Bewegungen im Mitteleozän sind ferner in Nordafrika, vor allem im Küstengebiet von Algerien nachgewiesen worden. Aus einigen Blättern der geologischen Karte 1:50.000 (Arba, Smendou, La Mahouna) geht hervor, daß hier vielfach mitteleozäne Nummulitenschichten diskordant von einer klastischen Serie überlagert werden, welche ebenfalls noch lutetische Foraminiferen (zum Beispiel *Nummulites perforatus*) enthält.

Endlich sind Gebirgsbildungen des gleichen Alters auch aus dem Balkanvorland Nordostbulgariens beschrieben worden (BONČEV, 1910). Hier haben sich zwischen Lutet und Auvers Bewegungen germano-typer Art ereignet, welche sich im Vergleich zu anderen orogenen Phasen in diesem Gebiet allerdings nur schwach geäußert haben.

Alle diese Gebirgsbildungen liegen zeitlich so nahe bei der pyrenäischen Faltung STILLES, welche sich im höchsten Eozän (vor dem Ludien) ereignete, daß man auch die mitteleozänen Bewegungen als zugehörig zu ihr betrachten muß. Man kann daher nur BONČEV zustimmen, welcher für die mitteleozäne Faltung die Bezeichnung altpyrenäisch oder pyrenäische Faltung I gewählt hat. Diese Gebirgsbildung tritt meistens für sich allein auf, ohne daß Bewegungen der pyrenäischen Hauptphase am Ende des Eozäns nachfolgten. Seltener wirkte sie als pyrenäische Vorfaltung, wie es in Bulgarien der Fall zu sein scheint.

Literatur

BONČEV, E., Aus der alpidischen Tektonik Bulgariens. — Z. bulgar. geol. Ges., **12**, S. 155—247. Sofia, 1910.

DAINELLI, G., Il miocene inferiore del Monte Promina in Dalmazia. — Palacontogr. Italica, **7**, S. 235—285. Pisa, 1901. — [1901 a.]

DAINELLI, G., Il miocene inferiore di Monte Promina in Dalmazia. — Atti Rend. Acc. dei Lincei (5), **10**, 1, S. 50—52. Rom, 1901. — [1901 b.]

KERNER, F. VON, Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dernis in Dalmatien. — Verh. geol. Reichsanst. 1894, S. 75—81. Wien, 1894. — [1894 a.]

KERNER, F. VON, Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung des Petrovo polje in Dalmatien. — Verh. geol. Reichsanst. 1894, S. 406—416. Wien, 1894. — [1894 b.]

KERNER, F. VON, Geologische Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie, 1:75.000. Blatt Kistanje—Drniš, mit Erläuterungen. Wien, 1901.

OPPENHEIM, P., Über einige alttertiäre Faunen der österreichisch-ungarischen Monarchie. — Beitr. z. Pal. Österreich-Ungarns, **13**, S. 145—277. Wien und Leipzig, 1901.

²⁾ 1935 habe ich diese Gebirgsbildung in Nordostsizilien noch als laramisch (voreozän) beschrieben.

OPPENHEIM, P., Über die Fauna des Monte Promina in Dalmatien und das Auftreten von Oligocän in Macedonien. — Zbl. Min., Geol., Pal. 1902, S. 266—281. Stuttgart, 1902.

QUITZOW, H. W., Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. III, 13, S. 63—179. Berlin, 1935.

QUITZOW, H. W., Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im norddalmatinischen Alttertiär. — Jb. Reichsst. Bodenforsch., 62, f. 1941.

SCHUBERT, R. J., Das Verbreitungsgebiet der Promina-Schichten im Kartenblatte Novigrad—Benkovac (Norddalmatien). — Jb. geol. Reichsanst., 54, S. 461—510. Wien, 1905. — [1905 a.]

SCHUBERT, R. J., Zur Stratigraphie des istrisch-norddalmatinischen Mittelcozäns. — Jb. geol. Reichsanst., 55, S. 153—188. Wien, 1905. — [1905 b.]

SERVICE GÉOLOGIQUE DE L'ALGÉRIE. Carte géologique détaillée, 1:50.000. Feuille Arba (42), Smendou (52), La Mahouna (76).

STACHE, G., Die Liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte. — Abh. geol. Reichsanst., 13, S. 1—170. Wien, 1889.

STEFANI, C. DE, Viaggio nella penisola balcanica. — Boll. soc. geol. ital., 14, S. 283—284. Rom, 1895.

STEFANI, C. DE, Géotectonique des deux versants de l'Adriatique. — Ann. Soc. géol. de Belgique, 33, Mém., S. 193—278. Lüttich, 1905—06.

STEFANO, G. DI. & CORTESE, E., Guida geologica dei dintorni di Taormina. — Boll. soc. geol. ital., 10, S. 197—246. Rom, 1891.

STEGL, K., Die Mineralkohlen Österreichs, Abschnitt Dalmatien. — In „Die Mineralkohlen Österreichs“, herausgeg. vom Komitee des Allg. Bergmannstages Wien 1903, S. 186—198. Wien, 1903.

STILLE, H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.

Die Entstehung der Stauchmoränen am Niederrhein und ihre Bedeutung für die Kenntnis des tieferen Untergrundes

Von A. ZÖLLER, Berlin

(Mit 3 Abbildungen.)

Auf der linken Rheinseite liegen zwischen Krefeld und Nymwegen auf einem 56 Kilometer langen Zug kuppen-, rücken- und plateauartige Erhebungen. Sie sind 30 bis 80 m hoch und überragen die Niederterrasse um 5 bis 55 m. Weil sie sich inselartig aus dieser ebenen Fläche erheben, hat man sie „Inselberge“ genannt.

Die Erhebungen bestehen aus Kies und Sand der Rheinhauptterrasse, denen eine Tonbank, der „Inselbergton“, eingeschaltet ist.

Das Bemerkenswerte der Inselberge ist die Tatsache, daß ihre Schichten die söhliche Lage meist verloren haben und zu Sätteln und Mulden gestaucht worden sind.

Die Inselberge liegen innerhalb und nicht fern der südlichen Grenze der norddeutschen Vereisung. Es gibt über sie eine umfangreiche Literatur, in der nie bestritten wird, daß ihre Entstehung mit der Eisüberdeckung zusammenhängt und daß sie zu den im Glazialdiluvium weit verbreiteten Stauchmoränen gehören, worunter in dieser Arbeit nur solche Erhebungen verstanden werden, die durch Stauchung der Schichten im Untergrund des Eises, also in der von nordischen Geschieben freien, präglazialen Rheinhauptterrasse, entstanden sind.

Über das Alter der Stauchmoränen herrscht nach der langjährigen Aufnahme der Geologischen Landesanstalt am Niederrhein Klarheit. Sie gehören zur zweiten Vereisung, zur Saalceiszeit. Das reichsdeutsche Niederrheingebiet ist nur einmal, und zwar nach der Bildung der Älteren Mittelterrasse vereist gewesen. Dagegen ist die Auffassung über die Entstehung der Stauchmoränen geteilt. Die einen, und dazu gehören FLIEGEL (1909), KRAUSE (1909) und KEILHACK (1915), verlegen ihre Entstehung in die Zeit des abschmelzenden Gletschers. Sie glauben, das Eis habe bei einer Stillstandslage durch Schub und Druck den Untergrund aufgestaucht, und halten daher die Inselberge für gestauchte Endmoränen. Die anderen, darunter STEFGER (1913) und WILDSCHREY (1924), sehen im vorrückenden Gletscher die Entstehungsursache. Er soll am linksseitigen Gehänge des Rheintals auf Widerstand gestoßen und dessen Schichten durch seinen Schub zusammengestaucht haben.

Keine dieser beiden Anschauungen ist befriedigend. Führt man die Bildung der Stauchmoränen auf den Druck des Eises bei einer Stillstandslage zurück, so müßten mit ihnen auch endmoränenartige Aufschüttungen verbunden sein, die am linken Niederrhein aber fehlen. Auch Gründe mechanischer Art sprechen gegen eine solche Entstehung. Angenommen, das abschmelzende Eis habe an seinem Rand noch einen Steilhang von 50 m Höhe besessen, so entspräche dies einem Druck von 50 t auf 1 m² seiner Unterlage. Es ist nicht denkbar, daß dieser Druck genügt, um eine bis 30 m mächtige Kiesschicht wulstartig vor sich aufzupressen und noch dazu in Sättel und Mulden zu falten. Man bedenke, daß mächtige Bauwerke, wie der Kölner Dom, die Pfeiler langer Rheinbrücken, hohe Schornsteine und Hochöfen im Kies der Rheinterrassen ein sicheres Fundament haben.

Die zweite Anschauung, nach der das vorrückende Eis am linken Abhang des Rheintals einen Widerstand gefunden und dessen Schichten gestaucht haben soll, erscheint zunächst glaubhafter. Ihre Verfechter gehen von der richtigen Vorstellung aus, daß beim Vorrücken des Eises schon ein tieferes, in die Hauptterrasse eingesenktes Bett des Rheins bestanden habe. Auch ihre Behauptung, daß nur die Schichten am linken, dem vorrückenden Eis zugekehrten Rheintalabhang gestaucht seien, findet Zustimmung. Aber diese Tatsache kann nicht als beweiskräftig angesehen werden, da auch auf der linken Talseite ungestauchte Schichten vorkommen. So ist von dem großen Plateau der „Leuchte“ (Blatt Rheinberg), dessen Ostkante den linken Abhang des Rheintals bildet, nur der südliche Zipfel gestaucht. Ebenso besteht der Egelsberg (Blatt Krefeld) aus sölilig gelagerten Schichten, während sie am Hülserberg, 4 Kilometer weiter westlich, gestaucht sind.

Alle bisherigen Erörterungen über Stauchmoränen gingen davon aus, daß die einzige Ursache ihrer Entstehung in Wirkungen des Inlandeises zu suchen sei. Verfasser ist auf Grund der geologischen Spezialaufnahme am Niederrhein, an der er beteiligt war, zu anderer Anschauung gekommen.

Die Grundlage seiner Untersuchung bildet die geologische Karte des Meßtischblatts Mors (1929), einerseits, weil auf ihrem Gebiete Stauchmoränen in ausgezeichneter Weise aufgeschlossen sind, andererseits, weil die Bearbeiter E. ZIMMERMANN & P. G. KRAUSE in klarer Weise die Geo-

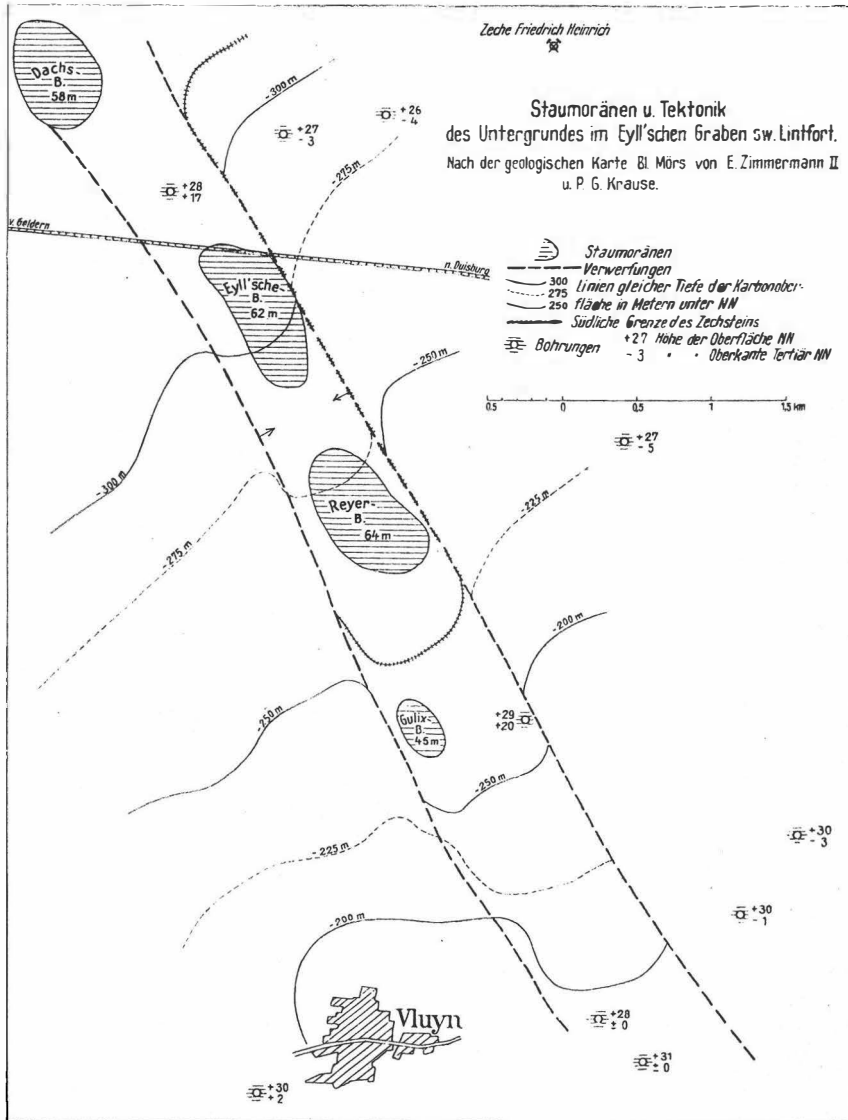


Abb. 1. Lageplan.

logie der Oberfläche mit der Tektonik des Untergrundes in der Darstellung auf der Karte verbunden haben.

