

Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens.

Von A. Winkler.

(Mit 16 Textfiguren.)

Vorbemerkung.

Die geologische Aufnahme des Blattes Gleichenberg, die ich in den Jahren 1912—1914, dann 1920—1925 durchgeführt habe, hat mir das Studium eines beträchtlichen Teils der sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens ermöglicht. Die noch in Durchführung begriffene Kartierung des nördlich angrenzenden Spezialkartenblattes Fürstenfeld hat einen vorläufigen Überblick über die Verbreitung und Gliederung der pontischen Schichten in diesem Raume gewährt; die mehr übersichtlichen Begehungen in der Osthälfte des Spezialkartenblattes Wildon-Leibnitz haben schließlich einen Einblick in den Aufbau des vorzüglich aus sarmatischen Bildungen bestehenden „Grabenlandes“ (nördlich der unteren Mur) verschafft. Wenn die Studien am Blatte Gleichenberg gewissermaßen schon als abschließend betrachtet werden können, so sind die Ergebnisse am Blatte Fürstenfeld und Wildon-Leibnitz nur als vorläufige anzusehen. Immerhin glaube ich auch diese letzteren Resultate im Zusammenhang mit der Aufnahme am Gleichenberger Blatte besprechen zu sollen, da sie die ins einzelne gehenden Beobachtungen des letzteren Raumes ergänzen und da seit der ersten Übersicht, die ich im Jahre 1913 über das steirische Becken gegeben habe, viele bisher unpublizierte Resultate hinzugekommen sind.

Über die geologische Literatur des hier darzustellenden Raumes kann ich mich ganz kurz fassen, da in der 1913 erschienenen, eigenen Arbeit „Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark“ eine eingehende Besprechung der meisten, bis dahin erschienenen, geologischen Vorarbeiten enthalten und in den Erläuterungen zum Blatte Gleichenberg alle die Oststeiermark betreffenden * Publikationen in einem umfangreichen Literaturverzeichnis aufgenommen sind.¹⁾ Dort ist auch ein allgemeiner Überblick über die sarmatisch-pontischen Ablagerungen des Kartenbereiches gegeben worden. Für das sarmatisch-pontische Gebiet des Grabenlandes kommen nur die Angaben von Rudolf Hörnes in der Studie

¹⁾ Das letztere wäre noch durch eine Studie zu ergänzen, die mir erst kürzlich bekannt wurde: D. Stur: Promemoria über die geologischen Verhältnisse des Kurortes Gleichenberg“, Graz, 1884. Verlag des Gleichenberger Aktienvereines (auch in der Joanneumsbibliothek Graz).

„Sarmatische Ablagerungen in der Umgebung von Graz“¹⁾ und von Fabian²⁾ und Hilber³⁾ in Betracht, während Dregers Aufnahmeberichte⁴⁾ leider äußerst knapp gehalten sind. Für das Gebiet von Fürstenfeld wären noch D. Sturs Angaben über die Ergebnisse anlässlich der Wasserbohrungen bei dieser Stadt⁵⁾ erwähnenswert. In meiner Studie „Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns“⁶⁾ sind einige eigene, bis 1921 erzielte Ergebnisse zusammengefaßt.

In einem I. Abschnitt soll die sarmatische Schichtenfolge, in einem II. die pontische Serie besprochen werden, während eine Hervorhebung der wichtigeren erzielten Ergebnisse im Schlußteile (III. Teil) erfolgen wird. Beim Lesen wolle das geologische Spezialkartenblatt „Gleichenberg“ herangezogen werden.

I. Die sarmatischen Schichten der Südoststeiermark.

A. Allgemeines.

Bis zu Beginn meiner Untersuchungen in Oststeiermark (vor 15 Jahren) wurde das ausgedehnte Gebiet des „Grabenlandes“ nördlich der unteren Mur bis in den Südtel des Gleichenberger Eruptivgebietes hinein auf Grund der Darstellung, wie sie Stur in der „Geologischen Karte von Steiermark“ gegeben hatte, speziell als pontisch angesehen. Indessen war schon Rudolf Hörnes (loc. cit.) auf Grund mehrerer Exkursionen im Grabenlande zur Überzeugung gekommen, daß ein beträchtlicher Teil dieses Gebietes den sarmatischen Schichten zuzurechnen sein wird. In meinen Studien „Das Eruptivgebiet von Gleichenberg“ und in der nachfolgenden Arbeit „Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs“ habe ich dann nachgewiesen, daß hier, südlich einer Linie, die man von Fernitz (südlich von Graz) über Kirchbach gegen Gnas und Gleichenberg zieht, pontische Schichten überhaupt nicht auftreten und dies auf einer Übersichtskarte ersichtlich gemacht. Dreger hat dies bei seinen Aufnahmen später bestätigen können.

Weiters habe ich in obzittierter Arbeit einen Versuch der Gliederung der sarmatischen Schichten vorgenommen. Sie wurden in ein mit vorherrschend sandigem Charakter und mit Einschaltungen von Kalken und Lumachellen versehenes Obersarmat und in ein tonig-feinsandiges Unter-Mittelsarmat gegliedert. Das letztere weist ein Niveau grobkörnigen Schotters auf. Die Abtrennung des Obersarmat vom älteren Sarmat hat sich bei den später weiter ausbreitenden Begehungen vollauf bestätigt.

1) Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Jahrgang 1873.

2) „Das Miocänland zwischen der Mur und der Stiefing bei Graz.“ Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Jahrgang 1905.

3) Hernalser Tegel bei St. Georgen, Wildon Ost. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1871.

4) Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1913, S. 71—72, und 1916, S. 46—47.

5) Geologische Verhältnisse der wasserführenden Schichten des Untergrundes in der Umgebung der Stadt Fürstenfeld in Steiermark. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1883, XXXIII. Bd., S. 373.

6) Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, 1921.

Der Fazies-Charakter der Ablagerungen hält auch noch westlich des Gleichenberger Blattes — am Kartenblatte Wildon-Leibnitz — trotz mancher Abweichungen im großen und ganzen an, so daß auch hier das Obersarmat abgedehnt werden konnte.

Die Teilung des älteren Sarmats in ein Unter- und Mittelsarmat wurde auch bei meinen weiteren Studien im Auge behalten. Am Blatte Gleichenberg konnte die Trennung dieser beiden Unterstufen — mit etwas verschobener Grenzlinie, als sie im beschränkten Aufnahmegebiete vom Jahre 1913 vorgenommen wurde — nur dort halbwegs sicher durchgeführt werden, wo inmitten der Schichtfolge ein grober Schotterhorizont eingeschaltet ist. Was über demselben liegt, wird als Mittelsarmat, was unter ihm liegt, als Untersarmat bezeichnet. Wo dieser Leithorizont eines Fluß- und Deltaschotters aussetzt, erschien die Abtrennung der beiden älteren, sarmatischen Horizonte schwierig und wurde daher deren spezielle Hervorhebung auf der geologischen Spezialkarte „Gleichenberg“ unterlassen.

Die Verbreitung der sarmatischen Schichten (Fig. 1).

Die sarmatischen Ablagerungen setzen im O in geschlossener Verbreitung — nur durch vulkanische Bildungen unterbrochen und örtlich von jungen Terrassenauflagerungen überdeckt — den ganzen Raum zwischen dem Gnasbachtale, dem Poppendorfertale, dem Gleichenberger Sulzbachtale, dem Pleschbachtale, dem Kutschenitztale und dem Leimbach-(Lendvajtale) zusammen und reichen annähernd bis zu deren Quellgebieten an der Hauptwasserscheide zwischen Raab und Mur hinauf. In der Gegend südlich von Feldbach überschreiten die sarmatischen Ablagerungen zwischen dem Gleichenberger Kogel und dem Prädibergsattel (Wartberg) die Hauptwasserscheide und erscheinen an der Basis der gegen N ausstrahlenden Höhenrücken bis an das Raabtal heran, wo sie speziell von J. Stiny (Bergbau und Hütte 1918, H. 10—11) an neuen Entblößungen erwiesen wurden.

Westlich des Gnasbachtals erstreckt sich der sarmatische Bereich in breiter Front über das Auersbach-, Ottersbach-, Saßbach-, Lieberbach-, Schwarzau-, Labill-, Stiefing- und Tropbach-(Erabachtal) bis zum Murtal (zwischen Hausmannstätten und Werndorf bei Wildon) heran. Jenseits der Mur sind solche dann noch aus der Gegend südwestlich von Graz (bei Winkeln und Oberbücheln usw.) bekannt.

Der oberste Teil dieser „Grabenland“täler und deren Wasserscheiden liegen aber schon zum größten Teil im Bereiche der pontischen Schichten.

An der Einnündung des Schwarzatals in das breite Alluvialfeld der Mur sind im Sockel der ausgedehnten Diluvialterrassen in neuester Zeit auch marine Schlierschichten¹⁾ bekannt geworden, welche anzeigen, daß der breite Alluvialboden der Mur unterhalb von Leibnitz bis gegen

¹⁾ A. Tornquist, „Auftreten und Salzführung der Mineralquellen in der Südsteiermark“. Internationale Zeitschrift für Bohrtechnik usw., 33. Jahrgang, Nr. 1, Wien 1925; J. Knett, „Die Mineralprovinz der Südsteiermark“ ebendort und R. Schwinner, Der Säuerling von Perbersdorf. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1925, Nr. 10.

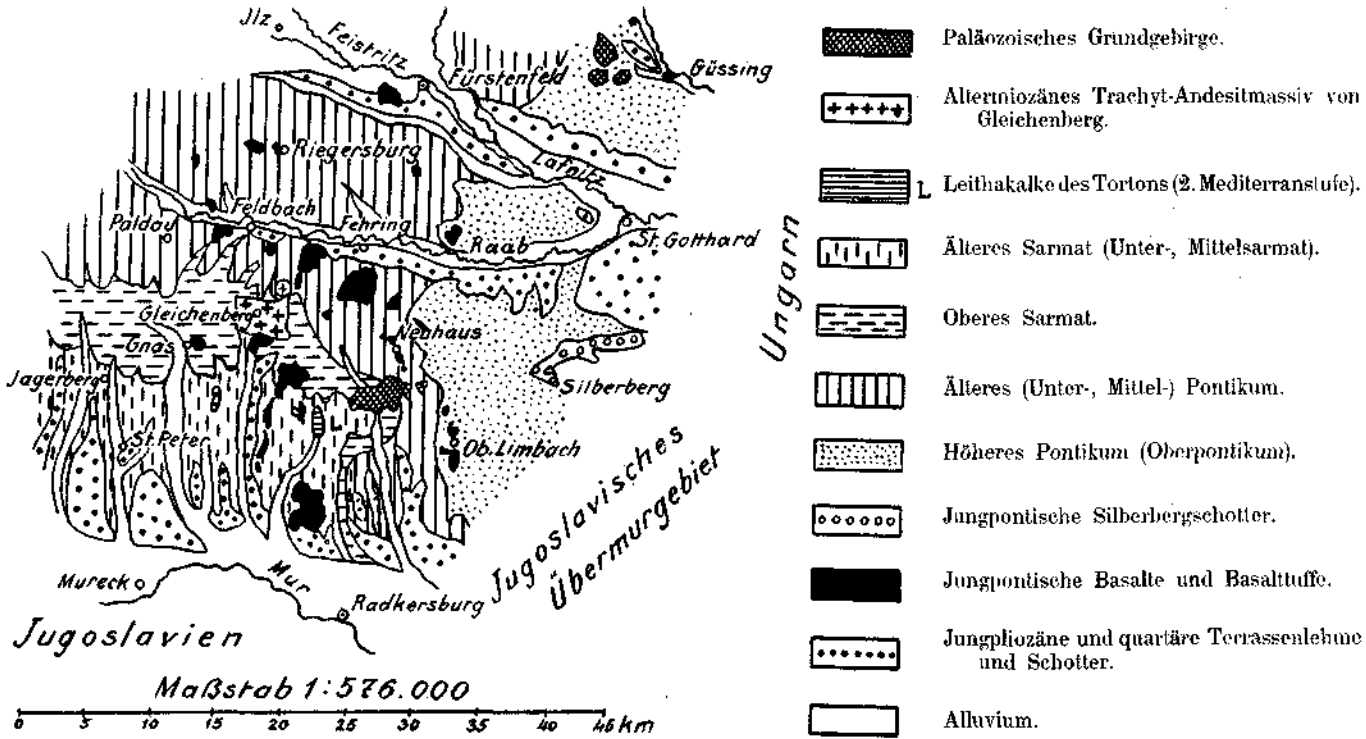


Fig. 1. Geologische Übersichtsskizze des südöstlichen steirischen Beckens.

Mureck hinaus schon in den, im Südwesten des Sarmatikums folgenden, „marinen Bereich“ eingekerbt ist, welcher letzterer freilich hier unter dem Überzug von jung- und altdiluvialen und alluvialen Schwemmschutt kaum hervortritt.

Aber auch die sarmatischen Schichten im ganzen Südteil des Grabenlandes erscheinen auf den Höhenrücken von einer Kappe von jungpliozänen und altdiluvialen Terrassenschottern und Lehmen überdeckt¹⁾ (siehe Fig. 1), die sich nordwärts über St. Peter hinaus bis gegen Jagerberg und Glojach und bis auf die Höhen östlich von St. Georgen an der Stiefing erstrecken. Hier sind also die brackischen Ablagerungen überall unter einer gegen den Muraltalboden zu immer tiefer herabsteigenden Decke jüngerer Terrassenanschwemmungen teilweise begraben (siehe Übersichtsskizze Fig. 1).

B. Das ältere Sarmat.

Das ältere Sarmat wird im wesentlichen von feinen (tonig-mergelig-feinsandigen) Ablagerungen gebildet, welchen ein Hauptschotterzug eingeschaltet erscheint. Für sie ist das vollkommene Fehlen kalkiger Gesteine und die Fossilarmut, speziell der nahezu vollständige Mangel an den für sarmatische Ablagerungen so charakteristischen Cerithien, bemerkenswert. Im Terrain hebt sich die Abgrenzung des älteren Sarmats von den auflagernden obersarmatischen Bildungen deutlich ab. Da die letzteren vorherrschend sandig-grobsandiger Natur sind und außerdem häufig festere Kalkbänke eingeschaltet zeigen, so entspricht dem Ansetzen des Obersarmatikums meist eine Steilstufe im Terrain.

1. Das sarmato-carinthische Delta. (Siehe Fig. 2.)

Im Südwestteil des Kartenblattes erscheint im älteren Sarmat ein sehr charakteristischer Zug groben Schotters, welcher gleichsam als Leithorizont dienen kann. Er taucht 3 km südsüdwestlich von Gleichenberg, bei Waldsberg, aus der Sohle des Sulzbachtales empor, läßt sich — stellenweise unterbrochen — gegen Grub verfolgen, von wo er sich dann, allmählich ansteigend, bis zum Markte Straden fortlaufend beobachten läßt. Bei Straden krönt er die 373 m hohe Kuppenhöhe. Hier streicht er in die Luft aus. Weiter südlich finden wir ihn, an einer Störung abgesenkt, zwischen Unterkarla (siehe Fig. 3) und Radochen wieder. Westlich des Poppendorfertales liegt der Schotterzug am Höhenrücken nördlich von Waasen (zwischen Waasen und Trösing im Gnasbachtale), bei letzterem Orte in einer großen Schottergrube mächtig erschlossen, und erscheint weiter im S, am Gehänge westlich von Hart, wieder.

Der mittelsarmatische Schotter findet gegen W hin, jenseits des Gnasbachtals, seine Fortsetzung. So ist er an der Westflanke des unteren Gnasbachtals, südlich von Schrötten (nordwestlich von Deutsch-Goritz), unter einer Decke altquartären Terrassenlehms und Schotters

¹⁾ Für das Gebiet zwischen Gnas und St. Peter habe ich dies schon 1921 (Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt) erwiesen.