Im nordwestlichen Teil von Blatt Mörs reihen sich südwestlich von Lintfort auf einem $5\frac{1}{2}$ Kilometer langen Streifen, von Süden angefangen, folgende Inselberge mit gestauchten Schichten aneinander: Gulix-, Reyer-, Eyll'sche und Dachsberg (Abb. 1). Diese Hügelkette verläuft nordnordwestlich und folgt damit dem Streichen der Hauptsprünge am linken Nieder-

rhein. Bohrungen und Grubenaufschlüsse der Zeche Friedrich Heinrich bei Lintfort haben nun nachgewiesen, daß der Gebirgssstreifen, auf dem die Inselberge liegen, im E und W von Sprüngen gleichen Streichens begrenzt wird. Es ist der in der Tektonik dieses Kohlenreviers bekannte Eyllsche Graben.

Nach einem Zusammenhang dieser Tektonik mit der Entstehung der Stauchmoränen zu suchen, lag daher nicht fern. Er wäre dann anzunehmen, wenn in der Entstehungszeit der Stauchmoränen, also im Diluvium, noch tektonische Bewegungen stattgefunden hätten. Das muß aber als sicher gelten. Nach WUNSTORF & FLIEGEL (1910) ist noch die Mittelterrasse von ihnen betroffen worden, und Erdbeben deuten darauf hin, daß der niederrheinische Boden auch heute noch nicht zur Ruhe gekommen ist. Auch QUIRING (1926) und ZIMMERMANN (1928) haben sich eingehend mit jungen Bodenbewegungen am Niederrhein beschäftigt.

Der Einwand, daß es aussichtslos sei, einen karbonischen Graben mit Erhebungen an der Erdoberfläche der Entstehung nach in Zusammenhang zu bringen, kann leicht widerlegt werden, weil es bekannt ist, daß Verwerfungen ihr Einfallen in den Perioden die Erdgeschichte gewechselt haben. Gerade auf den NNW-Sprüngen haben am Niederrhein in nachkarbonischer Zeit Schaukelbewegungen stattgefunden (FLIEGEL 1922). Für den Eyllschen Graben haben wir aber auch durch Bohrungen den unmittelbaren Beweis einer Hebung in nachtertiärer Zeit.

Nach den Bohrverzeichnissen in den Erläuterungen zu Blatt Mörs lag die Oberkante des Tertiärs (Abb. 1):

Im Eyllschen Graben	Östlich des Eyllschen Grabens
+ 17 m NN	— 3 m NN
+ 21 m	— 4 m
	— 5 m
	— 3 m
	— 1 m

Demnach liegt die Oberkante des Tertiärs im Durchschnitt innerhalb der Grabenscholle 23 m höher als östlich von ihr.

Westlich des Grabens ist nur das Ergebnis einer Bohrung bekannt mit einer Lage der Tertiäroberkante bei + 2 m NN.

Nach S zu senkt sich die Oberkante des Tertiärs schnell und liegt 2½ Kilometer südlich des Gulixbergs bei ± 0 m NN. Wie der junge Horst findet auch der karbonische Graben in dieser Richtung bald sein Ende.

Wir können uns nun, wenn wir die Gewißheit vom Aufsteigen der Eyllschen Grabenscholle in diluvialer Zeit haben, folgende Vorstellung von der Entstehung der Stauchmoränen, die auf ihr liegen, machen (Abb. 2).

Während das Inlandeis das Niederrheingebiet bedeckte, stieg die Eyllsche Grabenscholle empor, es bildete sich unter der Eisdecke ein Horst. Er bot dem vorrückenden Gletscher ein Hindernis, das er nicht durch Ausweichen nach oben überwinden konnte, weil der Druck der Eislast an seiner Sohle zu groß war. Der Gletscher mußte daher durch seine Schubkraft auf die emporsteigende Schollenwand drücken und sie zu

flachen, später steilen und schließlich überkippten Sätteln und Mulden zusammenstauchen.

Ein Umstand darf nicht übersehen werden, ohne den die Faltung der Kiesschichten kaum möglich gewesen wäre, das ist der gefrorene Boden unter der Eisdecke. Eine Faltung der Kiesschichten, wie sie Abb. 3

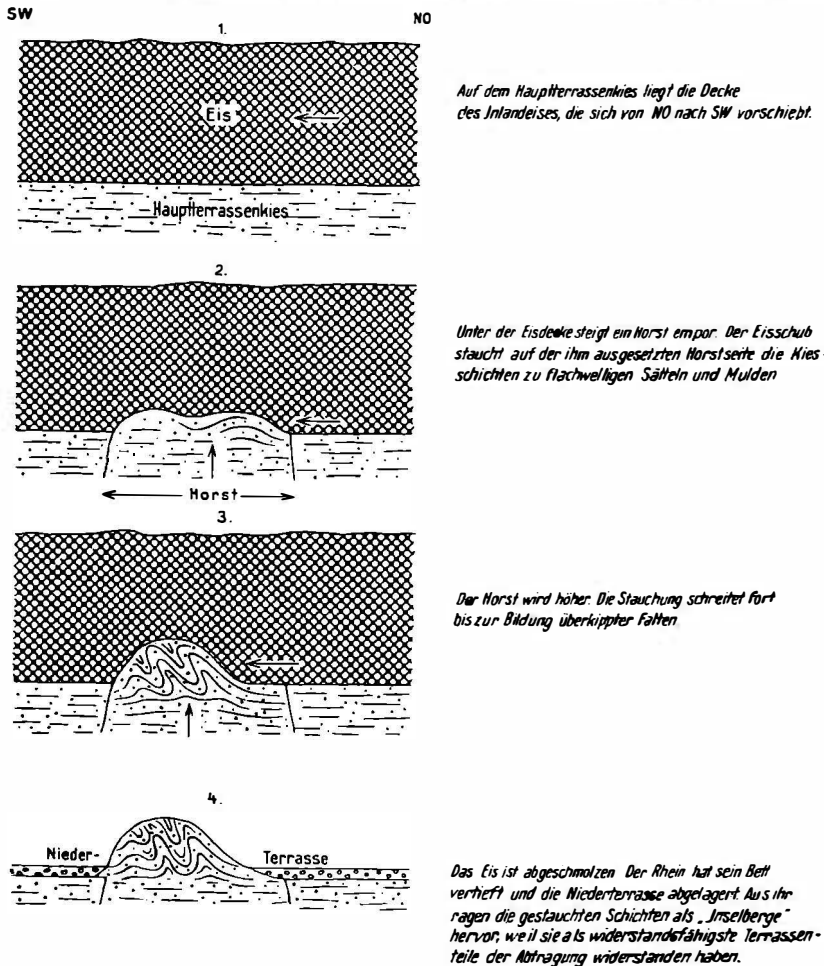


Abb. 2.

Schematische Darstellung der Entstehung von Stauchmoränen am linken Niederrhein.

zeigt, in lockerem Zustand unter Erhaltung ihrer Schichtung ist schwer denkbar. Das Eis hätte die lockeren Massen durchknetet, abgetragen und in der Grundmoräne weiter geschleppt. Die Tiefe des gefrorenen Bodens reicht in Sibirien nach WOLDSTEDT (1929) noch heute bis zu 70 m und wird in diluvialer Zeit nicht geringer gewesen sein.

Die Faltung mußte ihr Ende erreichen, als die Scholle sich soweit

gehoben hatte, daß die Grenze des gefrorenen zum frostfreien Boden der Scholle mit der Eissohle in gleicher Höhe lag. Der Widerstand des Horstes gegen den Eisschub wurde dann schwächer, und es konnte zur Abscherung der gefalteten Massen an dieser Grenze kommen, die als im Eis schwimmende Schollen weitergeschleppt wurden. Wenn keine Abscherung stattfand, blieb der Eisschub auf die emporsteigende Schollenwand während der ganzen Dauer des vorrückenden Eises wirksam. Nur aus dieser über lange Zeiträume wirkenden Kraft erklärt sich die außerordentliche Arbeitsleistung, die zur Stauchung der Kiesschichten nötig war.

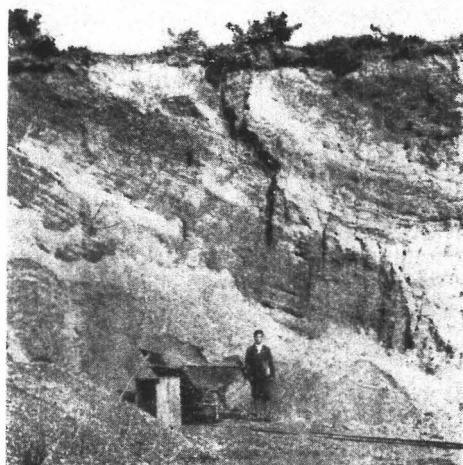


Abb. 3.

Gestauchte, nach Osten einfallende Kiesschichten der Hauptterrasse nahe dem Wirtshaus am Süden der „Leuchte“. Die Grubenwand ist 8 m hoch.

Nach dem Abschmelzen des Eises ist die Form der Stauchmoräne durch Abtragung verändert worden. Sie wird ursprünglich lange Rücken gebildet haben, wie uns ein solcher noch im Schaaphuysener Bergzug (Blatt Nieukerk) erhalten geblieben ist. In der Stauchmoräne des Eyllschen Grabens jedoch ist dieser Rücken zu einer Kette von Hügeln zerschnitten worden, um die sich die Niederterrasse ausgebreitet hat, aus der sie jetzt als Inselberge emporragen, ebenso wie der Kamper- und Niersenberg (Blatt Rheinberg) weiter nördlich und der Achterberg (Blatt Mors) und der Hülserberg (Blatt Krefeld) im S.

Die Stauchmoränen des Eyllschen Grabens südwestlich Lintfort sind hier als Beispiel zur Erklärung ihrer Entstehung herangezogen worden, weil ihr Untergrund so vollständig wie hier sonst nirgends am Niederrhein aufgeschlossen ist. Es braucht jedoch nicht, wie dort, ein aufsteigender Horst die Entstehungsursache zu bilden. Eine Stauchmoräne

kann sich vielmehr, wie aus dem Gesagten verständlich ist, auch am einzelnen Sprung bilden, der, unter der Eisdecke entstehend, dem Schub des vorrückenden Eises seine aufsteigende Wand zukehrt, deren Schichten dann gestaucht werden.

Es wurde oben gesagt, daß von der Hochfläche der „Leuchte“ (Blatt Rheinberg) nur die Kiesschichten am Südzipfel gestaucht seien und daß ferner der Egelsberg nur Kiesschichten in söhliger Lagerung zeige. Das wird nach der hier dargelegten Auffassung verständlich, wenn man annimmt, daß der Untergrund der „Leuchte“ während der Eisbedeckung nur am Südzipfel und der des Egelsbergs überhaupt nicht von Störungen betroffen worden ist.

Wer der Ansicht zustimmt, daß die Stauchmoränen am linken Niederrhein ihrer Entstehung nach an junge Störungen gebunden sind, wird darin einen Weg zur Aufklärung über die Tektonik des tieferen Untergrundes in diesem Gebiet erkennen.

Aus dem Auftreten von Stauchmoränen schließt man zunächst auf Störungen im Untergrund und aus der Erstreckung der Stauchmoränen auf das Streichen dieser Störungen.

Häufig wird es möglich sein, noch weitergehende Aufschlüsse zu erhalten, wenn man sich vor Augen hält, daß mit der Bildung von Stauchmoränen Erhebungen des tertiären Untergrundes verbunden gewesen sind. Als Beispiel sei angenommen, der Untergrund der Stauchmoränen-Hügelkette südwestlich Lintfort sei unbekannt. Nach dem Verlauf der Hügelkette würde man zunächst auf nordnordwestlich streichende Störungen schließen. Flachbohrungen würden dann ergeben, daß die Oberkaute des Tertiärs innerhalb der Hügelkette höher liegt wie außerhalb, was zur Annahme eines jungen Horstes führt. Es ist nun bekannt, daß der Verlauf junger Störungen durch alte vorgezeichnet ist und daß daher, wo diluviale Störungen auftreten, auch solche im Steinkohlengebirge zu erwarten sind. Dagegen fehlen noch Erfahrungen, ob die Umkehrung der Bewegungsrichtung karbonischer Störungen in diluvialer Zeit, wie es im Fyllschen Graben der Fall ist, als gesetzmäßig anzusehen ist, ob also ein karbonischer Graben beim Wiederaufleben der Bodenbewegung in diluvialer Zeit stets zu einem Horst wird.

Aber schon die Kenntnis über das Streichen von Störungen kann bei der Wahl des Ansatzpunktes für Bohrungen und Schächte und bei der Aufstellung des Betriebsplans dem Bergbau von Nutzen sein.

Junge Bodenbewegungen deuten auch auf Gefahren hin, denen der Bergbau durch plötzliches Auftreten von Schlagwettern und durch Bergschläge ausgesetzt ist.

Ergebnis

1. Die Stauchmoränen am linken Niederrhein sind während der Saaleeiszeit entstanden durch den Schub des Inlandgletschers gegen eine unter der Eisdecke an einer Verwerfung aufsteigende gefrorene Gebirgswand, wodurch deren Kiesschichten zu Sätteln und Mulden gestaucht wurden.
2. Diese Faltung hat die Schichten nur bis zu einer Tiefe betroffen, in der sie gefroren waren.
3. Die Lage der Stauchmoränen ermöglicht Schlüsse auf die Tektonik des Untergrundes, die für den Bergbau wertvoll sind.

Verzeichnis der Schriften und Karten**1. Schriften**

- FLIEGEL, G.: Rheindiluvium und Inlandeis. — Verh. Naturh. Ver. Rheinl. u. Westf. **66**, S. 327—342, Bonn 1909.
- KRAUSE, P. G.: Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins. — Jb. Preuß. Geol. Landes-Anst. **30**, II für 1909, S. 91—108.
- WUNSTORF, W. & FLIEGEL, G.: Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. — Abh. Preuß. Geol. Landes-Anst. N. F., **67**, Berlin 1910.
- STEEGER, A.: Der geologische Bau und die Entstehung des Hülserbergs. — Mitt. Naturw. Museums Krefeld 1913.
- KEILHACK, K.: Das glaziale Diluvium der mittleren Niederlande. — Jb. Preuß. Geol. Landes-Anst. **36**, I. für 1915, S. 458—497.
- FLIEGEL, G.: Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. — Abh. Preuß. Geol. Landes-Anst. N. F., **92**, Berlin 1922.
- STEEGER, A.: Das glaziale Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes. — Ber. über die Versammlung d. Niederrhein. geol. Ver. 1923, Bonn 1924.
- WILDSCHIREY, ED.: Das niederrheinische Diluvium. — S.-B. naturh. Ver. Rheinl. u. Westf. 1924, S. 45—68, Bonn 1925.
- QUIRING, H.: Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Mit dem Versuch einer Terrassenchronologie des Rheins. — Jb. Preuß. Geol. Landes-Anst. **47** für 1926, S. 486—558.
- ZIMMERMANN, E.: Alluviale Senkungen am Niederrhein, abgeleitet aus der Verbreitung der Flachmoore. — Jb. Preuß. Geol. Landes-Anst. **49**, I. für 1928, S. 279—303.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. — Stuttgart 1929.

2. Karten**Geologische Spezialaufnahme von Preußen 1:25.000**

- Bl. Krefeld, aufgenommen von W. HÖPPNER & P. G. KRAUSE, erläutert von E. ZIMMERMANN, mit Beiträgen von K. GAGEL & W. HÖPPNER, Berlin 1929.
- Bl. Mörs, aufgenommen von E. ZIMMERMANN & P. G. KRAUSE, erläutert von E. ZIMMERMANN, Berlin 1929.
- Bl. Nieukerk, aufgenommen von E. ZIMMERMANN, erläutert von E. ZIMMERMANN, mit einem Beitrag von G. GÖRZ, Berlin 1937.
- Bl. Rheinberg, aufgenommen von F. BEHRENDT & A. ZÖLLER, mit Beiträgen von K. IHNEN, F. BEHRENDT & W. WUNSTORF, Berlin 1939.

Pliozäne Basalte im Westerwald

VON WILHELM AHRENS, Berlin

Das geologische Alter von Ergußgesteinen ist im allgemeinen nur an ihrem Verhältnis zum sedimentären Nebengestein zu erkennen. Sind in dieser sedimentären Folge große Lücken, so ist auch die Einstufung der Ergußgesteine nur in einem sehr weiten Rahmen möglich. Dies gilt in besonderem Maße für den Westerwald.

Die Hauptmasse seiner Basalte — von den wenigen, vielfach noch problematischen Altbasalten können wir absehen — ist jünger als der über den ganzen Westerwald verbreitete Tuffit, höchstens gleichaltrig mit ihm; denn der Basalt überlagert den Tuffit oder ist in ihm eingedrungen.

Der Tuffit enthält neben unreinen Tönen vielfach organogene Gesteine, vor allem Braunkohlenflöze, außerdem Dysodil, Kieselgurbänkchen usw.

Durch die Fossilführung dieser Einlagerungen ist er als jung-oberoligozän (Oberchatt) festzulegen. Er entspricht im Alter der Blätterkohle von Rott im Siebengebirge. — Auf Einzelheiten braucht hier nicht eingegangen zu werden, ebenso wenig auf gewisse Schwierigkeiten, die sich aus der nicht völligen Übereinstimmung der aus Pflanzen (Pollen), Wirbeltieren und Wirbellosen gezogenen stratigraphischen Schlußfolgerungen ergeben. Die Basalte sind also jung-oberoligozän oder jünger.

Daß ein Teil von ihnen tatsächlich schon in das jüngste Oberoligozän gehört oder nur unwesentlich jünger ist, ist anzunehmen (vgl. AHRENS, 1938, S. 381/382). Für eine genaue Alterseinstufung fehlen aber im Hohen und östlichen Westerwald alle Anhaltspunkte, weil die nächst-jüngeren Schichten, die den Basalt bedecken, schon diluvial sind. Auch die Zersatzerscheinungen — Bauxit- und Eisensteinbildungen — lassen sich nicht eindeutig stratigraphisch verwerten. Dementsprechend wurde im allgemeinen angenommen, daß die Basalte miozänes Alter haben, wobei die jüngsten vielleicht ins Sarmat hinaufreichen (vgl. zum Beispiel AHRENS & BURRE, 1932, S. 800/801. und die älteren Arbeiten KLÜPFELS). Die untere Grenze, die angenommen wurde, ob Chatt oder Aquilan, hing von der jeweiligen Einstufung des Tuffits ab.

Im südwestlichen Westerwald treten die Basaltdecken stark zurück, so daß das vorbasaltische Tertiär hier in großen Flächen, nur unter geringer Diluvialbedeckung, zutage ausstreicht. Der jung-oberoligozäne Tuffit fehlt im allgemeinen. Die ihn vertretenden tonigen Schichten haben nur geringe Verbreitung.

In diesem Gebiet ist seit langem Jungtertiär bekannt. Es sind die Eisenerze der westlichen und nordwestlichen Umgebung von Montabaur, die am besten nach dem Hauptvorkommen als „Dernbacher Eisensteinformation“ bezeichnet werden. In ihren tieferen Teilen treten Sphärosiderite auf. Diese enthalten eine reiche Flora, die erstmals von LUDWIG (1861) untersucht wurde. Schon er vermutete (S. 160), daß sie sehr jung sein müßte. Sie wurde kürzlich von MÜLLER-STOLL (1938) neu bearbeitet. Er stellt sie (S. 386) in das obere Pliozän.

Da die Altersbestimmung der Basalte völlig von diesen stratigraphischen Einstufungen abhängt, muß zunächst auf die Schichtenfolge etwas näher eingegangen werden.

Die Dernbacher Eisensteinformation ist sehr wechselvoll zusammengesetzt und schwankt auch in ihrer Mächtigkeit stark. Im Hauptgebiet kann mit 10 bis 20 m im Durchschnitt gerechnet werden. Die Hauptmasse besteht aus einem mehr oder weniger reichlich Brauneisen in Kugeln, Schalen oder Krusten führenden, braunen oder rotbraunen Lehm oder Letten. Dazwischen treten blaugraue, unreine Tone auf. Örtlich finden sich reichlich Gerölle, auch regelrechte sandige und kiesige Einlagerungen, die zweifellos aufgenommenes Oberoligozän sind. Sie sind oft durch kieseliges Brauneisen verkittet. An anderen Stellen finden sich Gerölle von stark bauxilisierten Trachyandesiten. Sie treten im Oligozän noch nicht auf und sind anscheinend erst zur Zeit der Bildung der Eisensteinformation entstanden. Kleinere Braunkohlenflöze kommen vor allem in den tieferen Teilen vor. Hier finden sich auch Lagen von Toneisenstein; er geht in festen oder lockeren, gelbbraunen, grauen bis fast weißen,

tonarmen Sphärosiderit über. Der braune, rote oder graublau Letten enthält stellenweise massenhaft Bruchstücke devonischer Gesteine, vor allem von Koblenzquarzit.

Durch die Wiederaufnahme des Bergbaues bei Dernbach im Jahre 1936 stehen zahlreiche, durch Bohrungen gewonnene Proben aus allen Teufen zur Verfügung. Eine genaue petrographische Untersuchung steht noch aus. Vor allem konnte ich noch nicht einwandfrei feststellen, ob die vielfach tuffartigen Gesteine tatsächlich Tuffe beziehungsweise Tuffite sind oder ob es sich um Zusammenschwemmungen älteren vulkanischen Materials handelt.

Die geologische Neuaufnahme durch den Verfasser ergab nun, daß petrographisch ähnliche Bildungen im südwestlichen Westerwald eine recht große Verbreitung haben. Die oberoligozänen Tone von Wirges—Siershahn—Ebernahn werden flächenhaft oder in großen Nestern und Linsen von unreinem, blaugrauem, seltener auch braunem Ton oder Letten überlagert. Er führt gelegentlich Sand- und Kieslinsen und enthält nicht selten Braunkohlenflözchen oder einzelne Lignitstücke. Auch Toneisensteine treten auf, wie in den Dernbacher Gruben. Diese Schichten sind in Resten über den ganzen westlichen Teil des Unterwesterwaldes verbreitet. In ziemlicher Ausdehnung finden sie sich auch zwischen Sessenhausen und Marienrachdorf, Bl. Selters.

Im Hauptlängsgebiet bei Siershahn finden sich diese Bildungen im Abraum fast jeder Grube; sie werden wegen ihrer Farbe in den Betrieben meist als „blauer Letten“ bezeichnet. Dieser Letten macht oft den Eindruck eines stark zersetzten Tuffits, so daß man ihn zunächst für ein Äquivalent des oberehaltischen Tuffits vom Hohen Westerwald halten könnte. — Die Mächtigkeit schwankt sehr stark; im allgemeinen beträgt sie nur 1 bis 3 m. Sie schwillt jedoch örtlich, auch außerhalb der Eisensteingebiete, stark an und beträgt bei Siershahn bis etwa 8 bis 12 m und übersteigt an anderen Stellen 40 m.

Blattabdrücke oder sonstige Fossilien fanden sich an keiner Stelle. Dagegen gelang der Versuch, die Pollenanalyse zur Erkennung der Zusammenhänge heranzuziehen, überraschend gut. Auf meine Veranlassung untersuchte Dr. THIERGART die Braunkohle sowie alle anderen Gesteine des Westerwaldes, in denen Pollen zu vermuten waren. Es ergaben sich zum Beispiel bei der Braunkohle aus der Eisensteingrube „Glückauf“ bei Dernbach nicht nur grundsätzliche Unterschiede gegenüber der oberhaltischen Kohle des Hohen Westerwaldes; THIERGART konnte die Pollenflora sogar einwandfrei in das Pliozän einstufen. Wegen ihres verhältnismäßig hohen Gehaltes an Pollen von *Pinus haploxyton* bestimmte er sie genauer als Altpliozän. Dies stimmt bei der überhaupt zu erwartenden Genauigkeit mit den Ergebnissen von MÜLLER-STOLL überein.¹⁾

¹⁾ Die Bezeichnungen „Oberpliozän“ bei MÜLLER-STOLL und „Altpliozän“ bei THIERGART sind nicht in streng stratigraphischem Sinn zu werten. Nach den Untersuchungen THIERGARTS ist das eigentliche Jungpliozän ausgeschlossen. Dagegen kann die Flora sehr wohl in den mittleren Formationsteil hinaufreichen („unteres Oberpliozän“), wie schon ein Vergleich mit den stratigraphisch annähernd zusammengehörigen Vorkommen von Mogendorf und Ebernahn ergibt (THIERGART, 1940. Diagramm Pliozän und Obermiozän). Weitere vergleichende Untersuchungen können hier vielleicht noch Klarheit bringen. — Im folgenden soll daher allgemein von „mittlerem“ Pliozän gesprochen werden.

Die Äbtrennung dieser Schichtenfolge von den äußerlich vielfach ähnlich aussehenden Oberoligozänschichten gelang durchweg ohne Schwierigkeit. Die auf stratigraphischem Wege durch Vergleich mit der Dernbacher Eisensteinformation vermutete weite Verbreitung des „mittleren“ Pliozäns wurde so zur Gewißheit.