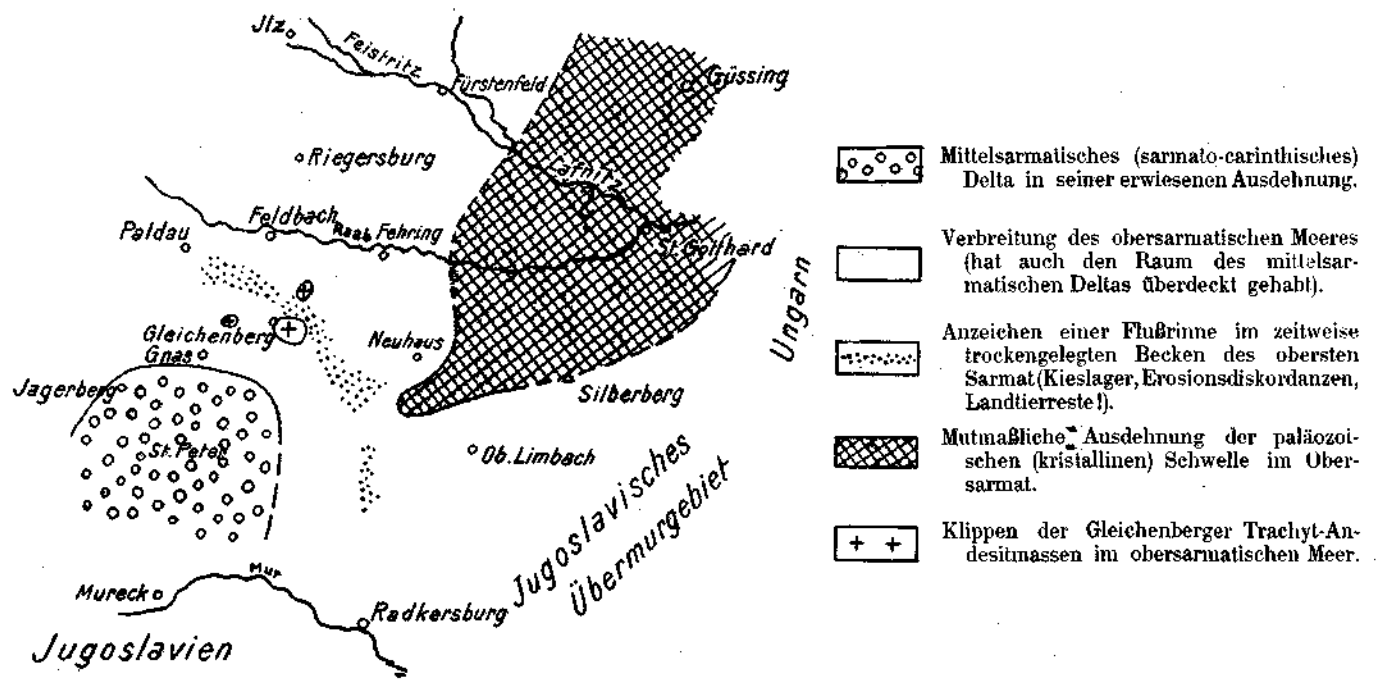


Fig. 2. Das südöstliche steirische Becken im Sarmat.

erschlossen; er liegt dem Höhenrücken östlich von St. Peter a. O. auf und ist schließlich noch 6 km nordnordwestlich dieses Ortes bei und unmittelbar südlich von Jagerberg (Schlegelberg) zu beobachten (Fig. 4). Weiter westlich, als in der breiten Furche des Saßbachtals, habe ich den Schotter noch nicht gesehen.

Die Mächtigkeit des Schotters.

Der Schotter weist sehr schwankende Mächtigkeiten auf, die zwischen einigen Dezimetern und dreißig Metern liegen. Den letzteren Wert stellte ich für die in der Grube von Trösing (im Gnashachtale) aufgeschlossenen Schotter fest. Hier war aber der Schotter durch eine Lage von Sand und Ton zweigeteilt. Bei Waldsberg fand ich den Schotter bis zu 6 m Mächtigkeit erschlossen. Bei Grub und Krusdorf mit etwa 8 m, nördlich von Waasen mit 10 m und bei Unterkarla mit 5 m Stärke.

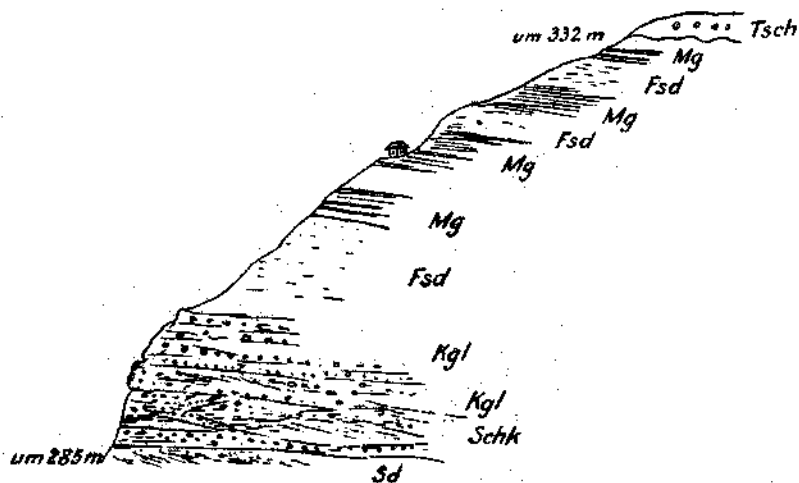


Fig. 3. Mittelsarmatische Schichten bei Unter-Karla.

Sd = Grobsande. Schk = Schotter und Kiese. Kgl = Konglomerat. Fsd = Feinsande. Mg = Mergel und Tegelmergel. Tsch = Terrassenschotter.

In dem westlich des Gnashachtals gelegenen Verbreitungsgebiet zeigt sich eine Zunahme in der Mächtigkeit der die Schotterbänke führenden Schichtenfolge, wobei sich zwischen die letzteren noch mächtigere Sand- und Mergelbänke zwischenschalten. Bei Jagerberg fand ich drei Schotterlager von je 6–8 m Mächtigkeit; bei St. Peter am Ottersbach sah ich eine tiefer liegende, gering mächtige Schotterlage und eine obere, etwa 6 m starke Schottermasse aufgeschlossen, zwischen welchen und über welchen mächtigere Mergel und sandige Mergel gelagert waren.¹⁾ Bei Krobothen (Schrötten NW) sind etwa 8 m mächtige Schotter in einer großen Grube erschlossen.

Die Geröllgröße des Schotters.

Die Geröllgröße des Schotters ist naturgemäß eine lagenweise wechselnde. Bei Trösing im Gnashachtale fand ich selten Gerölle bis über Doppelfaustgröße vor; am Ostgehänge des Hirzkogels muß bis faustgroße Gerölle. Bei Unterkarla herrschen haselnuß- bis kindesfaustgroße, selten faustgroße Gerölle vor. Bei Straden besitzt eine untere Lage Gerölle bis Kindesfaustgröße, eine obere von der ersteren durch Sande abgetrennte solche bis Faustgröße. Bei Grub zeigen die größten Lagen Gerölle bis

¹⁾ Wahrscheinlich ist hier die Zahl der Schotterbänke noch größer.

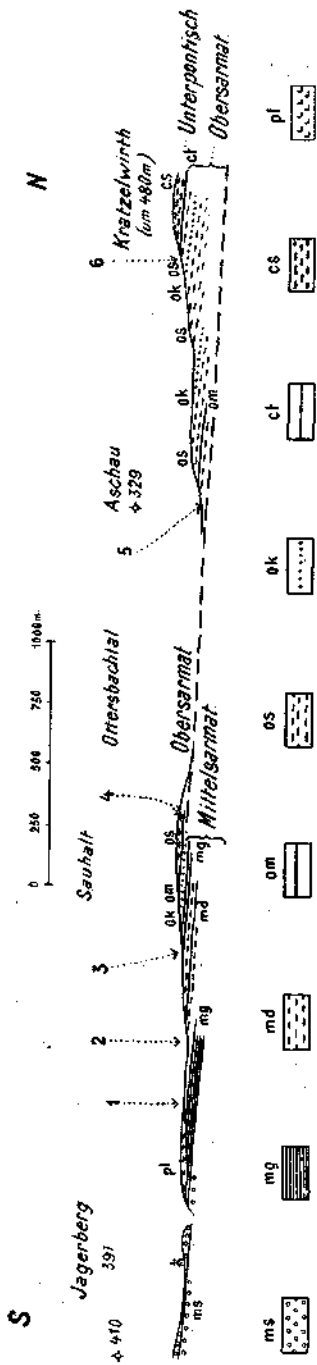


Fig. 4. Profil an der Ostflanke des Saßbach, bzw. Ottersbachtals.

ms = mittelsarmatische Basisschotter (sarmato-carinthisches Delta). mg = mittelsarmatische Mergel. md = mittelsarmatische Feinsande. om = obersarmatische Sande. os = obersarmatische Grobsande und feine Kiese. ct = pontischer Congerien-
tegel. cs = pontische Congerien. pl = jungpliozäne Terrassenschotter und Lehme. 1 = Fundstelle von Blatiresten, Schilfräsem und SSS.
wasserschnecken. 2 = kreuzgeschichtete Sande mit *Mastra* und Cerithien. 3 = Mergel, reich an *Cardium Barbotti*, *C. obsoletum*, *Modiola marginata*, *Tapes gregaria*, *Mastra*, *Bulla Lajonkairana*. 4 = Mergel mit *Cardium plicatum*, *C. obsoletum*, *Modiola marginata*. 5 = Sand mit *C. plicatum*, *C. obsoletum*, *Tapes gregaria*. 6 = Tegel mit *Congeria cf. ornithopsis*.

über Faustgröße. Bei Waldsberg kommen nuß- bis über kindesfaustgroße Gerölle, selten faustgroße vor. Bei Schrötten sind zahlreiche Gerölle bis über Faustgröße vorhanden; bei St. Peter am Ottersbach sah ich Lagen mit solchen bis Faustgröße. Faustgroße Gerölle herrschen schließlich auch bei Jagerberg vor, wo gelegentlich bis über faustgroße Gerölle auftreten.

Im allgemeinen zeigt sich also — wenn auch nicht besonders ausgeprägt — eine Abnahme der Geröllgröße vom W gegen O und NO hin. Diese Feststellungen haben eine gewisse Bedeutung, da sie einen Aufschluß über die Kraft des transportierenden Mediums ermöglichen. Bei der weiten Verbreitung des Schotters kann es sich nur um eine Einwirkung von fluvialen Strömungen handeln, u. zw. von solchen eines recht kräftigen Flusses mit namhaftem Gefälle, welcher noch in Oststeiermark gelegentlich über faustgroße Gerölle zu transportieren vermochte. (Die heutige Mur unterhalb Radkersburg vermag durchschnittlich Gerölle von 20 bis 22 cm³, maximal 40 cm³ Inhalt fortzubewegen. Einzelne größte hier angetroffene Murgerölle besitzen einen Rauminhalt von 50 bis 60 cm³.)

Der Fluß war also transportkräftig fast wie die heutige Mur.

Die Lagerungsverhältnisse des Schotters bestätigen die fluviale Entstehung. Überall herrscht typische, flache (bzw. annähernd horizontale) Schotter- und Sandbankschichtung vor, nicht aber Deltaschichtung. Häufig ist die dachziegelartige Lagerung der Gerölle zu beobachten, welche in den Aufschlüssen von Unterkarla auf eine von SSW herkommende Wasserbewegung schließen läßt. Häufig wechseln schwache Sandbänke mit den Schotterschichten ab. Düngeschichtete (diagonalstruierte) Sande bilden gewöhnlich das Hangende der Schotterablagerung. Mergel mit Schilf-(*Typha*-)Resten begleiten sie. Das lokal linsenförmige Anschwellen der Schotter zu größerer

1) Vgl. F. Ritter v. Hochenburger, Darstellung der Murregulierung in Steiermark, Wien 1894, S. 7. Im Verlag des k. k. Ministeriums des Innern.

Mächtigkeit spricht ebenfalls für eine fluviatile Bildungsweise. In den Aufschlüssen bei Waldsberg sind seit langem versteinerte Baumstämme bekannt, die im groben Schotter als Schwemmholz eingelagert sind; auch ein Beweis für die fluviatile Entstehung der sie bergenden Geröllmassen. Bei Waldsberg treten in den Mergellagen über dem Schotter nebst Schilfgräsern zahlreiche verdrückte *Helix*-Reste auf. Sehr deutlich sind die eine sandig-mergelige Schwemmschicht im Sande senkrecht durchsetzenden Holzstengel, vermutlich die Wurzeln von Schilfgräsern, erkennbar. (Siehe Fig. 5.)

Dagegen fanden sich in der großen Schottergrube von Trösing marin-brackische Konchylien, nämlich *Tapes*, *Cardium*, (*Cardium* cf. *Barbotti*) und *Ostrea* inmitten des hier sehr groben Schotters. Auch bei Straden habe ich in der oberen Schotterlage unbestimmbare Bivalvenreste, die vermutlich zu *Tapes* gehören, gesehen. Ansonsten erweist sich aber der Schotter fossilfrei. Insbesondere habe ich weder bei St. Peter a. O. noch bei Jagerberg brackische Reste darin gefunden. Nach all dem Vorgenannten ist daher vorauszusetzen, daß nur an jenen östlichen Stellen, wo der Schuttkegel, bzw. eine gewisse Partie desselben in ein Delta übergeht, sarmatisch-marine Versteinerungen sich einstellen.

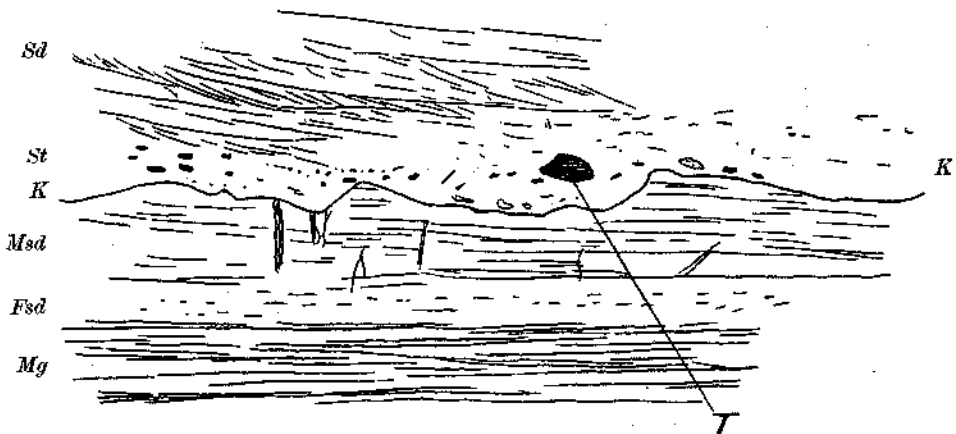


Fig. 5. Aufschlüsse bei Waldsberg im Hangenden des Grobschotters.

Mg = graue Mergel mit *Helix* und Pflanzenresten (2 m). *Fsd* = Feinsand (1 m). *Msd* = Mergel und sandiger Mergel mit senkrecht durchsetzenden Wurzeln. *K* = Kiese und Grobsande. *T* = Mergelinschlüsse darin. *St* = größere Stengelreste (Schilfreste). *Sd* = diagonal geschichtete, reiche Quarzsande. Liegendes: 6 m Grobschotter.

Die Geröllzusammensetzung des Schotters.

Die Geröllzusammensetzung des Schotters, die eine sehr eigentümliche ist, wurde von mir schon 1914 (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien)¹⁾ charakterisiert.

Die Prüfung der Gerölle bei Waldsberg ergab: Quarzite, feinkörnige und plattige Gneise, Biotitgneise, muskovitreiche Gneise, frische Amphibolite, schwarze feste Gesteine (Ganggesteine?), schwarze Kieselschiefer, karbonische Arkosen mit Kieselschiefergeröllen, massenhaft Grödener Sandsteine, Quarzkonglomerate von Verrucano-Habitus, Felsitporphyre, rötliche Quarzporphyre, Porphyrite, quarzfreie rötliche Raiblerporphyre, quarzitisches Sandsteine und Quarzsandsteine, schwarze Kalke, Korallenkalke von triadischem Habitus, sichere Lühodendronkalke, zahllose helle Kalke von mesozoischem Habitus, reichlichst zersetzte Triasdolomite, mesozoische Hornsteinkalke und Hornsteine, rötliche Kalke von Juraaussehen, tertiäre Konglomerate, Gleichenerger Eruptivgesteinsgerölle.

Bei Krusdorf-Straden fanden sich im Schotter: der Großteil der vorerwähnten Gerölle, speziell die mesozoischen Kalke und Dolomite, darunter Megalodontenkalke,

¹⁾ „Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik an Ostrande der Zentralalpen.“ S. 277—280.

weitere Turmalinpegmatite, Grünschsteine, grüne Porphyre und Porphyrtuffe sowie Nummulitenkalke des Eozäns.

In Trösing sammelte ich unter anderem ein doppelfaustgroßes Gneisgerölle, ein überfaustgroßes Gerölle eines typischen mesozoischen Hornsteinkalks, mehrere Serpentin-gerölle dann die reiche Serie mesozoischer Gerölle, darunter eine rhätische Lamachelle, weiters einen mutmaßlichen Fusulinenkalk des Karbon, quarzfreie Porphyre, grüne Porphyre usw.

Bei Krobothen (Schrötten) sammelte ich neben Quarzen, Gneis- und Arkosen-gerölle, ein mutmaßliches Tonalitgerölle (vom Eisenkappler Tonalit?), weiters sehr zahlreiche Gerölle von mesozoischen Kalken und Dolomiten.

Bei St. Peter am Ottersbach waren lagenweise mehr als die Hälfte der Gerölle mesozoische Kalke und Sandsteine sowie Hornsteine, nebst welchen Quarze, Gneise, Grünschsteine am Aufbau der Schottermasse Anteil nehmen.

Bei Jagerberg beobachtete ich schließlich nebst den vorherrschenden Quarzen sehr viele Kalke (zersetzte Kalke, fossilreiche Kalke, schwarze Kalke, kristalline Kalke), schwarze Hornsteine, Arkosen, Felsitporphyre, rote Grödener Sandsteine, Gneise, Hornblendegesteine usw.

An den übrigen Punkten ist der Geröllbestand im wesentlichen der gleiche mit stärker vorherrschendem oder mehr zurücktretendem kalkalpinen Einschlag. Gewöhnlich sind die kalkalpinen Gerölle lagenweise stärker angereichert.

Es ist von besonderem Interesse, daß die Geröllgesellschaft, wie sie uns hier entgegentritt, nicht die entfernteste Ähnlichkeit mit der heutigen, zentralalpinen Schutt-abfuhr im steirischen Becken aufweist. Beim Großteil der Gerölle, lagenweise bei mehr als der Hälfte, ist die Herkunft aus den Südalpen, speziell den Karawanken, bzw. aus Mittelkärnten (Eozängerrölle) vorauszusetzen. Es liegt somit hier, wie ich schon an anderer Stelle begründete, ein obermiozänes Delta eines Vorläufers der Drau vor. Östlich des Sulzbachtales habe ich diesen durch südalpine Gerölle gekennzeichneten Schotter nicht mehr angetroffen.

Durch eingeschlossene Fossilien und vor allem durch den Verband mit den hangenden und liegenden Schichten ist das Alter des Schotterzuges als sar-matisch sichergestellt.

Dieser Schotterhorizont trennt eine tieferliegende Mergel-Feinsand-gruppe von einer petrographisch und faunistisch ähnlich entwickelten, hangenden Schichtfolge. Die Mächtigkeit der ersteren ist unbestimmbar, da ihr Liegendes hier nirgends erschlossen ist. Sie beträgt aber nach den Aufschlüssen bei Straden mindestens 100 m. Ich bezeichne sie als Untersarmat. Die dem Schotter auflastende Schichtfolge, die sich zwischen den Schotter und den Komplex der obersarmatischen, grobsandigen Bildungen einschaltet, besitzt nach den Aufschlüssen bei Waldsberg-Trautmannsdorf eine Mächtigkeit von zirka 120 m (einschließlich des Schotters). Das sind die mittelsarmatischen Bildungen.¹⁾

2. Die untersarmatischen Schichten.

Diese unter dem Schotterzug gelegenen Schichten werden im wesentlichen von einer Folge graugrüner Tegel und Mergel, mit Zwischenschaltungen von Feinsanden, gebildet. Die Fossilien sind spärlich. Es herrschen Ervilien darunter vor. (Fundpunkte von Straden, Waldprecht südlich von Straden, Nägelsdorf²⁾, Schwabau und Grub.) Bei Waldsberg sind Mergel mit *Cardium* und *Modiola* vorhanden.³⁾

¹⁾ Vgl. die Profile in der Arbeit „Das Eruptivgebiet von Gleichenberg“. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1913.

²⁾ Bei diesem Orte ist auf der geologischen Spezialkarte, Blatt Gleichenberg, das Fossilfundzeichen versehentlich ausgeblieben.

³⁾ Die Zusammenstellung der Fauna aller Fundpunkte ist im paläontologischen Teil der „Erläuterungen zu Blatt Gleichenberg“ (Tabelle S. 94—96) enthalten.

3. Die mittelsarmatischen Schichten.¹⁾

Diese über dem Flußschotter gelegenen Sedimente liegen, wie das Untersarmatikum, in mergelig-feinsandiger Entwicklung vor. Nur die Lagen unmittelbar über dem Schotter sind grobklastisch ausgebildet.

a) Zwischen Gleichenberg und Gnasbach.

Hier fand ich in Waldsberg Cerithienabdrücke. Bei Lichtenstern, westlich von Waldsberg, sammelte ich im Feinsand *Mastra* und *Ervilia*.²⁾ Südlich Stallhans (Trautmannsdorf SW) und südwestlich von Grub sammelte ich im Mergel *Ervilien*, *Cardien* und *Trochus*.

Nahe der Grenze gegen die aufliegenden obersarmatischen Schichten fanden sich zwischen Gnas und Gleichenberg einige Fossilfundpunkte. Bei Katzendorf sind grünliche Tegel mit Cerithien (*Cerithium* cf. *Compeira*), *Tapes*, *Cardien* und Hydrobion aufgeschlossen. Westlich von Katzendorf sind an den Gehängen Cardienmergel entblößt. Am Höhenrücken südlich von Dorf Gleichenberg (nördlich von ϕ 295) fand ich im Mergel Cardienreste, am Fuße des Gleichenberger Kogels, am sogenannten Bärenreitherplateau, sah ich in einem Hohlwege seinerzeit Mergel mit *Syndesmia*, *Modiola* und *Cardien*, wohl dieselben Schichten, die schon Stur erwähnt hat. Im Kurpark von Gleichenberg waren in der Nähe des Militärkurhauses *Modiola*-Schichten sichtbar. In der beim Kloster Gleichenberg ausgeführten Brunnengrabung erhielt ich aus der Tiefe mittelsarmatische Bivalvenmergel. Weiters sind südlich von Gleichenberg auf dem Höhenrücken von Sulz fossilreiche, sandig-mergelige Bivalvenschichten erschlossen. Dann ergab die alte Ziegelei am Westfuße der sogenannten Wirberge (= Sulzberge der Karte) eine reichere Ausbeute einer ausgesprochenen Bivalvenfauna (Muschelfauna mit *Cardien*, *Tapes* und einzelnen Trochiden). Schließlich wurde nordwestlich von Bayrisch-Kölddorf bei einer Brunnengrabung fossilführendes Mittelsarmat beobachtet.

b) Zwischen Gleichenberger Sulzbach und der Ostgrenze des Sarmats.

Östlich des Gleichenberger Sulzbachtales dehnt sich das ältere Sarmat bis gegen die Lendva hin aus. Über dieses, schon zum größeren Teile vor 15 Jahren von mir begangene Gebiet gibt meine Darstellung im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1913 erschöpfende Auskunft. Nach der jetzt hier zugrunde gelegten Trennung unter- und mittelsarmatischer Schichten und meinen nunmehr erweiterten Erfahrungen wäre der Hauptteil der seinerzeit auf Unter- und Mittelsarmat aufgeteilten Bildungen zum Mittelsarmat allein zu rechnen.³⁾ Die Abtrennung der beiden älteren Abteilungen des Sarmats erweist sich in diesem Raume deswegen überhaupt schwierig, weil der bezeichnete Leithorizont mit den kalkalpinen Geröllbildungen nicht mehr aufgefunden werden konnte und weil sein mutmaßliches Äquivalent — ein Zug von Quarz- und Schieferschotter — meist schon nahe der Talsohle, schlecht aufgeschlossen, zutage tritt.

Dieser letztere Quarzschotterzug wurde südwestlich, südlich und südöstlich von St. Anna am Aigen festgestellt und tritt auch noch weiter im S, bei Klöch und Jörgen, hervor. Südlich von St. Anna lagern seine Bänke unmittelbar über dem

¹⁾ Die Zusammenstellung der Fauna aller Fundpunkte ist im paläontologischen Teil der „Erläuterungen zu Blatt Gleichenberg“ (Tabelle S. 94—96) enthalten.

²⁾ Fossilfundzeichen auf der Karte versehentlich ausgeblieben.

³⁾ Es handelt sich hier also teilweise nur um eine Verschiebung der Grenze beider Abteilungen des älteren Sarmats, welche sich auf Grund der weiter ausgreifenden Begehungen als tunlich erwiesen hat.

Leithakalk der zweiten Mediterranstufe und sind hier durch starken Kalkgehalt im Zement ausgezeichnet, was auf eine Erosion des letzteren bei Bildung des Schotter schließens läßt. Bei Gießelsdorf (südwestlich von St. Anna) wird der Schotter von untersarmatischen Tegeln unterlagert. Die Mächtigkeit des Schotter und Konglomerates beträgt mehrere Meter. Die Gerölle besitzen meist Haselnuß- und Nußgröße, selten darüber. Als Einschlüsse treten die Quarze sehr stark hervor, neben welchen Kieselschiefer, paläozoische Schiefer- und Kalkgerölle und schließlich eigentümliche Serizitgesteine, wie sie am Rötensberg auftreten, an der Zusammensetzung Anteil nehmen. Bei Aigen (südöstlich von St. Anna) sammelte ich im Schotter Cardien- und Cerithienabdrücke, bei Klösch in seiner unmittelbaren Überlagerung in pflanzenführenden Mergeln *Planorbis*.

Die Herkunft des Schotter muß nach dem Auftreten der Schiefergerölle, besonders der serizitisierten, im NO, aus dem Bereich der im Sarmat noch viel ausgedehnteren paläozoischen Gebirgszone (Roter-Stadelberg) vorausgesetzt werden. Diese letztere schloß damals das steirische Becken — allem Anschein nach — noch als geschlossener Gebirgswall im NO von der ungarischen Ebene ab. (Siehe Fig. 2, S. 398.) Dort, wo Leithakalke hervortreten, scheint das Mittelsarmat — bei fehlenden untersarmatischen Schichten — direkt über ersteren zu transgredieren.

Die hier im östlichen Teile des betrachteten Gebiets über dem Quarzschotter auftretenden, mittelsarmatischen Komplexe zeigen im allgemeinen in fazieller und faunistischer Hinsicht eine Analogie mit jenen der vorher besprochenen, westlichen Gebiete. Auch hier erscheinen fossilarme, schön gebänderte Mergelgesteine und Feinsande, und auch hier fehlen die Cerithien nahezu vollständig. Nur zeigt sich in der Schichtenfolge, bei vorherrschend feinkörnigen Bildungen, doch die Einschaltung grobkörniger Quarzsand- und Kieslagen. Letztere treten im höheren Teil des Mittelsarmats in zwei durch Mergelmassen getrennten Niveaus hervor. In ihrem Erscheinen spiegelt sich offenbar der Einfluß einer nahegelegenen, nordöstlichen Küste wieder. Bei Grössing am südlichen Hochstradenrücken und am Auen- und Sandberg, nördlich von Tieschen, sind gute Aufschlüsse in diesen Grobsanden und Kiesen, welche durch ihre prächtige Diagonalschichtung¹⁾ anzeigen, daß sie in einem seichten, von Strömungen bewegten, submarinen Dünengebiet entstanden sind. Pflanzenführende, tonige Partien mit Schilffresten, die Linsen im Sande bilden, sprechen ebenfalls für eine Entstehung unter seichem Wasser in einem Dünengebiet.

Eine eigentümliche Schichtausbildung des tieferen Sarmats tritt in unmittelbarer Nähe der „Schieferinsel“, in der Gegend von St. Anna, Guitzenhof und Aigen, hervor, wo sich über dem paläozoischen Grundgebirge, bzw. über den Leithakalken, plastische, intensiv grün gefärbte Tone (Töpfertone) einstellen, begleitet von rötlich angehauchten Feinsanden. Diese Tonablagerung hängt offenbar mit der Einschwemmung von Verwitterungsmaterial (stark verlehnten Bildungen) vom Grundgebirge her zusammen, während die roten Sande die Beimengung von roterdigen Verwitterungskrusten nahelegen.

Die Fauna des mittleren Sarmats, als deren Leitformen dünnschalige Cardien (*Cardium* cf. *Barboti*) und eine *Syndesmia* (cf. *appolina*) hervorzuheben sind, zeichnet sich durch das Vorherrschen dünnschaliger Bivalven aus (nebst den vorgenannten noch *Ervilien* und *Tapes*), während unter den Gastropoden nur *Trochus* und *Bulla* eine Rolle spielen. Cerithien wurden nur an zwei Stellen (bei Gruisla und Waldsberg) beobachtet. Die Fossilien fanden sich sowohl in mergeligen, als auch in feinsandigen Schichten eingeschlossen.

¹⁾ Siehe die Abbildung Fig. 2, S. 446, in meiner Studie „Das Eruptivgebiet von Gleichenberg“. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1913.)

Als spezielle Schicht- und Fossilfazies dieser Gebiete wären hervorzuheben: Eine *Modiola*-Ervillienfazies mit Bulliden und Wurmresten vom Rosenberg (am südlichen Hochstradenrücken) und von Grössing; eine cardienreiche Syndesmienfazies mit *Modiola* an der Westseite des Rosenberges (tieferer Schicht), in Gruisla und am Patzerberg (westlich von Tieschen); eine dünnchalige Cardien-*Modiola*-Mergelentwicklung vom oberen Pleschgraben (westlich von Plesch bei St. Anna); eine sandige Mergelentwicklung mit Cardien, *Modiola*, *Trochus* von Giesselsdorf, von Frutten und vom Buchberg (nordwestlich von Deutsch-Haseldorf bei Klöch); Cardienmergel von Tieschen usw. Am Hopfenberge (nordwestlich von Tieschen) treten Schilffeste führende Gesteinslagen auf, die man noch anderwärts, auch in Verbindung mit tierischen Fossilresten, antrifft. In sandiger Schichtausbildung liegen die Fossilreste von Jörgen eingebettet, wo *Tapes*, Solen und *Cardium obsoletum* vorherrschen. In Grobsanden liegen die Fossilagen mit *Cardium obsoletum* und *Trochus* vom Neusetzberge; in Tegeln unmittelbar über dem basalen Schotterzuge fand ich bei Frutten *Modiola volhynica*.