Es muß hier kurz bemerkt werden, daß KLÜPFEL (1941, S. 105) die Schichten von Dernbach als höheres Mittelchalt ansieht. Auch in einer 1939 erschienenen kleinen Formationstabelle des westdeutschen Tertiärs findet sich Dernbach als Mittelchalt eingestuft. Eine Begründung hat KLÜPFEL noch nicht gegeben. Sie ist in einer angekündigten eingehenden Darstellung des westdeutschen Tertiärs zu erwarten. Nach gelegentlicher mündlicher Mitteilung beruht sie auf regional-geologischen Verknüpfungen. Seinem Schlußsatz (1941, S. 107) „Die Paläobotaniker und die Conchylienforscher müssen sich damit abfinden, daß sich die Flora und die Fauna dem Primat der profilmäßig belegten Schichtenfolge unterordnet“; stimme ich durchaus zu. Es muß sich aber um profilmäßig belegte, nicht über weitere Strecken kombinierte Schichtfolgen handeln. Die rein profilmäßige Einordnung der strittigen Schichten im unteren Westerwald mußte versagen, weil sie nur von Diluvium bedeckt und von Devon unterlagert werden.

Mit diesen als Pliozän erkannten Bildungen treten nun an verschiedenen Stellen Basalte in Berührung. An manchen Punkten, zum Beispiel südöstlich vom Dornberg bei Würges und bei dem Vorkommen von P. 340,2 westlich Siershahn lag es nahe, eine Überlagerung anzunehmen. Es fehlte jedoch an Aufschlüssen und eine, wenn auch steile Anlagerung des Pliozäns blieb durchaus denkbar. Südlich des P. 340,2 („Piuslinde“ des neuen Meßtischblattes) ergab nun eine neue Besichtigung des alten Tagebaues der Gewerkschaft Berggarten im Sommer 1941, daß das Pliozän hier einwandfrei von Basalt überlagert beziehungsweise durchbrochen wird. Durch kleinere Rutschungen und Abwaschungen waren Teile des Nordstoßes der Beobachtung wieder zugänglich gemacht worden, die längere Zeit hindurch verdeckt gewesen waren.

Die Grube der Gewerkschaft Berggarten liegt rund 800 m südwestlich vom Bahnhof Siershahn auf Meßtischblatt Montabaur (Mitte der Grube r. 12,28, h. 94,52). — In dem Tagebau und in einem von dessen Sohle aus abgeteufte Schacht sind folgende Schichten aufgeschlossen worden:

3. 1--3 m: Lehm, zum Teil unter Bimssand des Laacher Sees;
2. 8--10 m: braunroter und roter Lehm oder Letten mit zahlreichen Einschlüssen von Koblenzquarzit-Blöcken, kleinen Brauneisenkugeln und -schalen, sowie einzelnen größeren Krusten; der Letten führt im tieferen Teil ein nach W auskeilendes Braunkohlenflöz;
1. 25 m: verschiedene Tone mit einzelnen sandreichen Linsen, die in einem Schacht im W-Teil der Grube aufgeschlossen wurden: Oberoligozän.

Liegendes: „Sand“, vielleicht zersetzter Koblenzquarzit.

Die Braunkohle der Schichtengruppe 2 nimmt nach O, beziehungsweise nach NO rasch an Mächtigkeit zu. In den alten Tiefbauen der

Grube Berggarten, die etwa 100 bis 150 m nordostwärts dieses Tagebaues lagen, soll das Flöz mit verschiedenen Mitteln 6 bis 8 m erreicht haben. Es handelte sich sicher um eine örtliche Anschwellung; der Bergbau kam daher rasch zum Erliegen. Das Stollenmundloch lag zwischen den jetzigen Fabrikgebäuden in r. 12,50; h. 94,59.

In den Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Montabaur, gab A. SCHNEIDER (1891, S. 31) folgendes Profil, das in der Zeit dieses Bergbaues aufgenommen sein dürfte:

- 2 m Dammerde
- 4—5 m Basaltgerölle
- 4 m Kleinkohle
- 0,5 m Braunkohlenton
- 1,5 m Braunkohle (Lignit)
- 2 m bröcklige Kleinkohle
- 1—2 m sandiger roter Ton

Liegendes: Grauwacke der unteren Koblenz-Schichten.²⁾

Daß die Schichten über dem Oberoligozän, die Schichtgruppe 2, Pliozän sein müßten, war durch den Vergleich mit Dernbach klar.

Durch das Entgegenkommen der Gewerkschaft Berggarten³⁾ erhielt ich 1937 auch noch größere Stücke der Kohle und ihrer Begleitschichten, so daß eine Pollenanalyse möglich wurde. Die Proben entstammten Ausschachtungen im W-Teil des Fabrikgeländes, rühren also aus dem Gebiet des alten Braunkohlen-Tiefbaues her. Die Kohle war zum Teil mulmig, zum Teil lignitisch und teilweise stark verunreinigt. Wahrscheinlich ist der größte Teil des Flözes zusammengeschwemmt. Von den Begleitschichten ist eine Lage von unreiner Kieselgur besonders zu erwähnen. — Die Pollenanalyse ergab nach THIERGART (1940, Diagramm 1) Pliozän, und zwar „Altpliozän“ wie Dernbach.

Dieses Pliozän wird nun an der N-Wand der Grube, und zwar in ihrem westlichen Teil (Bl. Montabaur, r. 12,23; h. 94,56) von Basalt überlagert beziehungsweise durchbrochen. An der angegebenen Stelle ist in einem kleinen Wasserriß die südwestliche Grenze des Basaltes als nahezu seiger stehende, WNW-streichende Fläche aufgeschlossen. Der Basalt ist an der nördlichen, genau W—O verlaufenden Grubenwand etwa 20 m zu verfolgen. Die östliche Begrenzung ist nicht aufgeschlossen. Auch von oben her sind nur rd. 4 m zu beobachten. An der ganzen Südwand ist Basalt nicht festzustellen. Es scheint daher so, als handele es sich um einen WNW-streichenden kleinen Gang, dessen Mächtigkeit 5 bis 8 m beträgt. Jenseits des an der N-Seite der Grube vorbeiführenden Feldweges ist der Basalt noch an einer kleinen Erhebung westlich des zur „Pius-Linde“ führenden Weges zu erkennen.

²⁾ Diese Angabe ist nicht nachzuprüfen und wahrscheinlich unrichtig. Zwischen dem „sandigen roten Ton“ und den Koblenzschichten muß noch ein mächtiger oligozäner Ton liegen. Die Angaben SCHNEIDERS dürften auf einer Verwechslung des anstehenden Devons mit verrutschten großen Blöcken aus dem Pliozän beruhen. Hierdurch wurde auch jetzt die Feststellung des Devons auf den Feldern beim Fehlen von Aufschlüssen sehr erschwert.

³⁾ Ich danke auch an dieser Stelle den Herren Direktor BECKER, Dr. GARFIS und WEIAND für die vielfachen, mir bereitwilligst erteilten Auskünfte über die Bohrungen und sonstigen von der Gewerkschaft gemachten Aufschlüsse.

Die Kleinheit des Aufschlusses gestattet es nicht, die Gangnatur sicher nachzuweisen. Es kann sich auch um ein unregelmäßiges, einer großen Knolle gleichendes Gebilde handeln, wie es in dem oberoligozänen Ton von Goldhausen, Bl. Meudt, seit einigen Jahren aufgeschlossen ist (vgl. AHRENS, 1938). Diese Basalte brauchen nicht unmittelbar von unten gekommen zu sein; bei Goldhausen ist das Magma zweifellos von der Seite beziehungsweise von oben her in den Ton hineingepreßt worden. -- Für die Altersfrage ist dieser Unterschied belanglos.

Ein Zusammenhang mit dem Basalt, der die Kuppe 340,2 bildet, ist nicht nachzuweisen, wenn auch recht wahrscheinlich.

In dem auf S. 198 mitgeteilten Profil von SCHNEIDER sind 1 bis 5 m „Basaltgerölle“ über der Kohle angegeben. Es ist anzunehmen, daß es sich hierbei nicht um basaltische Schuttmassen, sondern um aufgelösten, anstehenden Basalt handelt, der im Westerwälder Braunkohlenbergbau durchweg als „Geröll“ bezeichnet wurde. Dadurch wird der Nachweis erbracht, daß auch die kleine Decke der Kuppe 340,2 das Pliozän überlagert. Eine von der Sohle des Tonschachtes nach N getriebene Strecke hat keinen Basalt angetroffen.

Petrographisch läßt sich über den Basalt nicht viel sagen, da er sehr stark zersetzt ist. Seine Farbe ist schon ziemlich hellgrau. Die 1 bis 2 mm großen Einsprenglinge — den Umrissen nach vielfach Olivin — sind meistens zersetzt. Den aus dem Anstehenden entnommenen Proben sind kugelige, wesentlich frischere Basalte recht ähnlich, die in der Grube liegen. Sie stammen vielleicht aus den tieferen Teilen des Vorkommens; sie können aber auch von dem Basalt von P. 340,2 herrühren; denn auch dieses Gestein gehört demselben Typus an. Es enthält zahlreiche, teilweise leicht zersetzte Einsprenglinge von Olivin, seltener von Augit. Die Grundmasse besteht aus Plagioklas, Augit, Erz und wenig farblosem Glas.

Petrographisch unterscheidet sich das Gestein also in nichts von der Hauptmasse der Westerwald-Basalte. Die auffällig zahlreichen Olivine verdanken ihre Erhaltung nur der Tatsache, daß das Gestein rasch erkaltet ist. Wiederauflösungen, wie sie in den mächtigen Decken des Hohen Westerwaldes die Regel sind, konnten also nicht erst Platz greifen.

Der Basalt der Grube Berggarten macht äußerlich den Eindruck einer gewissen Bauxitisierung. Ich bat deshalb Prof. URESCHER um eine chemische Analyse.

I. Aufschluß mit H_2SO_4 (1:5) im zugeschmolzenen Rohr bei 220°:

Hygrosk. H_2O	12,97%
Glühverlust	8,79%
SiO_2	30,65%
Al_2O_3	22,16%
Fe_2O_3	17,66%
Unlöslicher Rückstand	4,42%
	<hr/>
Sa.	96,65%
$SiO_2: Al_2O_3$	2,34: 1

II. Bei $\frac{1}{2}$ stündigem Kochen mit 1%iger NaOH gehen in Lösung:

SiO ₂	1,21%
Al ₂ O ₃	2,10%
SiO ₂ : Al ₂ O ₃	0,96:1

UTESCHER schreibt dazu:

„Das Material ist im wesentlichen kaolinisiert. Freie — bauxitische — Tonerde ist vorhanden, wie aus dem Verhältnis von SiO₂: Al₂O₃ im NaOH-Auszug (II) hervorgeht. Die Menge der freien Tonerde ist aber nur gering; bei einhalbstündigem Kochen in Natronlauge gehen nur etwa 2% in Lösung.“

Der Basalt der Grube Berggarten muß also jünger sein als das „mittlere“ Pliozän. Die merkliche bauxitische Zersetzung und die ausgeglichenen Oberflächenformen machen es wahrscheinlich, daß er nicht wesentlich jünger sein wird. Ein Vergleich, auch schon mit den älteren diluvialen Vulkanen der Eifel, läßt den Unterschied besonders klar werden. Der Basalt ist also sicher noch pliozän. Eine genaue Festlegung des Alters ist schwierig. Der Ausbruch muß im „Mittel-“ oder im älteren Oberpliozän erfolgt sein.

Im Anschluß an diese Feststellung eines pliozänen Basaltausbruches bekommt die Frage eine besondere Bedeutung, als was der braunrote, die großen Blöcke devonischer Gesteine enthaltende Lehm anzusehen ist. Er hat eine ziemliche Verbreitung und findet sich in typischer Ausbildung, zusammen mit ähnlichen Gesteinen, vor allem bei Dernbach. Die Ähnlichkeit mit einem Tuff oder — allgemeiner gesagt — einem vulkanogenen Gestein wurde schon betont. Doch war es bisher nicht klar, ob es sich dabei um die Erzeugnisse eines pliozänen Ausbruches handeln könne oder ob Zusammenschwemmungen älteren vulkanischen Materials angenommen werden müßten.

Der Nachweis pliozäner Basaltausbrüche läßt die Möglichkeit des Auftretens von Schloträumungs-Breccien ohne weiteres zu. Die genauere Untersuchung der Dernbacher Bohrproben wird noch lehren müssen, ob in derselben Zeit auch sonstige, mehr flächenhaft verbreitete Tuffe gefördert wurden, ob also im südwestlichen Westerwald noch während des Pliozäns ein vollständig entwickelter Vulkanismus vorhanden gewesen ist.

Wie groß ist nun die Verbreitung dieser pliozänen Basalte im Westerwald? Im Unterwesterwald, wo die pliozänen Schichten in größerer Verbreitung auftreten — also ein einigermaßen sicherer Anhalt gegeben ist —, kann eine ganze Anzahl von Basalten hierher gerechnet werden, außer dem Vorkommen vom Berggarten zum Beispiel das an der SO-Seite des Dornberges südwestlich Wirges, das Vorkommen vom Kramberg nördlich Staudt (hier tritt sehr mächtiges Pliozän auf), vom Baumberg nordwestlich Eschelbach usw. Bei anderen Vorkommen fehlt der unmittelbare Hinweis durch ausgedehnte pliozäne Schichten, doch finden sich sonst zahlreiche Analogien, zum Beispiel bei dem großen Vorkommen, das zwischen Bannberscheid und Boden (Blatt Meudt) beginnt und sich nach N bis über Niederahr hinzieht. Auch der Basalt des Pfahlberges

nördlich Nauort (Blatt Bendorf) kann pliozän sein, wofür manche Beobachtungen in den ihn begleitenden Tertiärschichten sprechen.

Während es sich hier um örtliche Fragen handelt, wäre es besonders wichtig zu wissen, ob sich derartige jugendliche Ausbrüche auch im Hohen Westerwald, dem eigentlichen Basaltgebiet, finden. Sichere Anhaltspunkte fehlen hier, wie schon erwähnt wurde, da pliozäne Schichten nicht vorkommen. Man könnte nur das Vorhandensein oder das Fehlen mächtigerer Basalteisensteine oder intensiver Bauxitisierung heranziehen. Dies ist aber sehr unsicher, da einmal die diluviale Abtragung vieles verwischt haben wird und es sich außerdem nur um graduelle, nicht um grundsätzliche Unterschiede handelt. Denn die im Westerwald gegenüber dem Vogelsberg sowieso recht schwache und wenig verbreitete Bauxitisierung ging nach Ausbruch der jungen Basalte weiter, und die Basalteisensteinbildung muß — wie schon ein Vergleich mit Dernbach ergibt — im Pliozän recht stark gewesen sein, so daß auch pliozäne Basalte noch starke derartige Zersetzungsrinden tragen können.

Verschieden alte Basalte lassen sich aber rein stratigraphisch unterscheiden, worauf ich 1938 schon aufmerksam machte. Westlich Oberroßbach (Blatt Rennerod) durchbricht zum Beispiel ein jüngerer, frischer Basalt einen älteren stark zersetzten. Ähnlich ist es an der Fuchskaut (Blatt Rennerod). Auch am Bölgenstein östlich Winnen (Blatt Mengerskirchen) sind ähnliche Erscheinungen zu beobachten. In einer älteren Arbeit (AHRENS & BURR, 1932, S. 800/801) sprach ich in Übereinstimmung mit der damaligen Ansicht KLÜPFELS (siehe zum Beispiel KLÜPFEL, 1929) die Meinung aus, es könnte sich bei den jüngsten Basalten des Hohen Westerwaldes um jüngstmiozäne, sarmatische Bildungen handeln. Ebenso gut können es aber pliozäne Ergüsse sein. Ob der damals besonders erwähnten Tatsache, daß diese jüngsten Ergüsse oftmals eine glasreiche nephelinoide Grundmasse besitzen, eine besondere stratigraphische Bedeutung zukommt, ist nicht durchaus sicher. Es sind auch ältere, natronreiche Restschmelzen denkbar, wenn der Vulkanismus in Perioden erfolgt ist. Hiermit stimmt überein, daß der Basalt vom Berggarten durchaus nicht den Eindruck des Produktes einer Restschmelze macht.

Wenn nunmehr auch im Westerwald pliozäne Basalte nachgewiesen sind, so rundet sich das Gebiet Westdeutschlands mit pliozänem Vulkanismus weiter ab. Seit langem bekannt ist das pliozäne Alter der Wetterauer Trappdecke, die über pontischen Schichten liegt. 1936 erwähnt GRUBE kurz pliozäne Basalte aus Niederhessen. In einer nachgelassenen, nicht veröffentlichten Abhandlung vom Januar 1940 hat er dies Problem wesentlich ausführlicher behandelt. Diese Arbeit ist das Ergebnis mehrjähriger, zum Teil gemeinsam mit BLANCKENHORN und HEYKES ausgeführter Untersuchungen. Daraus ergibt sich, daß die pliozänen Basalte im ganzen niederhessischen Eruptionsgebiete bis zum N-Rand des Vogelberges, ebenso in der Rhön, eine recht große Verbreitung besitzen. — Es treten also in allen rechtsrheinischen Vulkangebieten Westdeutschlands, selbstverständlich neben älteren Ergüssen, die mengen- und flächenmäßig im ganzen überwiegen können, örtlich auch pliozäne Ausbrüche auf.

Zusammenfassung

Bei der geologischen Neuaufnahme wurde im südwestlichen Westerwald älteres Pliozän in größerer Verbreitung nachgewiesen; die Altersbestimmung wurde durch Pollenanalyse bestätigt und ergänzt. Diese pliozänen Schichten werden in einem verfallenen Tagebau 800 m südwestlich vom Bahnhof Siershahn (Meßtischblatt Montabaur) von einem Basalt durchbrochen beziehungsweise überlagert. — Dieser mittel- bis altoberpliozäne Basalt ist noch schwach bauxitisiert.

Schriftenverzeichnis

- AHRENS, W.: Geologische Untersuchungen über die Basalte des Westerwaldes. — Z. deutsch. geol. Ges. **90**, S. 381—383, Berlin 1938.
- AHRENS, W. & BURRE, O.: Der sogenannte „Bertenauer Vulkan“ im Westerwald und die petrographische Stellung seiner Basalte. — Jb. preuß. geol. Landesanst. für 1932, **53**, S. 777—804, Berlin 1933.
- ANGELBIS, G.: Blatt Montabaur der geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. — Erläutert von GUSTAV ANGELBIS und ADOLF SCHNEIDER. — Berlin 1891.
- GRUPE, O.: Über das hessische Pliozän und die Altersfrage der Basalte. — Z. deutsch. geol. Ges. **88**, S. 634—661, Berlin 1936.
- GRUPE, O.: Über das Jungtertiär und die Altersstellung der Basalte in der Hessischen Senke. — Vorläufiger Bericht vom 4. Januar 1940. — Archiv der Reichsstelle für Bodenforschung.
- KLÜPFEL, W.: Der Westerwald. — Sber. niederrhein. geol. Ver. f. 1927 u. 1928, S. 75—135, Bonn 1929.
- KLÜPFEL, W.: Neugliederung des Westdeutschen Tertiärs. — Tabelle. Würzburg-Aumühle 1939.
- KLÜPFEL, W.: Zur Altersstellung des ost- und westdeutschen Braunkohlentertiärs und über die vulkanischen Bildungen. — Zbl. Min., 1941, B. —, S. 99—107, Stuttgart 1941.
- LUDWIG, R.: Fossile Pflanzen aus dem tertiären Spatheisenstein von Montabaur. — Paläontographica **8**, S. 160—181, 1859—1861.
- MÜLLER-STOLL, R. W.: Die jüngsttertiäre Flora des Eisensteins von Dernbach (Westerwald). — Beihefte z. Bot. Centrallbl. **58**, Abt. B., S. 376—434, Tafel 9—15, 9 Abb., 1938.
- THIERGART, F.: Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung. — Schriften aus dem Gebiet der Brennstoff-Geologie, Heft 13, Stuttgart 1940.

Weitere Mitteilung zum Eberswalder Interglazial (Prov. Brandenburg)

VON PAUL GUSTAF KRAUSE, Berlin

In einem früheren Aufsatz habe ich an der Hand einer Bohrung auf Wasser, die die damalige Jagdschlößchen-Brauerei hatte ausführen lassen, das Vorkommen des jüngeren Interglazials im Eberswalder Gebiet nachweisen können (1928).

Der inzwischen gesteigerte Wasserbedarf veranlaßte die Direktion der Brauerei Eberswalde, in der Nähe der im Jahre 1926 niedergebrachten Bohrung eine neue abteufen zu lassen, so daß hier wieder auf eine Interglazial-Schichtenfolge zu rechnen war. Die neue Bohrung (1940) liegt

nur ungefähr 23 Schritte östlich von der alten und ihr Ansatzpunkt knapp 1 m tiefer als bei dieser. Sie erreichte 74,6 m Tiefe.

Bei der älteren Bohrung standen auch zahlenmäßig nur sehr kleine Probenmengen für die Untersuchung zur Verfügung. Bei der neuen konnte ich, rechtzeitig benachrichtigt, mit dem Beginn der Interglazialfolge mehr und größere Proben gewinnen.

Eine Folge von 15 kleineren Proben hatte außerdem der Bohrmeister nach dem Gesteinswechsel zusammengestellt, die als Ergänzung zu meinem Material hinzukamen.

Nach Feststellung der petrographischen Schichtenfolge wurden die interglazialen Proben von Herrn Dr. H. Gross, Allenstein, pollenanalytisch untersucht. Darauf wurden diese Proben mittels eines Viertelmillimetersiebtes auf etwaige makroskopische Fossilien, wie Früchte, Samen und andere kleine Pflanzenteile ausgeschlämmt. Die Untersuchung dieser Ausbeute unternahm Herr M. BEYLE, Hamburg.

Beiden genannten Herren möchte ich auch an dieser Stelle für ihre freundliche Mitarbeit meinen besten Dank aussprechen.

Bohrung 1940 der Brauerei Eberswalde

- | | | |
|--|---|----|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. 0 — 0,5 m umgearbeiteter Boden. 2. 0,5— 5,5 m feiner bis mittelkörniger, gelblicher Sand mit größeren Körnern und ziemlich vielen rundlichen Quarzkörnern, nur schwach kalkhaltig. 3. 5,5—10,6 m feiner, mittlerer und grober Kies mit Rollsteinen. Eine <i>Hallia mitrata</i> SCHLOTII. dazwischen. 4. 10,6—13,6 m feiner bis mittelkörniger, gelblichgrauer Sand mit einzelnen größeren Körnern, auch mit rundlichen Quarzkörnern, kalkhaltig. 5. 13,6—14,8 m feiner, mittlerer und grober Kies mit Rollsteinen. 6. 14,8—17,1 m mausgrauer Oberer Geschiebemergel. 7. 17,1—22 m lichtgrauer, feiner Sand, wasserführend, kalkhaltig, mit einzelnen größeren Körnern und ein paar größeren Geröll. 8. 22 —24,5 m mausgrauer Geschiebemergel. 9. 24,5—37,2 m weißlichgrauer, feiner Sand mit einzelnen größeren Körnern, mit vielen runden Quarzkörnern, kalkhaltig. 10. 37,2—38,5 m mausgrauer, zäher, faulschlammhaltiger Ton mit Pflanzenresten, mit einer dunklen Bank bei 37,5; nur schwach kalkhaltig. Einzelne Glimmerblättchen. Im Wasser langsam zerfallend, Strich mattglänzend. Einzelne Vivianit-Punkte. In dem durch Ausschlämmen des Tones verbleibenden feinen Sande sind runde Quarzkörner nicht selten. Es fanden sich darin auch feine, zu Brauneisen vererzte Wurzelröhrchen. 11. 38,5—40,1 m hellgrauer, schwach feinsandiger Ton im Wechsel mit lichtgrauen feinstreifigen, tonigen Feinsanden (Mergelsanden), kalkhaltig. | } | Os |
|--|---|----|

12. 40,1—47,0 m hellgrauer, magerer, sehr stark feinsandiger Ton bis toniger Sand mit größeren Sandkörnern, kalkhaltig, mit Butzen von weißlichgrauem, zum Teil etwas grünlichem, tonigem Mergelsand, kalkhaltig (Probe etwas unrein).
13. 47,0—48 m schmutzigbräunlichgrauer, etwas zäher, faulschlammhaltiger, sandiger Ton mit vielen pflanzlichen Resten, in Wasser langsam zerfallend, kalkhaltig.
14. 48 —74,6 m lichtgrauer, fein- bis schwach mittelkörniger Sand mit ziemlich vielen runden Quarzkörnern. Die Korngröße durchschnittlich 0,25 mm, vereinzelt mal 0,5 mm. Neben dem ausschließlichen Quarz vereinzelt ein Feldspatkorn (Mikroklin) und Glimmerblättchen, mit kohligen Partikeln und kalkhaltig; in 62—63 m eine zentimeterstarke, harte, grünliche, tonige Zwischenschicht.
15. 74,6 m lichtgrauer, feinsandiger, etwas glimmeriger Ton, kalkhaltig.

Wie in meiner früheren Arbeit bereits ausgeführt wurde, liegt das Interglazial unter der Ostflanke des breiten Os-Zuges, der, aus dem großen Choriner Sandur nördlich der Frankfurter Bahn hervorstoßend, durch den Galgenberg und Husarenberg und die ehemaligen Sperlingsberge bis zum früheren Kaiserin-Augusta-Viktoria-Krankenhaus in seinem östlichen Anteil bezeichnet wird. Dieser Anteil besteht aus mehreren Os-Strängen, die in dem Husarenberg zusammenschmelzen und kulminieren.