Jenseits der jugoslawischen Grenze fand ich typisch mittelsarmatische Gesteine, unter dem Obersarmat gelagert, südlich von Sinnersdorf. Hier herrscht eine typische Cardien-Mergelfazies mit der Leitform des *Cardium Barboti* mit *Modiola* und *Ervilia* vor. Nordwestlich von Fuxelsdorf erscheinen in ähnlicher Position Tonmergel mit *Modiola* und anderen Muschelresten, in deren Liegendem auch Pflanzenreste führende Mergelgesteine angetroffen werden.

Nahe an die obere Grenze des Obersarmatischen sind die tieferen Lagen der fossilreichen Aufschlüsse im sogenannten „Höllisch-Graben“ (westlich von St. Anna am Aigen) einzureihen, wo unter den Obersarmatischen Kalken und Mergeln Tegel aufgeschlossen sind, die Cerithien (eine Varietät des *rubiginosum*), *Murex*, *Modiola*, Cardien und Syndesmien führen.

Die Aufzählung dieser, trotz genauer Begehung verhältnismäßig kleinen Anzahl von Fossilfundpunkten in einem ausgedehnten Gebiete zeigt den geringen Fossilreichtum der mittelsarmatischen Schichten. Die Faunenliste läßt die eigentümliche Bivalven(Syndesmien-Cardien)fazies hervortreten, nebst welcher gastropodenführende Schichten nur eine untergeordnete Rolle spielen.

e) Die mittelsarmatische Schichten im Raume westlich des Gnasbachtals.

Im Jahre 1913 hatte ich, als ich das nahezu ausschließlich sarmatische Alter der im „Grabenlande“ auftretenden Schichtenkomplexe erwies, die Vermutung ausgesprochen, daß hier — bis an die Murlinie südlich von Graz hinauf — nur ältere sarmatische (unter- und mittelsarmatische) Schichten vorlägen. Indessen hat es sich bei weiterer Untersuchung gezeigt, daß sich auch in diesem Raume, an der Grenze gegen die pontischen Schichten hin, Obersarmatische Ablagerungen einstellen, wengleich das ältere Sarmat am Aufbau des „Grabenlandes“ den Hauptanteil nimmt.

Bei Jagerberg, woselbst die Schichtenfolge mit zirka 10° gegen NNO einfällt, stellen sich über dem schotterführenden Komplex zunächst Mergel mit Blatt-, Schilf- und Stengelresten und mit Schalenbruchstücken (*Lymnaea*) ein. (Siehe Fig. 4, S. 466.) Darüber folgt ein brackisch-sarmatischer Komplex, welcher mit etwa 10 m mächtigen, dünengeschichteten Sanden, die Lumachellenlagen enthalten, einsetzt. Ich fand in letzterem *Mactra* und Cerithien. Diese Sande werden von zirka 60 m mächtigen Mergeln überdeckt, welche ein typisch mittelsarmatisches Gepräge anfeigen und in einer tieferen Lage *Cardium Barboti* und *Tapes gregaria*, in einer höheren Lage *Cardium Barboti*, *C. obsoletum*, *Modiola marginata*, *Bulla*

Lajonkaireana, *Maetra* führen. Gegen oben hin schalten sich Sande und feine Kiese ein, welche den Übergang zu einem auflastenden, mächtigeren, vorherrschend sandigen Komplex bilden, den ich bereits dem Obersarmat zuzähle. Die Grenze des letzteren gegen das Mittelsarmat liegt am Höhenrücken nördlich vom Jagerberg unmittelbar im S des Gehöftes Sauhalt.

An dem nächst westlich gelegenen Höhenrücken, jenem zwischen Saßtal und dem Schwarzatal (bzw. Liebenbachtale), bauen mittel- (und unter-?)sarmatische Schichten den Rücken nordöstlich von St. Nikolai bis zirka 2 km nördlich von Glojach auf, fast auf der ganzen Erstreckung mit einer Kappe von jungpliozänen Terrassenschottern versehen. Hier fanden sich, tief im Mittelsarmat, am Kirchberge (↗ 394), ostnordöstlich von St. Nikolai, Mergel und sandiger Mergel mit Kieslagen (bis nußgroßen Geröll), welche letztere aus Quarzmaterial bestehen. Wahrscheinlich

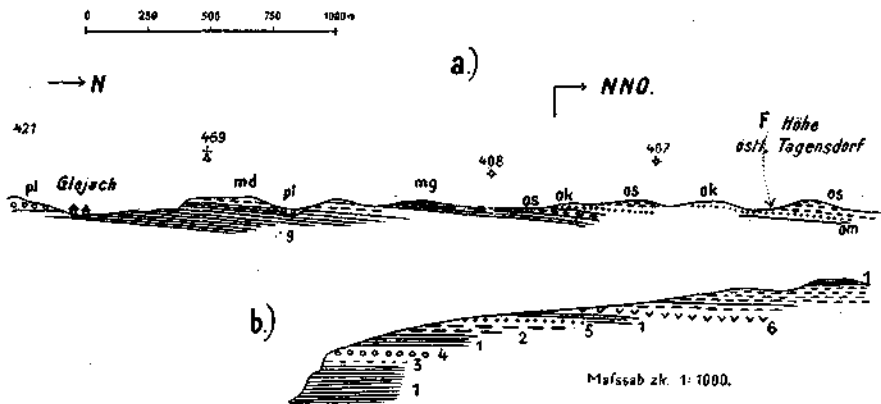


Fig. 6. a) Profil an der Westflanke des Saßbachtales (Höhenrücken von Glojach). *mg* = mittelsarmatischer Mergel. *md* = mittelsarmatische Sande. *os* = obersarmatische Sande. *ok* = obersarmatische Kiese und Kleinschotter. *om* = obersarmatische Mergel. *pl* = jungpliozäne Terrassenschotter. *F* = fossilreiche Lagen.

b) Detail von der Höhe östlich von Tagensdorf.

1 = obersarmatische Tone. 2 = sandige Tone mit *Cardium obsoletum*. 3 = Sande, 4 = grobe Kiese. 5 = feine Kiese. 6 = Lumachellenschicht mit *Cardium obsoletum*. *Tapes gregaria*, *Trochus* usw.

handelt es sich hier um das Äquivalent der Deltaschotterserie des östlichen Gebiets, welche hier durch die Geröllagen kleiner, zentralalpiner Zuflüsse ersetzt wäre.

Bei Glojach stehen am Südabfall des Kirchenhügels (469 m) schön gebänderte Mergel (12 m) an, die eine 2 m mächtige, sandige Mergel-einschaltung aufweisen. Etwa 1 km nördlich von Glojach legen sich diesen Schichten Sande mit Kieslagen auf, die ich schon als Obersarmat auffasse. (Siehe Fig. 6a.)

Noch weiter westlich beobachtete ich auf den Höhen nordöstlich von St. Georgen an der Stiefing, zwischen Stiefing und Labiltale über

den hier untersinkenden Leithakalken eine Auflagerung einer mächtigen Decke feinkörnigen Quarzschotters (Haselnuß-Nußgröße), welcher von Sanden und sandigen Mergeln und weiterhin (am Pickelberg 440 m) von Mergel überdeckt wird. Von dieser letzteren Höhe erwähnen Hilber-Hörnnes eine Austernbank. 1 $\frac{1}{2}$ km südsüdöstlich des Pickelberges fand ich in der Nähe des Gehöftes Mogautz eine fossilreiche Mergelschicht mit *Erylia podolica*, *Tapes gregaria*, *Neritina* usw. und mit Pflanzenresten. Aus der Nähe dürften die von Hilber erwähnten sarmatischen Fossilien („Hernalser Tegel bei St. Georgen, Wildon Ost.“ Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1871) stammen. (Vgl. auch J. Dreger, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1913, S. 71—72.) Aus weiteren Funden feinkörniger, gebänderter Mergelgesteine mit dem bezeichnenden *Cardium Barboti* habe ich schon 1913 (loc. cit. S. 583) auf die weitere Verbreitung mittelsarmatischer Schichten in dem Gebiete beiderseits des Stiefingtales geschlossen. In dem von Fabian (Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark 1903) studierten Gebiete an der Mur östlich von Wildon reichen die mittelsarmatischen Schichten jedenfalls bis an diesen Fluß heran.

d) Zusammenfassendes über das ältere Sarmat.

Zwischen einer ausgedehnteren, östlichen Gebirgsschwelle, die sich noch durch die Schieferinsel des Roten-Stadlberges zu erkennen gibt und welcher das Gleichenberger Trachytmassiv als Insel vorgelagert war, und zwischen dem Westrand der steirischen Bucht, der zu Beginn des Sarmats schon bis in die Nähe der Murlinie bei Wildon-Leibnitz herangeschoben war, drang das ältersarmatische Meer bis an den Gebirgsrand bei Graz, Weiz, südlich von Hartberg und schließlich in das Friedberger Becken ein.¹⁾

Im Nordteil der steirischen Bucht sind diese Ablagerungen unter jüngeren (pontischen) Anschwemmungen nahezu zur Gänze verborgen, in dem Südteil aber treten sie an der breiten, pliozänen Aufwölbungszone, welche das „Grabenland“ durchzieht, ans Tageslicht. In dieses Meeresgebiet hinein baute sich vom S (SW) her ein mächtiges Schotterdelta vor, welches von einem alten „Draulauf“ aufgeschüttet wurde (sarmato-carinthisches Delta), sodaß zeitweise ein großer Teil der Bucht trocken gelegen gewesen sein muß. Der Streukegel dieses Deltas reicht ostwärts nicht über das Gleichenberger Sulzbachtal, westwärts anscheinend nicht viel über das Saßbachtal hinaus, scheint also in ziemlich südlicher Richtung, in dem Gebiete der windischen Büheln, seine Wurzel besessen zu haben. Ein kräftiger Alpenfluß hat hier mit reichlichen Kalkschottern an der Verschüttung des steirischen Beckens mitgeholfen.

¹⁾ Bei Rohrbach in der Friedberger Bucht habe ich im Liegenden der ober-sarmatischen Schichten fossilführende Mergel mit *Cardium Barboti* festgestellt, die wohl schon dem tieferen Sarmat angehören. (Vgl. meine Mitteilung in Verh. d. Geol. Bundesanstalt 1927, Nr. 4.)

C. Das Obersarmat.

1. Allgemeines.

Man kann die obersarmatischen Sedimente im wesentlichen einem mächtigen Sandberg vergleichen, welcher der mergelig-feinsandigen, tiefersarmatischen Folge auflastet. Freilich stellen sich auch im Obersarmat Tegel- und Mergellager ein, besonders im tieferen Teil und dann wieder in hohen Partien des Komplexes. Aber die Sande herrschen vor. In den obersarmatischen Schichten treten ferner die charakteristischen Kalkbänke auf, oft in mehreren Lagen übereinander angeordnet, und schließlich auch Kies-, Kleinschotter- und Konglomeratlagen. Der Typus der obersarmatischen Schichten ist ein sehr einheitlicher und läßt sich in einem Bogen vom Rande der Murebene (bei Radkersburg) zur paläozoischen Schieferinsel des Roten-Stadelberges, dann jenseits desselben von Kalch über St. Anna am Aigen und Jamm zu den Gleichenberger Kogeln und schließlich jenseits der letzteren über Maierdorf in den Raum von Gnas und darüber hinaus verfolgen.

Während das Obersarmat auf der Strecke von der Murebene bis zu den Gleichenberger Kogeln ziemlich rasch, mit nicht unbedeutenden Neigungen, ostwärts und nordostwärts unter die pontischen Sedimente absinkt, erscheint sein Hinabtauchen im Raume südlich von Feldbach als ein flacheres, weshalb hier obersarmatische Schichten an der Basis der Höhenzüge sich, zuerst von J. Stiny erwiesen, nordwärts bis an die Raab hinauf erstrecken.

Die obersarmatischen Schichten stellen, in fazieller Beziehung eine Ausbildung dar, die an jene des Wiener Beckens erinnert, charakterisiert durch fossilreiche Lammachellensande, Muschel- und Cerithienkalke und durch fossilreiche Bivalven und Gastropoden enthaltende Tegellagen.

An die einzelnen Gesteinsfazies lassen sich folgende Bemerkungen anknüpfen: Die Kalkbänke, deren Mächtigkeit 4—5 m Meter nicht übersteigt, meistens nur 1—2 m beträgt, sind verschiedenartiger Zusammensetzung. Teils trifft man echte Oolithe, in denen nur wenig Conchylien (meist nur Cerithiensteinkerne) auftreten, deren Kügelchen kaum die Größe von einem Millimeter erreichen. Sie sind meist als Foraminiferen-Oolithe anzusprechen. Gelegentlich sind Groboolithe entwickelt, die dann meist Spirorbis-Gehäuse umschließen. Auch Oolithe mit Umkrustungen von Quarzkörnchen und Muscheltrümmern und Kombinationen der vorgenannten Typen werden angetroffen. Andere Kalklagen wiederum sind als Muschel- und Schneckenkalke (Cerithienkalke) ausgebildet. Schließlich trifft man auch Kalke an, die im wesentlichen dichter Natur sind, aber zahlreiche Steinkerne von Bivalven (*Cardium*, *Tapes*) und Trochiden enthalten. Mit den Kalkbänken treten häufig, und zwar meist im Hangenden, Kalksandsteine auf.

Die Kalklagen zeigen, obzwar sie häufig, wo Obersarmat auftritt, vorhanden sind, doch eine bedeutend stärkere Entwicklung in zwei Räumen: erstens im NW, W und S der paläozoischen Schieferinsel des Roten- und Stadelberges bei Sottina, St. Georgen, St. Anna, am Ost-

gehänge des Stradnerkogels, bei Jamm und Kalch; zweitens auf dem Höhenrücken westlich und südwestlich des Gleichenberger Trachytmassivs in der Umgebung von Gnas, Trautmannsdorf, Malerdorf und Prädiberg. (Siehe Blatt „Gleichenberg“.) Nach den Flanken zu keilen die Kalkbänke teilweise aus, jedoch läßt sich meistens wenigstens eine geringmächtige Kalklage ununterbrochen durch den ganzen obersarmatischen Bereich verfolgen. Durch Einschlüsse in den pontischen Basalttuffen ist das Vorhandensein obersarmatischer Kalklagen im Untergrund auch in den durch jüngere pontische Bedeckung der Sicht entzogenen Räumen sichergestellt.

In der Gegend von St. Anna wurde festgestellt, daß bis zu fünf Kalkbänke (meist aber nur drei bis vier) übereinander zu verfolgen sind. Dabei zeigen die einzelnen Lagen, ziemlich konstant, eine verschiedenartige Gesteinsausbildung. Ist die unterste, wenig mächtige Kalklage als Cerithienkalk ausgebildet, so werden die beiden darübergelegenen vorherrschend von oolithischen Foraminiferenkalken zusammengefügt. Eine noch höhere Kalkbank erscheint als muschelreicher Wurm-(Spirorbis)kalk ausgebildet, in dem dickschalige Gehäuse von *Cardium*, *Maetra*, *Tapes*, *Modiola* usw. auftreten. Die oberste Kalklage schließlich zeichnet sich durch ein starkes Hervortreten von Kalksandstein mit Fließwülste führenden Lagen aus.

Südlich der paläozoischen Höhen des Roten-Stadelberges setzen die obersarmatischen Schichten wieder mit einem ausgesprochenen Schichtkopf über dem tieferen mittelsarmatischen Terrain an. Hier sind zwei Kalkbänke übereinander sichtbar. Die tiefere, mächtigere Lage ist ein grober Spirorbis-Oolith (mit wenig Muschelschalen); die obere Kalklage dieses Gebietes ist vorzüglich als Kalksandstein ausgebildet.