Einen dieser Geröll-Os-Stränge, der an der Oberfläche noch durch Sande überdeckt ist und durch die heutige städtische Bebauung den Blicken entrückt ist, hat die neue Bohrung in 9,3 m Mächtigkeit durchörtet. Sie stieß dabei in dem groben Geröllinhalt auf erheblichen Widerstand. Die zutage geförderten Geröllmassen zeigten starke Rollung des Materials (rullstens Ås), die Bohrproben in den Schächeln enthielten naturgemäß aber nur den Kies, der zwischen den Geröllen liegt.

Dieser Geröll-Os wird vom Oberen Geschiebemergel der Weichselvereisung in rund 10 m Mächtigkeit (14,8 bis 24,5) unterteuft, in dem eine 4,9 m starke Sandlinse enthalten ist.

Der unter dieser Grundmoräne bis 37,2 m folgende Sand ist kalkig und fossilfrei und gehört wohl als Vorläufer der letzten Vereisung noch zu dieser. Dann folgt die Oberkante des Interglazials, das von 37,2 m bis 74,6 m zu rechnen ist, also rund 37 m Mächtigkeit erreicht. Diese muß hier unter Umständen noch größer sein, da die in dieser Tiefe angeritzte Schicht kalkhaltigen Tones noch fossilführend ist. Die Mächtigkeit wäre auch so immer noch beträchtlich. Sie schwankt aber, wie die beiden anderen Bohrungen zeigen. In der älteren Bohrung vom Jahre 1926 war man im Interglazial 27 m tief von 35,5 bis 62,5 m Tiefe gekommen, während eine dritte Bohrung vom Jahre 1928, die etwas westlich von den beiden anderen liegt und auch eine Zweiteilung des Oberen Geschiebemergels (16,20 bis 26,05 m) durch eine Sandeinlagerung zeigt, nur 7,5 m (von 26,5 bis 34,0 m Tiefe) ins Interglazial gekommen ist, ohne es zu durchörteln.

Die Geschiebemergel-Oberkante schwankt in den drei Bohrungen zwi-

schen 14,8 und 18 m, die Unterkante zwischen 21,5 und 26,1 m, zeigt also die gewöhnliche wellenförmige Kurve dieser Ablagerung.

In Bohrung 1928 ist als Besonderheit zwischen dem Os-Kies und den Basissanden über dem Geschiebemergel von 5,10 bis 12,10 m eine Einlagerung von Mergelsand bzw. Mergelsandton zu erwähnen.

Die interglaziale Schichtenreihe zeigt eine Folge von feinen Sanden, deren Absatz auf ein schwach bewegtes Wasser hindeutet, wobei der Wind (runde Quarzkörner) auch mitgewirkt haben dürfte. Tonige Einlagerungen, die sich in ihrem mittleren Teil finden, zeigen zeitweise eine weitere Abnahme der Wasserbewegung an, die einer gewissen Verschlammung und Versumpfung des Beckens entspricht.

Die Gesamtmächtigkeit des Interglazials ist, da nicht durchteuft, nicht feststellbar. Sie dürfte nach den obigen Angaben über 37 m betragen haben. Wie weit das später herangleitende Eis der Weichselvereisung von unserem Profil abgeschert hat, ist nicht genau zu ermitteln. Es kann nicht allzuviel gewesen sein, da die Pollenentwicklung, wie weiter unten dargelegt wird, in den obersten Schichten auf ein ausgehendes Interglazial deutet.

Pollenanalytische Untersuchung des Interglazials

Die Bohrproben wurden mit Flußsäure aufbereitet und bei 375facher Vergrößerung mikroskopisch untersucht. Sie sind danach zweifellos interglazial, aber verhältnismäßig pollenarm,¹⁾ auch wenn der organogene Anteil wie in den Tonproben 1 und 4 bis 6 recht groß ist. In den Sandproben 7 bis 12 besteht dieser Anteil aus Torfdetritus (*Carex-Hypnum*-Torf), dessen Pollenkörner dunkelbraun gefärbt und stark gepreßt sind; es handelt sich um interglazialen Torf, da *Pinus*-Pollen vom Haploxyloxytyp und tertiärer Laubholzpollen nur in sehr geringer Menge vorkommt. Bei der Ablagerung der Sande ist also interglazialer Torf aufgearbeitet worden, der nach der Beschaffenheit der Pollenkörner merklich älter als der Ton der untersuchten interglazialen Schichtenfolge sein muß; diese Ablagerung muß sehr rasch erfolgt sein, da der Pollenanteil aus dem aufgearbeiteten Torf bei weitem überwiegt.

Das Ergebnis der pollenanalytischen Untersuchung ist aus der Pollenzähltablette zu erschen. Das ziemlich regelmäßige Vorkommen von *Abies*-Pollen im Ton spricht für das E-Interglazial, und zwar handelt es sich um die Phase i oder m von JESSEN & MILTIERS (1928); erstere Datierung (Phase i) ist aber weniger annehmbar, da aus dieser Phase i nach dem pollenanalytischen Befund sehr wahrscheinlich der aufgearbeitete Torf der Sandproben 7 bis 12 stammt. Mit sehr großer Wahrscheinlichkeit fällt das Interglazial also in den Schlußabschnitt IV (nach JESSEN & MILTIERS, 1928) des letzten Interglazials. Für ein ausklingendes Interglazial spricht außer dem starken Absinken der Eichenmischwaldkurve das fast regelmäßige Vorkommen von *Salix*- und *Ericaceen*pollen.

Die Untersuchung der durch Ausschlämmen gewonnenen organischen Reste, die Herr M. BEYLE ausgeführt hat, ergab leider außer Splitterchen von Holzkohle keine makroskopischen Pflanzenreste.

¹⁾ Das spricht für eine rasche Ablagerung dieser Schichten.

Bohrung Brauerei Eberswalde 1940, Interglazial (E-Interglazial)

Pollenzähltablelle

Nr.	Tiefe m	Beschaffenheit der Bohrprobe																					
			<i>Abies</i>	<i>Alnus</i>	<i>Betula</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Pinus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Ulmus</i>	EMW	<i>Corylus</i>	Ericaceen	<i>Salix</i>	Cyperaceen	Gramineen	Varia	Farnsporen	<i>Sphagnum</i> -Sporen	<i>Pediastrum</i>	gezählte BP	PF
1	38	Kalkfreier, hellgrauer Gytjtaton, sehr sandig, mit sehr viel organischer Substanz	3,3	12	20	2,7	12	49,3	0,7	—	—	0,7	2,7	7,3	5,3	25	7	10	0,7	5,3	0,7	150	90
2	38—38,5	Kalkfreier, hellgrauer Gytjtaton, sehr sandig, aber mit recht wenig organischer Substanz	4	6,7	16,7	0,7	13,3	58,7	—	—	—	2,7	2,7	4	29	7,3	7,3	—	6	3,3	150	193	
3	38,5	dunkelgrauer Gytjtaton mit viel Torfdetritus, kalkfrei	1	10	18	1	10	57	—	1	—	1	5	10	2	14	2	7	5	8	4	100	75
4	38,5—40	hellgrauoliver, sehr kalkiger und feinsandiger Ton	0,7	4,7	4,7	—	8	81,3	0,7	—	—	0,7	2,7	0,7	0,7	6	2	11,3	—	0,7	—	150	68
5	40—45	a) hellgrauer, recht kalkiger Ton mit viel organischer Substanz	—	7	10	1	28	52	1	—	1	2	2	2	4	7	1	13	1	2	3	100	120
6	40—45	b) hellgrauer, recht kalkiger Ton mit viel organischer Substanz	—	6	14	2	16	61	1	—	—	1	3	3	1	9	1	18	—	1	2	100	114
7	48	etwas kalkiger grauer Sand	—	11	10	2	10	64	3	—	—	3	4	3	2	7	1	15	2	2	3	100	32
8	53	etwas kalkiger grauer Sand	—	6	8	—	8	76	—	—	2	2	2	—	—	8	2	6	—	—	—	100	68
9	62—63	recht stark kalkig	—	4	9	3	8	73	2	1	—	3	4	2	1	7	1	13	1	1	1	100	74
10	69	recht stark kalkig	—	11	16	1	9	59	3	1	—	4	4	—	3	6	4	30	—	1	—	100	56
11	70—72	recht stark kalkig	—	8	8	2	11	67	3	—	1	4	3	1	1	2	2	10	4	—	1	100	48
12	74	recht stark kalkig	1	7	13	2	25	48	2	1	1	4	3	3	5	3	3	15	—	1	2	100	51

EMW = Eichenmischwald (*Quercus* + *Tilia* + *Ulmus*)

BP = Baumpollenkörner

PF = Zahl der BP in 1 Präparat 18 × 18 mm²

2. Bohrung Papierfabrik Spechtshausen

Es traf sich glücklich, daß sich in einer neueren, in Spechtshausen durch die dortige Papierfabrik veranlaßten Wasserbohrung ein weiteres Vorkommen von Interglazial nachweisen ließ. Bei der Entfernung zwischen dieser und den Brauerei-Bohrungen ist zunächst wohl an keinen räumlichen Zusammenhang zu denken.

Das Profil der Bohrung weist unter 12,3 m Sanden und Kiesen mit einer schwachen Tonmergelbank an der Basis eine durch Sande mit einem Tonmergel unterteilte Grundmoräne auf. Sie ist aber wohl als eine Einheit aufzufassen. Unter ihr liegen zunächst 10,5 m Sande, von denen keine Probe erhalten ist, so daß ihre etwaige Zugehörigkeit zu dem nun folgenden Interglazial nicht festzustellen ist. Das Interglazial selbst ist nur in den obersten 4 m von 65,7 bis 69,8 m angebohrt. Es lieferte aber in den zwei daraus entnommenen Proben (Tonmergeln) durch seinen Polleninhalt, wie weiter unten ausgeführt wird, den Beweis für seine Zwischenzeitnatur.

Interglazial Spechtshausen

Bohrprobe Nr. 1: 65,7 bis 69,8 m.

Bohrprobe Nr. 2: 66,8 bis 69,8 m.

Beide Bohrproben enthalten nur recht wenig organische Substanz, und zwar größtenteils schwarzbraun gefärbten Detritus aus aufgearbeitetem älterem Torf oder aus Torfmudde; daher stammt auch nach der Färbung der allergrößte Teil des Pollens. Der Laubholzpollen ist sehr schlecht erhalten. Der Pollengehalt ist auch nach Aufbereitung mit HF sehr gering, in Nr. 1 nur 26 Baumpollenkörner in einem Präparat, in Nr. 2 noch viel weniger, so daß von dieser Probe kein Pollenspektrum ermittelt werden konnte. Die Probe 1 lieferte folgendes Pollenspektrum: 1% *Abies*, 2% *Alnus*, 15% *Betula*, 11% *Picea*, 70% *Pinus*, 1% *Quercus* (?), 2% *Corylus*, 3% Cyperaceen, 1% Gramineen, 12% verschiedene Kräuter, ferner 1% *Pediastrum*-Cönobien, 1% *Sphagnum*-Sporen. Danach stammt die Probe aus dem Schlußabschnitt eines Interglazials; eine genauere Datierung ist auf Grund des einzigen Pollenspektrums (dazu mit sekundärer Pollenzufuhr!) nicht möglich.

Außer unbestimmbaren Holztrümmern waren in den Proben keine makroskopischen Pflanzenreste festzustellen.

An tierischen Resten gelang es, eine linke Einzelschale von *Pisidium cinereum* ALDER auszuschlämmen, nach freundlicher Bestimmung von Herrn KOLASIUS.

Die bisher aus den zahlreichen Bohrungen des Eberswalder Gebietes nicht beantwortete Frage, ob hier im Untergrunde auch das ältere Interglazial vorhanden ist, konnte auch an Hand unseres neuen Materials nicht gelöst werden.

Schriften:

KRAUSE, P. G.: Über ein Interglazial in Eberswalde. — Jb. preuß. geol. Landesanst. für 1928, **49**, S. 220–223, Berlin 1928.

JESSEN, K. & MILTHIERS, V.: Stratigraphical and Palaeontological Studies of Interglacial Fresh-water Deposits in Jütland and Northwest Germany. — Danmarks geologiske Undersøgelser, II Raekke, **48**, 1928.

KRAUSE, P. G. & GROSS, H.: Das Interglazial von Angerburg nebst Bemerkungen über einige andere ostpreußische Interglaziale. — Jb. d. Reichsstelle für Bodenforschung für 1939, **60**, S. 311–340, Berlin 1941.

Die Salzfolge von Hohensalza (Wartheland)

VON FRANZ LOTZE, WIEN

1. Einleitung

Im Salzstock von Hohensalza entstanden im Anschluß an Bohrungen, durch die erstmalig 1871 Steinsalz erschlossen wurde, zwei Bergwerke, das fiskalische Steinsalzbergwerk „Kronprinz“ und das private Steinsalzbergwerk „Inowrazlaw“, die beide 1907 ersoffen. Solange diese Bergwerke in Betrieb waren, wurde von fachmännischer Seite, wie BEYSCHLAG (1913) sagt, niemals unternommen, den inneren Aufbau des Salzgebirges systematisch zu klären und graphisch darzustellen. Erst sechs Jahre nach ihrem Untergang versuchte BEYSCHLAG, das Versäumnis nachzuholen und auf Grund seiner bei früheren Befahrungen gewonnenen Eindrücke und der Kartenunterlagen ein rohes Bild vom Bau des Salzstockes zu entwerfen. Bei der „enormen Faltung und Verknetung der plastischen Salzmassen“, die „kaum irgendwo eine klare Gesetzmäßigkeit des Baues oder vor allem auch der Aufeinanderfolge der einzelnen Glieder des Salzgebirges erkennen“ ließen (BEYSCHLAG 1913, S. 240), gelang ihm jedoch eine genauere Gliederung der Salzfolge nicht. Immerhin kam er zu einer durchaus richtigen Grundvorstellung, wenn er vermutete, daß „in Hohensalza die Ältere und die Jüngere Salzfolge der mitteldeutschen Gebiete ineinander gefaltet vertreten“ seien. Zur ersten stellte er — gleichfalls durchaus richtig — die in den Gruben erschlossenen weißen und grauen Salze sowie einen Teil der Kalisalze; mächtigere Anhydritpartien identifizierte er — ebenfalls richtig — mit dem Hauptanhydrit, und buntfarbige Salze sowie haselgebirgsähnliche tonige Salzgesteine rechnete er zur eingefalteten Jüngeren Salzfolge.

1924 bis 1928 wurde im Südteil des Salzstocks ein neuer Schacht („Solno I“) abgeteuft und eine neue Grubenanlage geschaffen. Hierdurch ist das Salzgebirge der geologischen Untersuchung wieder zugänglich geworden und die früher verpaßte Gelegenheit zur Klärung der Salzstratigraphie erneut gegeben. Diese benützend, habe ich Untersuchungen über die Salzfolge im Februar 1941 vorgenommen, wobei die im folgenden aufgeführten stratigraphischen Ergebnisse erzielt wurden.

2. Die Verhältnisse in der Südstrecke von Solno I

Es zeigte sich, daß in der Grube Solno I die tektonischen Verhältnisse durchaus nicht so kompliziert sind, wie es die Angaben BEYSCHLAG's vermuten ließen. Zu der ost—westlich verlaufenden Südstrecke (Strecke 1) liegt sogar — sowohl auf der I. wie auf der V. Sohle — eine zwar überkippte, aber im großen doch sehr regelmäßige, nicht einmal spezialgefaltete Schichtfolge vor. Man kann hier von Westen nach Osten folgende Salzzonen bzw. Schichtglieder unterscheiden:

Zone 1 (I₁: 0 bis 15 m):¹⁾ Zunächst graues Steinsalz, grobkristallin, teilweise als „Augensalz“ („porphyroblastische“ größere Steinsalzeinspreng-

¹⁾ „I₁: 0 bis 15 m“ bedeutet: Auf I. Sohle in der 1. Strecke (Südstrecke) zwischen 0 und 15 m, gemessen vom Westende der Strecke aus. I₂ = I. Sohle, 2. Strecke; V₁ = V. Sohle, 1. Strecke.

linge in weniger grobkristalliner Grundmasse); darin eingesprengt Anhydrit als Flocken, Bröckchen und auch etwas größere Brocken, grob-schichtig angeordnet. Der Habitus des Salzes entspricht ganz dem des Älteren Steinsalzes, zum Beispiel im Gebiet von Bernburg. — Nach dem Hangenden zu gleiches graues Steinsalz, aber besser geschichtet, gebändert, mit dünnen, regelmäßig eingelagerten, teilweise wie Kieserit ausblühenden Anhydritschnürcchen. — Zuletzt blaßröliches, sehr reines Salz, etwa 1 m mächtig (w. M.).²⁾

Z o n e 2 (I₁: bei 15 m): Bis 20 cm brecciöses Carnallitgestein mit Brocken von Anhydrit, die offenbar tektonisch eingeknetet sind.

(Z o n e 3: In anderen Teilen der Grube vorhanden; in I₁ tektonisch unterdrückt.)

Z o n e 4 (I₁: 15 bis 17 m): Dunkelgrauer Anhydrit, gebankt, durch dunkle Schichtungsstreifen annähernd parallel der Bankung gemasert; geklüftet (Klüfte mit Carnallit). Nahe der Hangendgrenze 10 bis 20 cm durch feine dunkle Tonhäutchen, die glatte Ablösungsflächen abgeben, gut schichtig-plattig ausgebildet.

Z o n e 5 (I₁: 17 bis 40 m): Graues bis grauweißes, durch regelmäßige Anhydritbänder eng geschichtetes Steinsalz vom Typ des hannoverschen „Liniensalzes“; unten die Abstände der Anhydritlinien wenige Zentimeter, nach oben auf 10 bis 15 cm auseinanderrückend. — In der Mitte des Schichtpakets in gut gebanktem Salz eine etwa 0,8 m starke (w. M.), schwach kalihaltige Zone; hierin carnallitisches Kalisalz fein verteilt im Innern einzelner Steinsalzbänke, linsenförmig seitlich auskeilend.

Z o n e 6 (I₁: 40 bis 51 m): Gut gebanktes, reineres, rötliches bis bräunliches Steinsalz; die einzelnen Bänke bis 50 cm stark.

Z o n e 7 (I₁: 51 bis 70 m): Reinere rötliche, kaum geschichtete, höchstens grobbankige Salze.

Z o n e 8 (I₁: 70 bis 88 m): Im allgemeinen gut geschichtete, recht intensiv rote Salze mit dickeren anhydritisch-tonigen sowie einzelnen dünnen kieseritisch-carnallitischen Schnüren.

Z o n e 9 (I₁: 88 bis 97 m): Schmutzig-braunes bis schwärzlich-graues Steinsalz mit verschwommener Schichtung, ziemlich massig.

Z o n e 10 (I₁: 97 bis 104 m): Steinsalz, stark von schwärzlichen schwadenförmigen Anhydritlagen unregelmäßig durchsetzt; zu oberst etwa 5 m reineres helleres Steinsalz.

Z o n e 11 = Anhydritbank A (I₁: bei 104; V₁: bei 58 m): 10 bis 30 cm starke Anhydritbank, unregelmäßig, von kieseritisch-carnallitischem Salzgestein nesterförmig durchsetzt und begleitet.

Z o n e 12 (I₁: 104 bis 123 m; V₁: 58 bis 67 m): Salze vom Typ des hannoverschen „Schwadensalzes“, aber weniger anhydritartig; die dunklen Schwaden mehr tonig. Sehr rascher Wechsel recht reiner Steinsalzbänke mit ton- und anhydritdurchsetzten Bänken. Das Steinsalz teilweise von

²⁾ „w. M.“ bedeutet: Wahre Mächtigkeit, d. i. die Mächtigkeit senkrecht zum Fallen gemessen.

brecciöser Struktur, mit kleinen Hohlräumen, die wohl mit Carnallit gefüllt waren. — Im oberen Teil hebt sich eine schwarze, tonig-anhydritisch durchsetzte Salzbank besonders hervor. Darüber liegt bankiges reineres Steinsalz von 1,10 m (w. M.), das sich aber nach Norden infolge diskordanter Auflagerung der nächsten Zone verschmälert.

Zone 13 = Anhydritbank B (I_1 : bei 123 m; V_1 : bei 67 m): 4 bis 10 cm starke Anhydritbank, durchtrübert von Kieserit und Carnallit, auch übergehend in carnallitisches Salz mit Anhydritbrocken.

Zone 14 (I_1 : 123 bis 130 m; V_1 : 67 bis 79 m): Grobbankiges, unten reineres Steinsalz, oben unrein, tonig-anhydritisch durchsetzt.

Zone 15 = Anhydritbank C (I_1 : bei 130 m; V_1 : bei 79 m): 30 cm grauer, dichter, teilweise „pegmatitischer“ Anhydrit. Am Liegenden der Bank unter glatter Fläche ein Tonlöser (1 bis 2 cm starke Tonschicht mit Anhydrit).

Zone 16 (I_1 : 130 bis O-Ende von I_2 ; V_1 : 79 bis 88 m): Teils reineres, blaßrötliches Steinsalz mit schärferen Anhydritlagen, nach oben tonhaltig werdend.

Zone 17 (V_1 : 88 bis 95 m): Tondurchsetztes Steinsalz, grobbankig, teilweise massig; dunkle Tonlagen, übergehend in eine Wechsellagerung von tonigem Steinsalz und salzhalligem Ton in Bänkchen bis 2 cm Stärke; oben massige Bänke, durchwachsen von Tonbröckchen.

Zone 18 (V_1 : 95 bis 97 m) = „Steinsalzleitbank Solno“: Reineres, blaßrosa gefärbtes Steinsalz von 1,1 m (w. M.), darin eine dünne Anhydritlage.

Zone 19 (V_1 : 97 bis 118 m) = „Salztonkonglomerat“; unten steinsalzreicher, oben steinsalzärmer: massiges Steinsalz, völlig von Tonbrocken durchwachsen. Beim Verwittern und Herausbröckeln des Tons entsteht ein zelliges Steinsalznetzwerk, ähnlich manchen Zellendolomiten. Gelegentlich deutet sich grobe Bankung an.

Zone 20 (V_1 : 118 bis 120 m) = Salzletten: 1,5 m mächtige (w. M.), prächtig geschichtete Letten; feine graue Lagen wechseln mit braunroten; die ersteren sind anhydritisch, die letzteren teilweise von Steinsalzwürfeln durchwachsen.

Zone 21 (V_1 : 120 bis 141 m) = Salztonkonglomerat; wie Zone 19. Der Ton größtenteils rötlich gefärbt.

Zone 22 (V_1 : 141 bis 143 m): 1 bis 2,5 m (w. M.) starkes rötlich-bräunliches Steinsalz mit sehr feinen Anhydritschnüren.

Zone 23 (V_1 : 143 bis 144 m): Grauer Anhydrit, 0,4 bis 0,6 m (w. M.), im unteren Teil durch dünne dunkle Tonlagen geschichtet; in der Mitte ein besonders markantes, kohlschwarzes Tonband; Hangdengrenze von Tonlöser gebildet.

Zone 24 (V_1 : 144 bis 168 m): Steinsalz, unten kaum geschichtet, hellgelblich, reiner, im übrigen durch scharfe Anhydritlagen gut gebankt. In der Mitte werden die Anhydritlagen zu dünnen, bis 2 cm starken Bänkchen, worunter sich auch ein kieseritisches Bänkchen findet. Nach oben nimmt die Anhydritführung wieder ab, indem die einzelnen Lagen dünner

werden und weiter auseinanderrücken. Das Steinsalz dazwischen rein, rötlich-gelblich bis weißlich.

Zone 25 (V_1 : 168 bis 181 m und V_2 : 0 bis 17 m): Fast schichtungsloses, massiges, weißes, teilweise schwach rötliches Steinsalz vom Typ des hannoverschen Schneesalzes.

Zone 26: Im Hangenden der Zone 25 scheinen nach ostwärts getriebenen Bohrungen wieder tondurchsetzte Salze vom Typ der „Salztonkonglomerate“ zu folgen.

3. Ergänzungen aus anderen Teilen der Grube

Zone 1 tritt im nördlichen Teil des Grubenfeldes in größerer Verbreitung und beträchtlicher Mächtigkeit auf. Hier sind deutlich drei Abteilungen zu unterscheiden (von unten nach oben):

- a) stärker anhydrithaltiges „Augensalz“,
- b) reineres, anhydritarmes, teilweise als Speisesalz verwendbares grauweißes Steinsalz,
- c) durch feine kieseritische Lagen scharf geschichtetes Steinsalz.

Zone 2: Fast im ganzen Grubenfeld an der Hangendgrenze des grauen Steinsalzes verfolgbar, wenn auch meist tektonisch zu einer dünnen Schnur ausgewalzt.

Zone 3: Meist tektonisch unterdrückt; doch ist auf der V. Sohle in der Oststrecke (Verlängerung der 6. Strecke nach Osten) ein 2 m mächtiger (w.M.) Rest vorhanden; er besteht im unteren Teil aus sandig-dolomitischem, im oberen anhydritischem, gut plattig-schichtigem grauem Salzton.

Zone 4: Teile der Übergangszone zwischen Zone 3 und 4 sind auf der V. Sohle in der eben genannten Oststrecke als Anhydritblöcke mit zahlreichen tonigen Lagen zu beobachten.

Zonen 6 bis 10: Die Grenzen zwischen den einzelnen Zonen sind nicht immer klar zu ziehen. Ihre Ausbildung scheint auch etwas zu wechseln. So lassen sich in einigen Grubenteilen die Zonen 6 und 7, in anderen die Zonen 8 und 9 nicht auseinanderhalten.