Es ist eine auffällige Erscheinung, daß sich am Aufbau der obersarmatischen Kalke im Raume östlich des Gleichenberger Tales, also in dem Verbreitungsgebiet von Jamm und St. Anna am Aigen und im anschließenden jugoslawischen Teil Ervillienkalke so gut wie gar nicht beteiligen. Hingegen sind sie im Raume zwischen den Gleichenberger Kogeln und Gnas nebst Oolithen reichlich vertreten.

Es ist festgestellt worden, daß über den Kalken — nahezu ausnahmslos — meist geringmächtige, selten mächtigere Tegel- oder Mergellagen folgen, daß also der Kalk im Hangenden kaum jemals mit dem grober sandigen Sediment der obersarmatischen Stufe in Berührung tritt. Für diese auffällige Erscheinung wird später, aus allgemeinen Erwägungen heraus, eine Erklärung versucht werden. Die die Kalkbänke bedeckenden Mergel führen meist Blattreste und Bivalven (*Cardium*, *Tapes*). Wenn Cerithien auftreten, ist es meist nur *Cerithium disjunctum*, das angetroffen wird. Im Liegenden erscheint der Kalk meist sandigen Bildungen aufgelagert, die häufig cerithien- und bivalvenreiche Lumachellenschichten enthalten. Hier herrschen dickschalige *Cerithium rubiginosum* und mitrale Formen, *Cardium obsoletum* und *plicatum*, dann *Modiola*, *Tapes*, *Donax*, *Trochus*, *Solen*, usw. vor. Durch den mehrfachen Wechsel kalkig-tonig-sandiger Gebilde und durch die Einschaltung von Kiesbänken und Lumachellen erhält die obersarmatische Schichtfolge ein buntes Gepräge.

Der allgemeine Charakter der obersarmatischen Schichtfolge spricht für eine Seichtwasserbildung, die durch zyklische Sedimentation gekennzeichnet ist, in dem mehrmals Systeme miteinander abwechseln, die aus den Gliedern Sand-, Kalk-, Tonmergel bestehen. Es konnte festgestellt werden, daß sich am Boden des seichten obersarmatischen Meeres häufig regional Trockenlegungen eingestellt haben. Diese äußern sich als Erosionskerben in der Schichtfolge, in dem Erscheinen fluviatiler Inundationslehme, in dem Auftreten von Schottern und kleinkörnigen Konglomeraten und in der Einschwemmung von Süßwasserkonchylien und Landsäugerresten.

Schon an der Basis des Obersarmats lassen sich — offenbar anfänglich der den Beginn dieser Stufe kennzeichnenden Ausseichtung und

örtlichen Verlandung des Meeresbeckens — in der Gegend östlich von Gnas Erosionen feststellen. So zeigte sich an einem Aufschluß in dem Graben östlich von Maierdorf (bei *d* von Maierdorf der Spezialkarte) an der Grenze einer fossilführenden Sandschicht und einer auflagernden Lumachelle ein Geröllhorizont, bestehend aus durch die Brandung umgearbeiteten sarmatischen Sandsteinen, begleitet von Austern. Die Austern wuchsen hier offenbar in der Brandungszone auf der Geröllage auf. Überhaupt läßt sich eine Art Austernhorizont an der Basis des Obersarmats häufig feststellen. So fand sich eine Austernlage, außer an dem genannten Punkte, auch östlich des südlichsten Hauses von Maierdorf, dann nördlich von Trautmannsdorf, westlich der neuen Station „Trautmannsdorf“, ferner unterhalb Schloß Gleichenberg, usw. Austernbänke sollen auch auf der Höhe Sulz (südwestlich von Gleichenberg), wo die obersarmatische Basis aufliegt, vorkommen. In ähnlicher Niveaulage treten Austern am Buchberge bei Grusla (nördlich von Klösch) auf.

2. Der Aufbau des Obersarmats im Gebiete östlich des Gnaser Tales.

Beginnen wir im W mit dem Kalkbruch im Graben südwestlich vom Prädiberg (beim „H“ von Haselbauer der Spezialkarte), zwischen Gnas und Feldbach. Hier ist eine Kalklage von 1·30 m Mächtigkeit erschlossen, die als Oolithkalk ausgebildet, besonders im Liegenden (20 cm) und im Hangenden (10 cm) konchylienreich ist. (*Modiola*, *Cardium*, *Tapes*, *Trochus*.) Darüber folgen 30 cm blaugrüne Tegel, die nach oben in 2 m mächtige Sande und Tone übergehen. Darauf lagert ein Kalksandstein von 1·30 m Mächtigkeit, der an der Basis eine biotitreiche Lage aufweist, und hernach ein bis 6 m mächtig erschlossener Komplex diagonal geschichteter Sandmassen. Dieses Profil umfaßt eine Folge von Kalk über Ton zu Sand. Das Auftreten reichlichen Biotits im Sandstein läßt vermuten, daß sich in unmittelbarer Nähe — im Untergrunde des Sarmats — eine Fortsetzung der Gleichenberger Trachyt-Andesitmasse befinden muß, welche als Klippe im obersarmatischen Meer auferagt haben dürfte. In diesem Bruche fand sich auch die seltene *Psammobia Labovdei*, welche bisher in Steiermark noch nicht aufgefunden wurde.

Bei Kiensdorf (nördlich von Maierdorf), wo Kalksteinbrüche bestehen, sind Kalke von 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen, die in ihrem tieferen Teil (über 1 m) als reine, weiße Muschelkalke ausgebildet sind. Im wesentlichen sind es Ervilienskalke, an deren Aufbau sich noch *Modiola*, *Tapes*, *Cardium*, *Trochus* und *Mastra* beteiligen. Der höhere Teil (zirka 0·80 m) ist ein oolithischer Muschelkalk (zum Teil ein Spirorbisoolith). Über dem Kalk folgen 30 cm Tegel, hierauf die mächtigen Hangendsande. Die letzteren zeigen — im Bruche bei Leitenhammer schön erschlossen — eine ausgezeichnete Dünenstruktur.

Bei Gnas (östlich des Ortes) ist die Hauptkalkbank als Muschelkalk mit *Modiola*, *Cardium plicatum*, *Ervilia* und *Tapes* mit oolithischen Lagen entwickelt. Sie wird von tonigen Mergeln überdeckt. Ähnliche Kalke sind auch östlich von Gnas, oberhalb Katzendorf, erschlossen. Am Gehänge des Kalvarienberges (östlich von Gnas) sind im Liegenden der obersarmatischen Kalk- und Sandbildungen fossilreiche, sandige Mergelschichten sichtbar, die reichlich Cardien, *Modiola* und Solen führen.

Weiter im S sind die Aufschlüsse am Hofberg und Ebersdorfer Berg (südlich von Gnas) bemerkenswert. Sie geben eine Aufklärung über die faziellen Zusammenhänge der Schichten.

Im Ostteil des Ebersdorfer Berges ist noch das normale Ablagerungsbild obersarmatischer Kalkbänke sichtbar. Über einen Meter mächtigem Oolith, der reich an Cerithien ist, folgt zuerst eine 30 cm starke Lage von oolithischen Mergeln, die von 6 m blaugrauen Mergeln überdeckt wird. Mächtigere Sandmassen bilden das Hangende der Mergelpartie. Hier ist also wieder die normale Folge Kalk-Mergel-Sand

vorhanden. Das Schichtbild ändert sich mit der Annäherung gegen NW und W am Hofberge und an der Westflanke des Ebersdorfer Berges.

Die Kalkbrüche am Hofberg (400 m südöstlich von Gnas). Hier ist ein mächtiger Kalk- und Kalksandsteinkomplex erschlossen. Die Kalklage besteht aus 1·20 m Oolith (als Foraminiferenoolith ausgebildet), welche zirka 3 m oolithischen, cerithienreichen Kalksandstein als Auflagerung aufweist und nach oben wieder in Oolithkalk übergeht. An der Obergrenze erscheint dieser Oolith wie angefrassen, von Lösungsrinnen und Furchen (karrenartig) überzogen. Hier fand ich eine *Helix* eingebettet. Es unterliegt keinem Zweifel, daß hier nach der Kalkbildung eine wohl nur kurz andauernde Trockenlegung des Meeresbodens eingesetzt hat. Über dem Kalk folgt 1·5 m mächtiger, toniger Sand, welcher von einem Wechsel fossilführender Mergel und Feinsande (zirka 10 m) überdeckt wird, worauf schließlich die groben, diagonal-geschichteten Hangendsande lagern. Groß ist in diesem Aufschlusse der Reichtum an Fossilien. (Siehe Tabelle auf S. 103—106 der Erläuterungen zu Blatt Gleichenberg.)

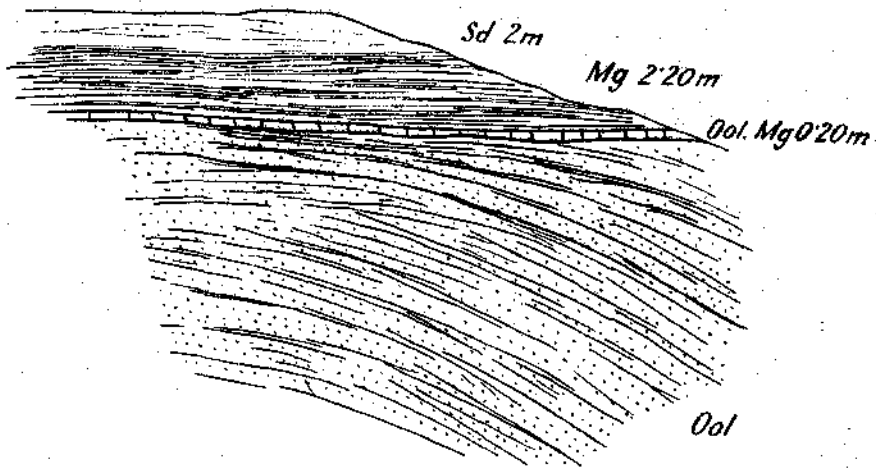


Fig. 7.

Ool = Oolithkalk. Ool. Mg = oolithischer Steinmergel. Mg = Mergel. Sd = Sand.

Neben Cerithien und Cardien erscheinen *Mactra*, *Murex*, *Neritina*, *Trochus* und die seltene *Columbella*. In diesem Profil ist an Stelle der normalen Mergelüberdeckung des Kalks eine Erosionsstücker vorhanden, über welcher direkt sandig-tonige Schichten aufliegen.

Südlich des Hofberges ist an der Westflanke des Ebersdorfer Berges ein Kalkbruch vorhanden (siehe Fig. 7), welcher abermals ein verändertes Bild ergibt. Hier ist eine besonders mächtige Kalklage aufgeschlossen. Es sind 8 m schön geschichtete Oolithe mit zahlreichen Steinkernen von *Cerithium rubiginosum*, die uns hier entgegentreten. Der Oolith wird von einer 20 cm mächtigen Lage oolithischen Mergels, dann von 2·20 m Mergel und schließlich von Hangendsanden überdeckt. Der Oolith zeigt mit bis zu 20° geneigte Bänke, welche gegen oben hin sich flacher legen und sich der horizontalen Lage der auflastenden Mergel anschmiegen. Die Neigung des Ooliths ist also eine primäre. Es liegt hier ein oolithischer Strandwall vor. Die Neigung der Straten, die gegen SW gerichtet ist, weist auf eine Aufschüttung des Materials von NO her. Der Verlauf des Strandwalles ist, nach dem besprochenen Aufschluß zu urteilen, ein nordwest-südöstlicher gewesen.

Es ist bezeichnend, daß innerhalb der sandigen, obersarmatischen Schichtenfolge westlich von Gnas in dem Raume, der südwestlich der verlängerten Fortsetzung obigen Strandwalles am Ebersdorfer Berg gelegen ist, keine Kalkbänke mehr angetroffen werden.

Dagegen breiten sie sich nordöstlich dieser Linie, am Ebersdorfer Berge, am Hofberge, am Kalvarienberge bei Gnas, 1) bei Perlsdorf, südlich Prädiberg, bei Maierdorf, Kiensdorf, Ludersdorf, Trauttmannsdorf und Giem bis zum Fuße des Gleichenberges Kogels aus. Man gewinnt dadurch den Eindruck, daß hier der Kalk in einem durch den oolithischen Strandwall begrenzten, teilweise abgeschnürten Becken zur Ablagerung gelangt ist. In dessen tieferen Teil hat die Wasserbedeckung vor, während und nach der Kalkbildung angehalten und über dem Kalk wurden mächtigere Mergellagen gebildet. In den Randteilen dagegen sind unmittelbar nach der Kalkbildung Unterbrechungen in der Wasserbedeckung eingetreten, wovon die Erosionen am Hofberge Zeugnis ablegen.

Aus dem Verbreitungsgebiet der obersarmatischen Schichten des östlichen Bereiches soll zuerst das Profil von Jamm (Gleichenberg OSO) angeführt werden. Westlich und nordwestlich von Jamm sind Sande und feine Kiese (mit einzelnen bis kirscherngroßen Geröllen) aufgeschlossen, welche von einer einen halben Meter mächtigen, muschelreichen Lumachelle überlagert werden. Hier fanden sich auch *Melanopsis impressa*, *Helix* und Säugetierreste vor, welche letztere nach der Bestimmung Dr. Ehrenbergs (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1924, Nr. 10/11)

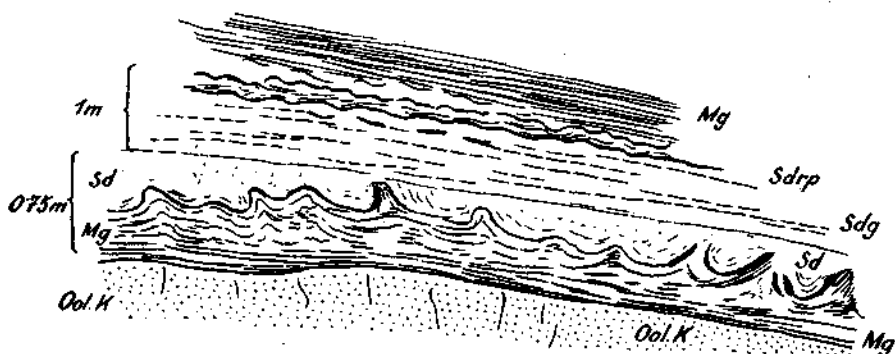


Fig. 8.

Detail aus dem Steinbruch gegenüber der Haselmühle bei Kalch an der steirisch-burgenländischen Grenze.

Ool. K = Oolithischer Spirorbiskalk mit Bryozoenästen Mg = Mergel mit Cardien usw. Sd = tonige Sande mit Blattresten. Sdg = geschichtete Sande. Sdrg = Sande mit Rippelmarks. Mg = Mergel und sandige Mergel.

einem Insektivoren (wahrscheinlich *Galerix* cf. *exilis* Blv.) und einem Arctiodactylen angehören. Es liegt also eine unzweifelhafte, fluviatile Einschwemmung vor. Kalkreiche Lumachellen, voll von Cerithien, folgen über der Schwemmschicht. Sie werden von einem dreiviertel Meter mächtigen Spirorbisoolith überdeckt. Er ist muschelreich. Über dem Kalk lagern auch hier wieder Tegelmargel mit *Tapes*, *Maetra*, *Bulla*, *Trochus*, *Modiola*, Wurmresten und zahlreichen Blattabdrücken. Sandige Schichten, auch pflanzenführende Sandsteine, die feine Kiese enthalten, folgen darüber.

Vielleicht die schönsten Aufschlüsse im Bereiche obersarmatischer Schichten gewährt der Steinbruch gegenüber der Haselmühle zwischen Kalch und Neustift im Leimbach(Lendva)tale. 2) Die Basis bilden hier grobe Spirorbisoolithe (Fig. 9), in denen Bryozoen auftreten, die K. A. Bobies (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1924, Nr. 10–11) beschrieben hat. Cardien und Cerithien erscheinen eingesprengt. Selten große Spirorbisformen treten hier gesteinsbildend auf. Die Mächtigkeit des Kalkes beträgt 1,20 m. Eine Mergellage bedeckt den Kalk, worüber eine sechs Meter mächtige Folge von Mergeln, sandigen Mergeln und Feinsanden aufliegt (Fig. 9). Sie enthält mehrere äußerst fossilreiche Lagen zwischengeschaltet,

1) Östlich des Marktes, am Rande von Blatt Gleichenberg.