Zonen 11, 13 und 15 sind recht konstant. Die gleiche Ausbildung wie in der 1. Strecke zeigen sie auch im östlichen Grubenteil und auf der V. Sohle auch im Nordteil der 5. Strecke.

Zone 18: Eine ausgeprägte Leitbank, die auf der V. Sohle auch in dem von der 3. Strecke nach Osten führenden Querschlag in gleicher Ausbildung wie in der 1. Strecke sichtbar ist.

Zone 20: In genau gleicher Ausbildung wie in der 1. Strecke auch in dem von der 3. Strecke auf der V. Sohle in östlicher Richtung führenden Querschlag.

4. Vergleich mit der Salzfolge Hannovers. — Normalprofil von Hohensalza

Einzelne Glieder der beschriebenen Salzfolge haben eine auffallende Ähnlichkeit mit solchen bei Hannover. So entspricht Zone 1a von Hohensalza völlig dem „Hauptsalz“ der Älteren Salzfolge Mittel- und Nordwestdeutschlands und Zone 1b dem bei Hannover und auch anderswo vorhandenen Speisesalzhorizont im „Hangendsalz“ der Älteren Salzfolge (vgl. LOTZE 1938, S. 434 bis 435). Zone 2 ist trotz der starken tektonischen Auswulzung kieseritischem Trümmercarnallit des Flözes Staßfurt zu vergleichen. Zone 3 hat den Typus des Grauen Salztons, Zone 4 des Hauptanhydrits. Zone 5 gleicht so sehr dem Liniensalz Hannovers, daß die Ähnlichkeit schon auf den ersten Blick auffällt. Zone 6 ist das „Bankige Orangesalz“ Hannovers. Die Zonen 10 bis 16 entsprechen ganz und gar dem „Schwadensalz“ der hannoverschen Salzstöcke, wobei die Zonen 11 bis 15 mit den drei Anhydritbänken A, B und C dem „Anhydritmittelsalz“ zu parallelisieren sind, das ja auch vielfach drei Anhydritbänke enthält. Zone 23 ist der „Pegmatitanhydrit“ Hannovers, und Zone 25 gleicht völlig dem hannoverschen „Schneesalz“.

Es kann also kein Zweifel sein, daß man zahlreiche Glieder des Hohensalzaer Salzprofils mit solchen Hannovers gleichsetzen kann. Über diese petrographische Übereinstimmung hinaus besteht auch ein völliger Einklang in der Abfolge: Die einander petrographisch entsprechenden Schichtglieder folgen bei Hohensalza genau so aufeinander wie bei Hannover. Das wird ersichtlich, wenn man die beiden Normalprofile miteinander in Vergleich setzt, wie das in Tab. 1 geschieht.

Im Rahmen dieser Gleichsetzung findet auch eine etwas umstrittene Frage eine Erklärung, nämlich diejenige nach dem Alter des „Salztonkonglomerats“. E. FULDA (1940) hatte offengelassen, ob es sich hierbei um eine Bildung von Rotliegend-Alter oder um ein Äquivalent des Roten Salztons handle; jedenfalls hatte er es für eine abnorme Bildung im Zechsteinbecken gehalten und darauf einen bedeutsamen Gegensatz der Ausbildung des „Bromberger Beckens“ gegenüber derjenigen Hannovers begründet. Es zeigt sich, daß bei Hohensalza wahrscheinlich drei Horizonte von „Salztonkonglomeraten“ vorhanden sind, nämlich ein erster und zweiter mit Sicherheit im Liegenden und im oberen Teil des „Roten Salztons“ und ein dritter wahrscheinlich (nach Bohrungen) im Hangenden des Schneesalzes.

Ein besonderer Gegensatz zu Hannover oder Mitteldeutschland besteht dabei nicht, im Gegenteil, vergleichbare Bildungen sind dort durchaus vorhanden. So findet die Salz-Ton-Mischbildung von Zone 19 in Hannover ihr Gegenstück im „Blauen Salzton“, wenn auch die Farben nicht völlig übereinstimmen. Zone 20 entspricht dem unteren Teil des Roten Salztons von Hannover, das „Salztonkonglomerat“ von Zone 21 dagegen seinem oberen Teil. — Eine ganz ähnliche Sachlage herrscht zum Beispiel im mittleren Leinegebiet, wenn dort nach RENNER der Horizont des „Roten Salztons“ zuunterst aus einer etwa 3 m mächtigen Zone deutlich geschichteter, zäher, vorwiegend dunkelgrauer Tone mit einer geringmächtigen Anhydritbank besteht, worüber gegen 20 m massige rote Tone folgen, — oder im oberen Allertal, wenn dort nach ZWANZIG der untere Teil des „Roten Salztons“ eine Wechsellagerung von grauem leutigem Ton mit

hellrosa Anhydrit und rotem Salzton darstellt.³⁾ Zone 20 von Hohensalza zeigt mit ihrer Anhydritführung, ihrer guten Schichtung und Wechselagerung ganz den gleichen Typ!

Der einzige Unterschied scheint darin zu bestehen, daß der höhere Teil des Roten Salztons (Zone 21) bei Hohensalza stärker salzhaltig als in den Kernbereichen des Zechsteinbeckens ist. Aber das ist nur ein gradueller Unterschied: Auch in Nordhannover ist der obere Teil des Roten Salztons von Steinsalzkristallen („Tonwürfelsalz“) durchsetzt.

Ein etwas stärkerer Unterschied gegenüber der Ausbildung bei Hannover besteht darin, daß sich der „Pegmatitanhydrit“ (Zone 23) bei Hohensalza nicht unmittelbar auf den Roten Salzton legt, sondern von ihm getrennt ist durch eine Steinsalzabscheidung. Hieraus erhellt, daß der Pegmatitanhydrit nicht einfach ein Übergangsglied in einer progressiven Abscheidungsfolge vom Roten Salzton zum Schneesalz ist, sondern einen neuen Sedimentations-Teilzyklus einleitet. Die Steinsalzkomponente ist bei Hohensalza eben stärker entwickelt als bei Hannover, so daß hier die Abscheidungs-Zyklen vollständiger sind und sich klarer ausprägen.

Ein weiterer, auch mehr gradueller Unterschied betrifft das Basissalz der Jüngsten Salzfolge, d. h. den unteren, stärker anhydrithaltigen Teil des Schneesalzes; es ist bei Hohensalza wesentlich mächtiger (10 bis 15 m) als bei Hannover (etwa 3 m).

Jüngere Kalisalzflöze sind in abbauwürdiger Ausbildung in Hohensalza nicht vorhanden. Die Kaliabscheidung kam über schwache Ansätze und Vorstufen nicht hinaus. Diese Andeutungen finden sich in Zone 8 als carnallitisch-kieseritische Schnüre etwas über dem Horizont des Ronnenberg-Lagers Hannovers und damit in einem Horizont, der ungefähr dem Niveau des Kieseritflöztes „Bergmannsseggen“ im Lehrter Salzstock (siehe F. LOTZE 1938, S. 284 und F. LOTZE 1934) entspricht. Außerdem sind aber auch im mittleren Teil des Liniensalzes Andeutungen von Kalisalzen vorhanden; aber hierbei dürfte es sich kaum um primäre Abscheidungen, sondern um sekundäre Infiltrationen durch leicht kalihaltige Lösungen handeln.

5. Zur paläogeographischen Stellung der Salzfolge von Hohensalza

FULDA (1940, auch 1928, 1935 und 1938) hat, wie schon erwähnt, bedeutsame Gegensätze zwischen der Salzfolge des Bromberger Gebiets und derjenigen Hannovers angenommen und weiter geschlossen, daß das Bromberger Gebiet ein besonderes, von dem Hauptzechsteinbecken getrenntes Sonderbecken darstellte, in welchem die Salzablagerungen eine eigene Entwicklung genommen hätten. Die neuen Untersuchungen ergaben dagegen eindeutig, daß solche Gegensätze nicht bestehen, daß vielmehr bei Hohensalza vom Älteren Steinsalz bis zum Schneesalz ganz der gleiche Abscheidungsgang herrscht wie im inneren Teil des Zechsteinbeckens; die Übereinstimmungen sind hierbei teilweise so außerordentlich fein, daß man angesichts der beträchtlichen Entfernung zwischen den beiden Gebieten höchst überrascht sein muß. Man hätte selbst bei einer

³⁾ Auch bei Schönebeck weist der untere Teil des Roten Salztons hohe Gehalte an Anhydrit und Karbonaten auf.

Einheitlichkeit des Beckens viel größere Abweichungen erwarten können, als sie sich ergaben.

Es kann also kein Zweifel sein, daß das Gebiet von Bromberg—Hohensalza keine besondere Abscheidungswanne und auch kein stärker abgetrenntes Seitenbecken des deutschen Zechstein-Salzsees war, sondern ein mit den übrigen Beckenteilen in breitem Zusammenhang stehender östlicher Abschnitt. Es findet damit die Auffassung, die ich (LOTZE 1938) z. B. in Abb. 227 (S. 389) zum Ausdruck gebracht habe, eine Bestätigung.

Hierbei kennzeichnet sich der Raum von Hohensalza wenigstens hinsichtlich der Entwicklung der Jüngeren Salzfolge nicht als Kerngebiet von dem Range Hannovers, sondern als eine etwas mehr randliche Zone. Die Abscheidungsfolge entspricht am meisten etwa derjenigen des mittleren Leinetals, wo sich jüngere Kaliabscheidungen nicht mehr ereignet haben, aber die übrige Salzfolge noch recht vollständig und mächtig entwickelt ist.

Schriften

BEYSCHLAG, F.: Das Salzvorkommen von Hohensalza. — Jb. Preuß. geol. Landesanst. f. 1913, **34** II, S. 225—241.

FULDA, E.: Das Kali II. Stuttgart 1928.

FULDA, E.: Handbuch d. vergl. Stratigraphie Deutschlands; Zechstein. Berlin 1935.

FULDA, E.: Steinsalz und Kalisalze. S. 157; Bd. III, 2, von BEYSCHLAG, KRUSCH, VOGT: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. Stuttgart 1938.

FULDA, E.: Salzlagerstätten und Salzbergbau im ehemaligen Polen. — Zschr. Kali **34**, S. 15 ff., 1940.

LOTZE, F.: Der Gang der Salzabscheidung im innersten Teil des deutschen Zechsteinbeckens. — Zschr. Kali, 1934.

LOTZE, F.: Steinsalz und Kalisalze, Geologie; Bd. III, 1 von „Die wichtigsten Lagerstätten der Nichterze“. Berlin 1938.

RENNER, O.: Salzlager und Gebirgsbau im mittleren Leinetal. — Arch. f. Lagerstättenforsch. **13**, Berlin 1914.

ZWANZIG, W.: Die Zechsteinsalzlagerstätte im oberen Allertale bei Wefensleben-Belsdorf. — Zschr. Kali, 1928.

Personalveränderungen beim Reichsamt für Bodenforschung

November 1941

A. BEAMTE

I. Ernennungen:

Dr. ARMIN GRAUPNER (Berlin), bisher außerplanmäßiger Bezirksgeologe, zum Bezirksgeologen.

Dr. KURT GUNDLACH (Berlin), bisher wissenschaftlicher Angestellter, zum außerplanmäßigen Bezirksgeologen.

II. Beförderungen:

Dr. ALBERT HOCK (München), bisher Bezirksgeologe, zum Regierungsgeologen.

GUSTAV KELLER (Freiburg), bisher Kanzleiassistent, zum Regierungs-Assistenten.

III. Versetzungen:

MAX SPIELHAGEN (Berlin), Regierungsamtmann, in die Reichsfinanzverwaltung.

IV. Beurlaubungen:

HERM. ZASTROW (Berlin), Regierungsssekretär, zur Gauleitung der NSDAP. Pommern.

B. WISSENSCHAFTLICHE ANGESTELLTE

I. Neueinstellungen:

Dr.-Ing. FRIEDRICH RUPPRECHT (Berlin).

Dipl.-Ing. ALB. KIESCHKE (Berlin).

II. Abgang:

Siehe unter A. I.

Dezember 1941

A. BEAMTE

I. Ernennungen:

Dr. WILHELM HOLSTEIN (Berlin), bisher wissenschaftlicher Angestellter, zum Bezirksgeologen.

Dr. JOSEF NIEDERMAYER (Berlin), bisher wissenschaftlicher Angestellter, zum außerplanmäßigen Bezirksgeologen.

Dr. WOLFGANG HALLER (Berlin), bisher wissenschaftlicher Angestellter, zum außerplanmäßigen Bezirksgeologen.

II. Beförderungen:

Dr. OTTO BURRE (Berlin), bisher Bezirksgeologe, zum Regierungsgeologen.

Dr. MAX TRENEL (Berlin), bisher Bezirksgeologe, zum Regierungsgeologen.

III. Versetzungen:

Dr. WINKLER VON HERMADEN, bisher Regierungsgeologe in Wien, als außerordentlicher Professor an die Technische Hochschule in Prag.

B. WISSENSCHAFTLICHE ANGESTELLTE

II. Abgang:

Siehe unter A. I.