2) Dieses Profil vom „Roberberge“ ist auf Fig. 1, Prof. 1 in meiner Studie „Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns“ (Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921) abgebildet. Die Fig. 8 und 9 dieser Studie geben Detailbilder des Steinbruchs.

in denen vor allem prächtig erhaltene Cerithien (speziell *Cerithium disjunctum*), Mactren, Tapes und Cardien auftreten. Rippelmarks in sandigen Zwischenlagen deuten den Seichtwassercharakter der Ablagerung an. An einer den Kalk überlagernden Mergelbank sind prächtige Stauchfalten sichtbar (Fig. 8), von welchen die höheren Schichten nicht mehr betroffen erscheinen. Es handelt sich hier offenbar um submarine Rutschungen in dem eben abgelagerten Kalkschlammmaterial.

Als besonders interessant muß noch hervorgehoben werden, daß die der eben erwähnten Schichtenfolge auflastenden Grobsande und Kiese mit einer scharfen Erosionsdiskordanz taschenförmig den mergelig-feinsandigen, sarmatischen Bildungen sich aufliegen. Auch die Sande gehören noch zum Sarmat. Hier hat also eine vollständige Trockenlegung des Meeresgrundes, die Erosion von Rinnen und dann erst eine neuerliche Überflutung stattgefunden. (Siehe Fig. 9.)

Im gleichen Niveau konnte die Erosionsdiskordanz — $1\frac{1}{2}$ km östlich — in einem kleinen Bruche südlich von Krottendorf beobachtet werden. Die den Kalk überdeckende Mergel lagere erweist sich durch taschenförmige Rinnen zerfurcht, in welchen Sande eingelagert sind. Auch hier liegt die Diskordanz einige Meter über dem Spirorbisoolith. Weiters machte ich analoge Beobachtungen an einer demselben Komplex angehörigen Schichtfolge in einem Kalkbruch beim Schneidernicht nördlich von St. Anna am Aigen und in der Runse des Steinbachgrabens, am Nordgehänge des Stradnerkogels.

Schließlich habe ich in dem Bruch beim Gendarmenriegebäude am Nordausgang von St. Anna am Aigen die Erosionsdiskordanzen im Obersarmat beobachtet. Hier greifen grobkörnige Sande und Kiese diskordant in die Überlagerung der höchsten sarmatischen Kalkbank ein.

Es sei an dieser Stelle darauf verwiesen, daß sich gerade unterhalb des letzt-erwähnten Punktes, im Aigenbachtale, eine Lurachellenschicht als Zwischenlage

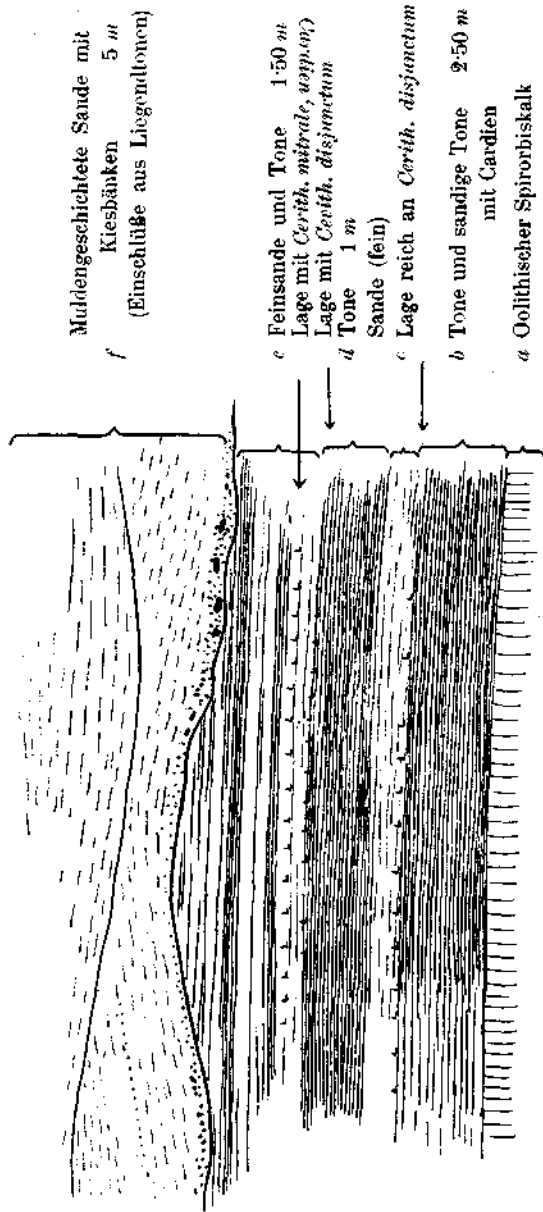


Fig. 9.

zwischen den tiefsten Kalkbänken dieses Gebiets ausbreitet, die sich durch besonders guten Erhaltungszustand der Fossilien kennzeichnet. Hier sammelte ich zahlreiche Exemplare von *Tapes*, *Cerithium cf. forianum*, *Trochus*, *Modiola*, *Buccinum* und *Douax*, Speziell die Cerithien sind in verschiedenen Altersstadien vertreten.

Jenseits der paläozoischen Inselberge kehren die Erosionsdiskordanzen in gleicher Niveaulage im Obersarmat wieder. Hier war auf dem Höhenrücken südöstlich von Sinnerdorf gegen Ropresca (St. Georgen W) folgendes Profil sichtbar: 1.60 m mächtiger Spirorbisoolith mit Muschelschalen wird von 20 cm Cerithienkalk und 0.25 m feinstem, bivalvenreichem Oolith überdeckt (mit *Modiola*, *Tapes*, *Cardium*). Eine über 5 m mächtige Mergellage bedeckt den Kalk. Sie enthält nur eine einzige, hauptsächlich aus *Tapes* und *Maotra* bestehende Lumachellenschicht eingebettet.

Dank guten Aufschlüssen konnte festgestellt werden, daß nicht nur in einer 150 m östlich und dann einem 600 m östlich gelegenen Bruche, sondern sogar in einem fast 2 km entfernten Kalkgrube, nahe der Talsohle westlich von St. Georgen, das Profil vollkommen gleiche Zusammensetzung aufweist. Auch hier folgt noch über dem Oolith die cerithienreiche, dann die muschelreiche Kalklage, die im Hangenden auch hier von Mergeln mit einer einzigen Lumachelleschicht überdeckt wird. Die Absatzbedingungen haben sich also auf eine weitere Erstreckung hin gleichmäßig gestaltet.

In den diesem Schichtkomplex auflastenden, höheren Straten begegnen wir wieder dem Einfluß von Trockenlegungen des Meeresgrundes. Bei St. Helena, NO von Kote 338, lagert unter fossilführenden Lumachellensanden eine 2 m mächtige Geröllbank, die neben vorherrschend nußgroßen Quarz- und Kieselschieferenschlüssen Gerölle von sarmatischem Sandstein führt. Man muß sich hier an einem Punkt befinden, in dessen unmittelbarer Nähe eine Flußmündung gelegen war, die von dem paläozoischen Bergen Schottermaterial herbeigebracht hat. Auf dem 6 km langen Laufe vom Rande des Grundgebirges bis zur Einbettungsstelle wurden offenbar auch die trockengelegten sarmatischen Ablagerungen von der Zerstörung mitergriffen.

Auf der Höhe nordöstlich von Fuxeisdorf sind in gleichem Niveau, aber etwas näher der Küste, Kalksandsteine und Konglomerate entwickelt, die nußgroße und einzelne bis faustgroße Quarzgerölle enthalten. Bei Sottina, östlich der Lendva, enthält der obersarmatische Kalk gut erhaltene Melanopsiden (*Mel. impressa*), was auf eine Einschwemmung durch Süßwasser hindeutet.

All diese Beispiele zeigen den Seichtwassercharakter des obersarmatischen Meeres auf Blatt Gleichenberg.

Innerhalb der obersarmatischen Schichtfolge konnte ein Schotterzug festgestellt werden, der in der Gegend von Feldbach, bei Ödt (südlich des Ortes) und Mühldorf aufgeschlossen ist und weiter gegen SO, auf der Kuppe Berghold (östlich des Gleichenberger Massivs, nordöstlich von Gleichenberg), in kleinen Felswänden ausstreicht. Er liegt in den höchsten, sarmatischen Lagen. Da im NW, bei Ödt, die größeren Gerölle auftreten (bis über Nußgröße), so kann geschlossen werden, daß die Zufuhr von NW her erfolgt ist.

Bei Mühldorf sind 6 m Grobsand und Schotter, die Gerölle bis Nußgröße und schöne Muldenschiehtung aufzeigen, erschlossen. Die Lagerung erweckt den Eindruck von wandernden Sanddünen, die unter langsam fließendem Wasser gebildet wurden. 8 m sandiger Ton mit quer durchsetzenden Pflanzenresten, Holz- und Schilfabdrücken bildet die Überlagerung der Mühldorfer Sande. Zahlreiche Tegeleinschlüsse im Sand beweisen, daß der Ablagerung im Schotter eine Erosion im Untergrunde in der Nachbarschaft voranging. Braekische Fossilien fehlen vollkommen.

Das Vorherrschen landnaher Zustände in diesem Teile des obersarmatischen Meeresbeckens gegen Ende dieser Zeitphase prägt sich dann auch in dem Auftreten eines weiter verbreiteten Kohlenhorizontes¹⁾ aus. Er wurde in der Kriegszeit bei Reiting (südöstlich von Ödt, südlich von Feldbach)²⁾ eine Zeitlang abgebaut und ist noch an zahlreichen anderen Stellen in der südlichen Umgebung von Feldbach (Oberweißenbach, Baumbuch, Prädibauer, Glem, Gossendorf usw.) erschürft worden. Aufrechte Holzstämmle im Flöz, über die Stiny berichtet, beweisen, daß die Lignite im wesentlichen autochthoner Entstehung sind.

1) Siehe auch J. Stiny, Die Lignite von Feldbach. Bergbau und Hütte 1918.

2) Siehe das Profil in meiner Studie im Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921 (Fig. 1, Prof. 4).

Vom Ostabfall des Gleichenberger Kegels, wo der erwähnte Konglomerathorizont sogar felsbildend in der Landschaft hervortritt, setzt sich diese Schicht in die Gegend von Bayrisch Kölldorf und (Windisch-) Kölldorf fort. Östlich Bayrisch-Kölldorf sind unter köhligem Tegel (mit *Neritina*) mächtige Kiese und Grobsande erschlossen, die Dünenschichtung aufzeigen¹⁾ und viele Kalkkonkretionen enthalten. Sarmatische Sande mit Kalkbänken bilden die höhere Auflagerung.

In gleichem stratigraphischem Niveau fand sich in dem Graben südwestlich von Windisch-Kölldorf (östlich \diamond 360, Dohausenberg) ein Aufschluß, welcher 2 m diagonale geschichtete Sande und Kiese (mit kirsch kerngroßen Geröllen) entblößt. Der Sand wird von einem grauen Ton bedeckt, der ganz von Wurzelröhren durchsetzt ist und kleinste, eingestreute Gerölle enthält. Letzterer ist unzweifelhaft eine Landbildung, offenbar im Inundationsgebiet eines trägen Flusses entstanden. Erst darüber folgen geschichtete Tone und tonige Sande mit *Cerithien*. Dieser Aufschluß bildet die Anknüpfung an die bereits geschilderten Anzeichen von Trockenlegung und Erosion im obersarmatischen Verbreitungsgebiete der benachbarten Ortschaften Jamm und Steinbach.

Somit erscheint in diesem ganzen Verbreitungsgebiete der obersarmatischen Stufe Trockenlegung und Erosion festgestellt, die in einem hohen Niveau derselben ihre deutlichste Ausprägung findet. Wir können die Entstehung des Lignithorizonts von Feldbach, die Vorschüttung eines Quarzschuttkegels aus dem Raabgebiet gegen SO hin, die zahlreichen Erosionsdiskordanzen und die Einschwemmungen von Landkonchylien und Säugetierresten hier anführen. Zur selben Zeit wurde auch von den nordöstlichen, paläozoischen Gebirgshöhen her ein Schuttkegel in das Meer vorgebaut. Der Kampf zwischen Festland und Meer charakterisiert diese Schlußphase des Sarmatikums.

Es würde zu weit führen, alle weiteren Fundpunkte anzuführen, an denen obersarmatische Ablagerungen auf Blatt Gleichenberg fossilführend auftreten. Soweit auf der Karte Kalkbänke eingezeichnet sind, sind auch fossilreiche Schichten entwickelt. Nur einige wenige Örtlichkeiten mögen noch speziell erwähnt werden.

Die von Stiny beschriebenen (Bergbau und Hüte 1918, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1925) im Kriege geöffneten, reichen Fundpunkte in der Umgebung von Feldbach waren leider schon bald nachher nicht mehr zugänglich. Wohl aber wurden bei Stützungsarbeiten für die durch Rutschungen bedrohte, begonnene Bahntrasse Gleichenberg-Feldbach im Jahre 1920 unmittelbar südlich Feldbach sarmatische Tegel bloßgelegt, welche *Mastra*, *Tapes*, *Cardien*, *Solen*, *Cerithien* und *Trochus* führten (Einschnitt unmittelbar östlich der Überquerung des Ödter Graben).

In dem neuen 1927 fertiggestellten Wasserstollen der Gleichenberger Wasserleitung bei Bayrisch-Kölldorf sind obersarmatische Sande und sandige Mergel erschlossen, welche *Cardium plicatum*, *obsoletum*, *Neritinen* und andere kleine Gastropoden enthalten.

Ein isoliertes Vorkommen obersarmatischer Schichten liegt am Augenweidkogel, westlich von Waasen (Straden, NW). Hier erscheinen in stark gestörter Lagerung — in Form einer antiktinal zusammengebogenen Schichteinklemmung — fossilreiche, obersarmatische Bildungen inmitten des mittelsarmatischen Terrains. Ich habe auf dieses interessante Vor-

¹⁾ Siehe die Abbildung des Profils von dieser Stelle (Jametzalberg b. Bayrisch-Kölldorf) in meiner Studie, loc. cit. (Fig. 1, Prof. 2).

kommen bereits im Jahre 1914 (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien) hingewiesen. Es sind cerithienreiche Sandschichten, sandig-kalkige Lamachellen und ein sandiger Oolithkalk, die hier in steiler Neigung, anscheinend an einem Bruche eingeklemmt, vorliegen. Die Sandschichten enthalten Ervlien, *Tapes*, *Cardien*, *Cerithien*, *Neritinen* usw.¹⁾

Nunmehr soll ein Blick auf die sarmatische Umgürtung der einst aus dem Meere aufragenden, älteren Gesteinsklippen geworfen werden. Es sind das trachytisch-andesitische Gleichenberger Massiv und das paläozoische Schiefergebirge des Roten-Stadelbergs, welche sich schon damals aus dem Meere erhoben haben, das erstere als Insel, das zweite vielleicht nur als eine von NO hereinragende Halbinsel. (Siehe Fig. 2, S. 398.)

Bis in das oberste Sarmat und in das Pontikum hinein hat der gegenwärtig sichtbare Teil des Gleichenberger Massivs als Insel mehr oder minder über dem Wasserspiegel aufragt. Aus der Tatsache, daß wir hier und auch am paläozoischen Massiv die sarmatischen Schichten, teilweise auch das Pontikum, in bedeutender Mächtigkeit aufgelagert finden, wodurch die weitgehende Einhüllung des dadurch immer mehr einschrumpfenden Inselgebirges bedingt wurde, läßt sich schließen, daß dauernde Bodensenkungen stattgefunden haben.

Freilich haben außer dem jetzt zutage tretenden Andesit-Trachytmassiv noch weitere vulkanische Inselklippen bestanden. Insbesondere markiert sich eine solche in der isolierten Trachytkuppe von Gossendorf (nördlich des geschlossenen Eruptivkörpers). Auch die Einschaltung biotitreicher Kalksandsteine in den obersarmatischen Kalken südwestlich des Prädibergs läßt das Vorhandensein weiterer solcher Eruptivklippen vermuten.

Rings um das Gleichenberger Massiv können wir einen geschlossenen Kranz sarmatischer Ablagerungen feststellen²⁾ (Siehe Fig. 10). Auf der Süd- und Ostseite der Hauptmasse des Gleichenberger Massivs sind zwei markante, nur teilweise durch sarmatische Bedeckung abgetrennte Gesteinsschollen vorhanden: die Trachytkuppe des Praterwaldes inmitten des Kurortes und jene des Schaufelgrabens. Die erstere ist nur durch einen schmalen, seichten und stellenweise nahezu aushebenden Streifen obersarmatischer Sande von den „Gleichenberger Kogeln“ abgetrennt. Die zweite löst sich an der Ostseite vom geschlossenen Eruptivkörper ab. Die Kuppe des Praterwaldes ist als Rückfallkuppe eines vorsarmatischen Reliefs zu deuten, welche durch eine Einsattlung vom zentralen Eruptionsberg getrennt war. Sie wurde schon mit mittelsarmatischen Bildungen überschüttet, dann unter Obersarmat völlig begraben und erst im jüngeren Pliozän als härterer Gesteinskörper wieder aus ihrer Umhüllung herauspräpariert. Die mittelsarmatischen Schichten lagerten sich hier ersichtlich an einer ausgesprochenen Steilküste, dem Trachytberg an, ohne hiebei — von der unmittelbaren Auflagerung abgesehen — gröbere Einschaltungen aufzuzeigen. Dies und die feinkörnige Schichtausbildung weist auf eine gewisse Wassertiefe des anbrandenden, mittelsarmatischen Meeres hin.³⁾

Die obersarmatischen Schichten greifen, speziell an der Ost- Westseite des Massivs deutlich über eine Felsplattform weiter vor. (Siehe Fig. 10.) Hier liegt eine alte Brandungsplatte, welche an einem mäßig steilen Gebänge in die absinkende Scholle eingekerbt wurde, vor. Die östliche Plattform ist im wesentlichen durch die abgehobelte Fläche des Quarztrachyts und den anschließenden Teil des Trachytkörpers gebildet. In einem Hohl-

1) Ich hatte seinerzeit hier älteres Sarmat vermutet.

2) Dies gilt streng genommen nur für das Obersarmat. Im Mittelsarmat mag die Ausdehnung des Eruptivkörpers gegen N hin eine noch bedeutendere gewesen sein.

3) Vgl. hierzu meine Darlegungen im Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921 und Fig. 3, Prof. 4, dortselbst.

wege am Ostfuß des Absetzrückens ist hier die Auflagerung der mit Trachytgeröllen gespickten Grohsande auf das Eruptivgestein erschlossen. Weiter nördlich zeigen sich in den Quellästen des Schaufelgrabens Brandungseröllen in den übersarmatischen Sanden. Die Kalkbänke setzen in der Nähe des Trachytufers aus. Die Breite der abgehobelten Brandungsplatte beträgt bis zu 500 m.

Auf der Westseite der Gleichberger Kogel greift das Obersarmat mit einer Brandungsterrasse, auf welcher Schloß Gleichberg steht, vor.¹⁾ An der Nordseite der Gleichberger Kogel ist die Brandungsplatte infolge späterer Schrägstellung abgesenkt. Wir treffen eine Lage mächtigeren Brandungskonglomerats unmittelbar bei der Stahlquelle in der Klaus, dem Andesit aufgelagert. An dem Gehänge des Gleichberger Kogels, ost-südöstlich der Stahlquelle, fand ich in 420 m Höhe einen dem Eruptivgestein angeklebten Rest von Brandungskonglomerat, der hier eine Strandhalde bildet. Ich habe ihn auf der Karte noch den sarmatischen Bildungen zugerechnet. Es wäre aber möglich, daß er bereits dem älteren Pontikum angehört.

An der Nordostecke des Gleichberger Massivs treten infolge hier stärkerer Abbiegung nur mehr die obersten Lagen des Sarmats hervor. Hier erscheint der sogenannte „Gossendorfer Stein“, ein harter Kalksandstein, ganz von Pflanzenhäcksel und auch gut erhaltenen Blattabdrücken erfüllt, welcher früher stark abgebaut wurde. Das sarmatische Alter ist durch Cardien und andere Bivalvenreste sichergestellt. Die Zusammenschwemmung des Pflanzenmaterials erfolgte wohl von den Hängen der Gleichberger Höhen, die von einer reichen Vegetation eingenommen gewesen sein müssen. Die Sandsteine enthalten schon Einschlüsse von Halbpalen, welche durch die Brandung der den Sockel

¹⁾ Auch auf der Südseite reicht das Obersarmat auf der Plattform von Bärnreith weiter hinauf, als die tieferen sarmatischen Schichten.

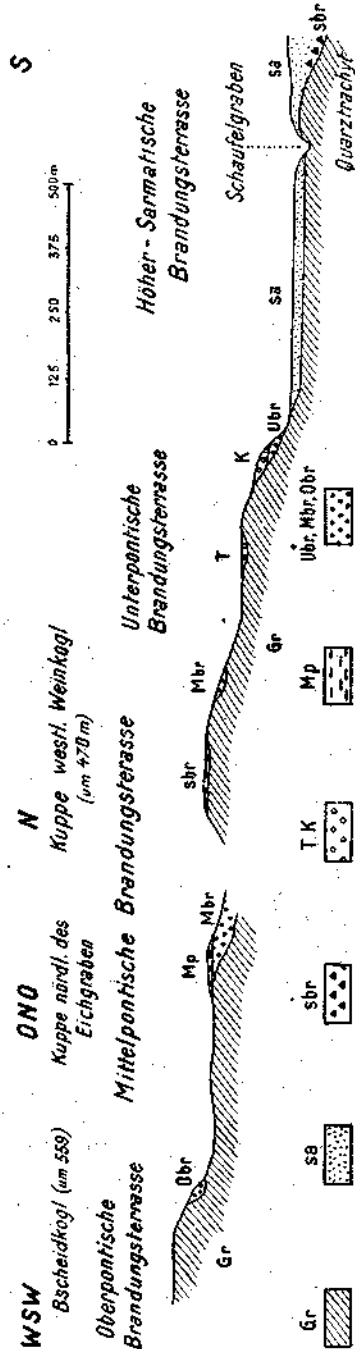


Fig. 10. Brandungsterrassen (durch Abtragung wieder aufgedeckt) an der Ostflanke des Gleichberger Trachyt-Andesitmassivs. Gr = Trachytisch-andesitische Felssockel. sa = übersarmatische Sande. sbr = sarmatische Brandungsbrecien. K = „Kapfensteiner“ Quarzschooter. T = „Faborer“ Quarzschooter des (basalen) Oberpontikums. Mp = mittelpontische Sande und Tegel. Ubr = Unterpontische Brandungsbrecien. Mbr = mittelpontische Brandungsbrecien. Ober = oberpontische Brandungsbrecien.

bildenden Gesteinszone stark ungewandelter und mit Halbpalnestern versehenen Andesite entnommen wurden. Ihr Auftreten beweist, daß hier die postvulkanische Umwandlung der Andesite bereits in sarmatischer Zeit vollendet war.

So läßt sich also in der Umrandung fast des ganzen Gleichenberger Massivs eine Brandungsterrasse verfolgen, die im Mittelsarmat angelegt, während des Obersarmats weiter ausgestaltet und mit mächtigen sandig-tonigen Ablagerungen verschüttet wurde. Die Gleichenberger Kogel dürften kaum mehr als 300 m über dem Spiegel des Meeres aufgeragt haben.

Ähnlich lagen die Verhältnisse in der Umrandung des paläozoischen Gesteinskörpers (Roter-Stadelberg). (Siehe Blatt „Gleichenberg“.)

Südwestlich des Roten Berges liegen schon die tiefersarmatischen Schichten (Basis des Mittelsarmats?) auf einer über 500 m breiten Plattform von paläozoischen Schiefnern und Kieselschiefnern (Teufelstein!) auf, welche unter ersteren in dem Graben östlich von St. Anna am Aigen hervortreten. Auch Konglomeratlagen stellen sich an der Basis der übergreifenden, hier zirka 60 m mächtigen Tegel und Feinsande des Mittelsarmats ein. Die Plattform versinkt infolge jüngerer Verstellung gegen N und O.

Obersarmatischen Alters ist eine zweite Plattform, die den paläozoischen Gesteinskörper des Roten- und Stadelberges fast ringsum umsäumt. Auch sie ist infolge jüngerer Bewegungen gegen NO hin abgesenkt.

Westlich und nördlich von Guitzenhof greifen die obersarmatischen Schichten auf einer Terrasse transregierend über das Schiefergebirge über. An ihrer Basis sind (speziell nördlich von Guitzenhof) mächtigere, quarzreiche Konglomerate entwickelt, die bis faustgroße Gerölle enthalten. Das Bindemittel entstammt zum Teil den aufgearbeiteten, basalen, serizitisierten Schiefergesteinen. An der Südseite des Stadelberges sind zwischen Sottina und Serditzen, auf flacher Schieferbasis vordringend, obersarmatische Sande und Schotter sichtbar, die Lagen mit bis über faustgroßen Quarzgeröllen enthalten. Unter ihnen tritt das Grundgebirge in einer Breite von fast einem Kilometer zutage. Auf der Nordseite des paläozoischen Massivs sieht man, beiderseits von Kalch, daß die obersarmatischen Schichten auf einer Brandungsterrasse über das Grundgebirge vorgreifen. Schließlich ist eine solche auch am Nordwestabfall des Roten-Berges erkennbar.

Die Brandung des mittel-obersarmatischen Meeres ist also dem paläozoischen Gesteinskörper stark an den Leib gerückt und hat an ihm breite, dann mit Sedimenten zugedeckte Brandungsterrassen erzeugt. Letztere verschwinden zusammen mit dem Schiefergebirge gegen NO abgesenkt, unter einer jüngeren Sedimentdecke.

3. Obersarmat im Untergrunde des pontischen Bereiches.

Nun soll ein Blick auf die weitere Verbreitung obersarmatischer Schichten im Untergrunde des oberflächlich von pontischen Sedimenten eingenommenen Terrains geworfen werden.

Von Kapfenstein liegen mir zahlreiche Einschlüsse im Basalttuff von sarmatischem Kalk (darunter eine prächtige Platte mit *Cardium obsoletum*, *plicatum*, *Tapes*, *Modiola* usw.) vor, ferner oolithische Kalke, Kalksandsteine, reich an Fossilien, sarmatische Mergel usw. Im Fehringer Tuffgebiete sammelte ich mehrere Reste fossilführender sarmatischer Kalksandsteine. So fand ich bei Leisten einen cardien- und cerithienreichen Sandstein. Sehr viele Einschlüsse sarmatischer Kalke sind in dem Tuff von Neuhaus am Klausenbache eingebettet. Hier liegen mir viele Fragmente cerithienreicher Kalke vor (mit *Cerithium mitrale*, *rubiginosum*, *Maetra podolica*, *Cardium obsoletum*). In dem Tuffgebiete vom Pertel-

stein sind schon vor fast 90 Jahren von P. Partsch sarmatische Einschlüsse erwähnt worden (Weineckkogel). Es sind Sandsteine mit *Cardium obsoletum*, *Maetra podolica*, *Modiola marginata*, Cerithien (welche Beweisstücke im Museum der Geologischen Bundesanstalt erliegen). Im Tuff von Unterweißenbach bei Feldbach sammelte ich sarmatische Kalksandsteine, im Tuff von Edelsbach oolithische Kalke. Im Tuffgebiet von Ober-Limbach fand ich einen Kalksandsteineinschluß von sarmatischem Aussehen.

Daß aber die obersarmatischen Schichten unter pontischer Bedeckung und noch weit nach Norden reichen, beweisen die Einschlüsse in dem hart nördlich des Kartenrandes von Blatt Gleichenberg gelegenen Tuff bei Riegersburg und in jenem der Stadt- und Langberge, westlich von Fürstenfeld. Die hier im Untergrunde auftretenden Ablagerungen stehen sicher mit dem obertägigen Verbreitungsgebiet obersarmatischer Schichten im Raume östlich von Gleisdorf (Fünfung, Arnwiesen) in Verbindung.

Dagegen haben die im Nordostteil des Blattes Gleichenberg gelegenen Tuffe von Krieselstein, dann die außerhalb desselben befindlichen Tuffdurchbrüche von Güssing und Tobaj (am angrenzenden Blatte Fürstenfeld) keine sarmatischen Einschlüsse geliefert, obwohl der Tuff Gesteinsfragmente des Untergrundes reichlich enthält. Auch in der Umrandung der bei Sulz (westlich von Güssing) und weiter nördlich auftretenden paläozoischen Gesteinsklippen treten keine sarmatischen Schichten hervor. Es kann vorausgesetzt werden, daß man sich hier bereits am Boden eines sarmatischen Festlandes befindet, welches das nordoststeirische Becken ostwärts begrenzte und in den Grundgebirgshöhen des Roten- und Stadelberges am Blatt Gleichenberg sein klippenartig im sarmatischen Meer auslaufendes Südwestende oder eine dorthin vorgeschobene Insel besaß. (Siehe Fig. 2, S. 396.)

4. Die obersarmatischen Schichten im Gebiete westlich des Gnasbachtales.

In diesem auf Blatt Wildon—Leibnitz gelegenen Terrain, in dem ich seinerzeit nur mittel- und untersarmatische Schichten voraussetzen zu müssen glaubte, finden sich zwischen dem früher erwähnten Bereiche tiefersarmatischer Ablagerungen und der pontischen Schichtendecke Sedimente entwickelt, die in der streichenden Verlängerung des Obersarmats auf Blatt Gleichenberg gelegen sind und mit diesem — trotz gewisser Unterschiede — gemeinsame Züge aufweisen. Als gleiche Charakterzüge sind hervorzuheben: die vorherrschend sandige Schichtentwicklung mit den Quarzkieseinschaltungen; das, allerdings nicht so wie im O, auffällige Hervortreten cerithienreicher Lumachellenschichten und das Ercheinen des Lignithorizontes im obersten Sarmat bei Obergnas und St. Stefan. Dagegen fehlen in diesen Gebieten die Kalkbänke völlig. Dies und überhaupt der geringere Fossilreichtum dieses Gebietes, welches hiedurch etwas an die mittelsarmatische, sandig-tonige Fazies erinnert, bedeutet immerhin einen faziellen Gegensatz gegen die weiter östlichen Räume.

Eine Störung, welche von Gnas aus in beiläufig nördlicher Richtung über Perlsdorf bis westlich des Wartberges sich zu erkennen gibt, engt durch Versenkung des westlichen Gebietsteiles hier den Bereich der obersarmatischen Schichten gegen N hin ein. Die obersarmatischen Schichten, die östlich dieser Störungslinie noch bis ans Raabtal heran (bei Unterweißenbach und Feldbach) reichen, finden westlich davon schon nördlich von Kohlberg ihre Nordgrenze. Hier, etwa 3 km nordwestlich von Gnas, treten zum letztenmal noch Kalkbänke in Erscheinung.

Bei Obergnas ist ein obersarmatischer Lignithorizont entwickelt, der auch eine Zeitlang in Abbau stand. Südlich von Obergnas fand ich die Lignite in engem Kontakt mit Cerithien führenden Schichten. Bei Badenbrunn sind obersarmatische Kleinschotter, zum Teil verkalkt, reichlich Kieselschiefergerölle führend, (mit bis nußgroßen Geschieben) sichtbar.

Weiter westlich konnte ich bei Aschau fossilreiche, obersarmatische Schichten auffinden. Nahe der Talsohle sind hier in einer Grube sechs Meter mächtige Sande und Kiese (letztere mit bis nußgroßen Geröllen) erschlossen, welche an ihrer Obergrenze eine ganz von *Tapes*- und *Cardium plicatum*- und *obsoletum*-Schalen erfüllte Lage besitzen. Sie werden von Mergel überdeckt (siehe Fig. 4, S. 400). Sande und Grobsande, mit nur untergeordneten Tegellagen, bauen in einer Mächtigkeit von etwa 80 m das darüber gelegene Gehänge auf und zeigen dort, auf der Höhe unmittelbar südlich des Kratzelwirts, pontische Schichten aufgelagert. Hier fand ich eine Lage von Congerientegel (mit *C. cf. ornithopsis*), überdeckt von 20 m Sanden. Die fast 100 m mächtige Schichtenfolge von Aschau, im unmittelbaren Liegenden des Congerientegel, spreche ich als Obersarmat an.

Auch der nächst westlich gelegene Höhenrücken, der die Ostflanke des SaBBachtales bildet, wird dieser Auffassung gemäß von obersarmatischen Schichten zusammengesetzt. Soweit hier Mittelsarmat vorkommt, wurde es bereits früher erwähnt (siehe auch Fig. 4). Sande und feine Kiese, welche Mergellagen mit *Cardium obsoletum*, *plicatum* und *Modiola marginata* enthalten, bilden südlich des Gehöftes Sauhalt, nördlich von Jagerberg, die Überlagerung des Mittelsarmats (= Basis des Obersarmats). Vorherrschend sandige Schichten mit Kies- und Tegellagen reichen nordwärts noch über den Straßensattel hinüber, welcher von Gnas nach St. Stefan führt. Die Schichtenfolge fällt, wie weiter südlich, flach gegen NNO ein.

In den Gräben nordnordöstlich von St. Stefan (ostnordöstlich von Frauenbach) treten kleine Lignitflözchen auf, welche beschürft wurden. Am Ausbisse konnte ich (am nördlichen Schürfstollen) über dunkelgrauem, kohligem Ton 20 cm Lignit feststellen, überlagert von einem Meter Ton (mit kohligem Ton), sodann von sandigen Tonen. Der südliche Schurf zeigt im Hangend tonschöne Blattreste.

Der Herr Schulleiter von St. Stefan hatte die Freundlichkeit, mir einen Austernrest zu zeigen, welcher aus diesen Schürfen stammen soll. Daraus würde hervorgehen, daß diese Flözchen noch dem obersten Sarmat angehören, also den wohl westlichsten Ausläufer des aus-

gedehnteren Feldbach—Obergnaser Lignithorizonts darstellen. Die Lignite liegen, wie jene bei Feldbach, vermutlich in den höchsten sarmatischen Lagen. Im übrigen habe ich aber in den Aufschlüssen unmittelbar westlich und östlich von St. Stefan vergeblich nach Versteinerungen gesucht.

Erst zirka zwei Kilometer westsüdwestlich des letzteren Ortes fand ich auf den Höhen östlich von Tagensdorf einen fossilreichen Komplex aufgeschlossen (siehe Fig. 6, S. 406). Über 6 m fossilieurem Ton und Mergel lagert eine Kleinschotterbank mit bis nußgroßen Quarzgeröllen, darüber Sande und Tone mit *Modiola* und *Cardien*, überdeckt von Kiesen, Tonen und einer mächtigeren Sandmasse, welche letztere eine Lumachellschicht enthält (mit *Cardium obsoletum*, *Tapes*, *Trochus* usw.). Bei schwachem Einfallen der Schichten gegen N treten südlich dieses Fundpunktes noch mächtigere Sandschichten hervor, die die mittelsarmatischen Mergel von Glojach überdecken.

Auch in diesem Profil ist also durch die Lagerung, durch die Kohlenführung und durch die Sediment- und Fossilfazies das ober-sarmatische Alter des unter dem Pontikum gelegenen Komplexes sichergestellt. Allerdings treten hier fossilreiche Schichten zurück. Wenn wir aber bedenken, daß der große Reichtum an Fossilien, wie ihn die ober-sarmatischen Schichten des Ostens aufzeigen, offenbar nur in einzelnen, durch Sandbarren und Nehrungen abgeschlossenen Becken in Erscheinung trat, die sich an die Inselküste der südburgenländischen Schwelle und das Gleichenberger Eruptivmassiv anschlossen, so erscheint die Fossilarmut der weiten Gründe des sarmatischen Meeres, die von der Küste etwas entfernter lagen, verständlich. Freilich war auch hier der Meeresboden seicht, wie das zeitweise Vorschieben zentralalpiner Flußdeltas und das Auftreten des Lignit erkennen läßt. Vermutlich war es auch der gegen das Innere des steirischen Beckens zunehmende Süßwassergehalt des Meeres, welcher das Zurücktreten der organischen Besiedelung, speziell im höheren Teil des Obersarmats, bedingte, eine Erscheinung, die wir übrigens — weniger ausgesprochen — auch beim Studium des weiter östlich gelegenen Sarmats feststellen können.¹⁾

II. Die pontischen Schichten der Südoststeiermark.

A. Allgemeines.

Die pontischen Schichten bedecken den größeren Teil des oststeirischen Tertiärbeckens, in dem sie das nördlich der „Grabenlandaufwölbung“ gelegene Gebiet bis zum nördlichen Beckenrand bei Graz, Weiz und Hartberg fast ausschließlich — stellenweise von jungpliozänen und diluvialen Ablagerungen überdeckt — zusammensetzen. Gegen NO hin greifen sie transgredierend über die aus dem Tertiär auftauchenden Grundgebirgsinseln über (Schieferinsel des Roten-Stadelberges, Grundgebirgsklippe von Sulz bei Güssing, Devonklippe am Hohenmaisteinberg, Eisengebirge am Pinka-Durchbruch, „Günser Horst“).

¹⁾ Vergleiche meine Bemerkungen im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt. 1913. S. 590—594.

Hier soll nur der südliche (südöstliche) Teil ihres Ablagerungsgebietes, der am Blatt Gleichenberg und den anschließenden Randteilen der Spezialkartenblätter Fürstenfeld und Wildon-Leibnitz gelegen ist, einer Betrachtung unterzogen werden.

Die pontischen Schichten bilden einen mächtigen Komplex, dessen Gliederung — auf Blatt Gleichenberg — in vier Unterabschnitte durchgeführt werden konnte: 1. in ein Unterpontikum, 2. in ein Mittelpontikum, 3. in ein Höherpontikum (= Oberpontikum), 4. in ein Jungpontikum. Diese Einteilung ist als rein lokale Gliederung aufzufassen, entstanden im Laufe meiner Studien. Daraus ist auch die nicht besonders glückliche Bezeichnungsweise, welche vom Oberpontikum noch ein Jungpontikum abscheidet, zu verstehen. Erst wenn es einmal möglich sein wird, die Gliederung des oststeirischen Pontikums in jene des pannonischen Beckens einzuordnen, wird der Zeitpunkt gekommen sein, die hier vorgeschlagene Lokalgliederung in einer allgemeinen Einteilung aufgehen zu lassen.

In der pontischen Schichtfolge spiegelt sich im allgemeinen der fortschreitende und schließlich vollendete und dauernde Zuschüttungs- und Verlandungsprozeß des steirischen Beckens wieder. In mehreren Niveaus sehen wir Landbildungen (Flußschotter und Lignithorizonte) zwischengeschaltet, welche der endgültigen Austrocknung des Gebiets vorangegangen waren. Für die Abtrennung der einzelnen pontischen Horizonte wurden die fluviatilen Einschaltungen in erster Linie verwertet. Die Gliederung in diese Unterabschnitte gründet sich also nicht auf paläontologische Momente, sondern auf die im Verlaufe einer genauen Detailaufnahme gewonnene Kenntnis vom Aufbau und der Lagerung der Schichtkomplexe.

Die pontischen Schichten sind im allgemeinen sehr fossilarm, nur der tiefste Teil derselben, das Unterpontikum, zeigt einen größeren Reichtum an Versteinerungen. Der Mangel an organischen Einschlüssen ist durch das Vorherrschen fluviatiler Einflüsse im Becken zu deuten.

B. Unterpontikum.

Der Übergang der obersarmatischen Schichten in die pontischen ist ein durchaus allmählicher. Nirgends habe ich Anzeichen dafür gefunden, daß die pontischen Grenzsichten diskordant ihrer Unterlage aufrühen würden. Über einer mehrere Meter betragenden Wechsellagerung meist fossillereer Sand- und Tonschichten, welche die durch sarmatische Fossilien gekennzeichneten Lagen überdecken, stellen sich bläulich-grünliche Tegelmergel ein, die bereits Congerien enthalten. Gelegentlich liegen schon darunter Sande mit Melanopsiden. Das Gestein, mit welchem die pontische Schichtfolge einsetzt, ist recht charakteristisch. Sein Kalkgehalt, seine Färbung und die eingeschlossenen Fossilien, unter welchen Congerien, Cardien, Ostrakoden und auch Melanopsiden hervorzuheben sind, bilden einen deutlichen Unterschied gegenüber dem Sarmat. Die Basis des Unterpontikums stellt eine etwa 20 m mächtige Mergellage mit untergeordneten Sandstreifen dar, die sich in bogenförmigem Verlaufe vom Raabtal, westlich von Feidbach, über die Gegend von Gleichenberg bis in das jugoslawische Gebiet hinein verfolgen läßt. Über den

Mergeln lagert ein verbreitetes Komplex vorherrschend sandiger-feinsandiger Schichten, welche meist fossilarm ausgebildet sind. Sie werden im Hangenden von einem Flußschotter überdeckt. Die Mächtigkeit der unterpontischen Schichten bis zum Hangendschotter beträgt 40—70 m.

Unterpontikum im Gleichenberger Eruptivgebiet.

(Vgl. Geologische Spezialkarte Gleichenberg.)

Einige spezielle Fossilfundpunkte im Unterpontikum seien besonders hervorgehoben. In der Ziegelei von Gniebing¹⁾ treten Liegendsande mit Feinsanden und konkretionären Sandsteinen auf, die große, leider ganz zerbrochene Melanopsisgehäuse enthalten. Sie werden von einer mächtigeren Mergellage überdeckt, welche sehr reichlich *Congeria ornithopsis* führt. An ihrer Basis liegt ein Kalkmergel, der besonders reich an Versteinerungen ist. In den aufliegenden Schichten mergeliger Beschaffenheit kann man eigentümliche, anscheinend aus kohlgiger Substanz bestehende, kreisrunde und elliptische Querschnitte feststellen, die vielleicht den verkohlten Resten von Wasserpflanzen entsprechen.

Ein weiterer Fundpunkt, von Stiny entdeckt, befindet sich am Nordostabfall des Österricherberges bei Feldbach, wo aus Tegeln und Sanden Congerien, Melanopsiden und Cardien bekannt sind. Südwärts schließt sich die Fundstelle von Baumbuch, bei Kote 397, südlich von Feldbach (Congerien!) an. Ich fand Congerienstücken ferner nördlich des Wartberges, auf der Höhe oberhalb der (von Norden her) zum Sattel ansteigenden Straße. (*Congeria ornithopsis*.) Im Sattel beim Prädibauer sammelte schon vor langer Zeit Rudolf Hörnes in typischen, unterpontischen Mergeln *Congeria ornithopsis* (seinerzeit als *triangularis* bezeichnet), eine Fundstelle, die ich wieder auffand. Östlich davon, auf dem Höhenrücken nördlich von Hirsdorf, sammelte ich kleine Cardienreste und weiter östlich Melanopsiden und Hydrobien.

Aus diesem Gebiet zwischen Feldbach und Prädiberg stehen mir aus allerjüngster Zeit neue Beobachtungen zur Verfügung, die anlässlich des Baues der Bahnlinie Feldbach—Gleichenberg gewonnen wurden. In dem Bahneinschnitte nördlich von Ödt fand ich schon 1917, als zum erstenmal mit dem Bahnbau begonnen wurde, Congerienreste. In dem großen neuen Einschnitte unmittelbar südlich von Ödt wurden im unmittelbaren Hangenden der sarmatischen Schichten²⁾ mächtige Tegel und Mergel erschlossen, welche reichlich Cardien, ferner verdrückte Congerien und Ostrakoden enthalten. Die Mächtigkeit des Schichtgliedes beträgt 14 m, wobei nur im oberen Teil unbedeutende Sandeinschaltungen mitbegriffen sind. Im Hangenden folgen mächtigere Sande. Die Ablagerung ist durch dunkle und hellere Färbung des Tons und durch feinste sandig-tonige Beimengungen gebändert. Die Schichtung weist auf einen sehr gleichmäßigen, ruhigen Absatz des Materials hin. Über den Tonmergeln liegen Tone und sandige Tone, welche linsenförmige Sandsteinkonkretionen mit schönen Blattabdrücken enthalten.

Weiter südlich fand ich in dem Einschnitte südlich des Geböfles Hell, nördlich von Kote 390, wieder dieselben unterpontischen Mergel, in mehreren Metern Mächtigkeit, von Sanden überlagert aufgeschlossen, welche sehr reich an Cardien sind und daneben *Congeria ornithopsis* und eine andere, kleine Bivalve enthalten. Diese Schichten liegen hier infolge des Ansteigens der Lagen gegen S in einem höheren Niveau.

Südlich des Steinberges bei Feldbach fanden sich am Gehänge nordöstlich von Petersdorf reichliche Melanopsiden (*Melanopsis* cf. *impressa*) in sandigen Schichten. Südöstlich des Steinberges sammelte ich am östlichen Gehänge des Ödersgraben (unterhalb Hutwedel) kleine pontische Cardien in mächtigen Tegelmurgeln.

Im Sattel zwischen Bayrisch- und Windisch-Köldorf³⁾ sind typische mächtige Mergel mit *Congeria ornithopsis* erschlossen, überlagert von feinsandigen Mergeln, die reichlich kleine pontische Cardien enthalten. Dieselbe Cardienschicht ist weiter südlich,

¹⁾ Siehe das Profil in meiner Studie „Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Phozäns“ (Fig. 2, Profil 5).

²⁾ Diese sind zwar nicht an dieser Stelle entblößt, waren aber nicht unweit davon seinerzeit am gegenüberliegenden Gehänge aufgeschlossen. (Vgl. J. Stiny: Die Lignite von Feldbach, S. 7.)

³⁾ Die jetzige Ortsbezeichnung lautet Kölldorf.

bei Kote 385 (östlich des Dohauserberges), vorhanden. Bei dem südwestlichen Haus von (Windisch-)Kölddorf bildet *Congeria ornithopsis* eine kleine Kalkbank. Östlich davon sind im Hohlwege, südlich von Kölldorf, Congerien und Cardien führende Mergel im Walde erschlossen. Im „Joanneum“ erliegt von Kölldorf eine *Unio*.

An dem Südwestfuß des „Sandgrubrückens“, nordwestlich von Kölldorf, waren durch eine Brunnengrabung äußerst fossilreiche Schichten erschlossen, die *Congeria ornithopsis* und *Melanopsis Martiniana* in Hunderten von Exemplaren enthielten. Im Walde nördlich d von Sandgrub der Spezialkarte fand ich eine Schicht mit kleinen Congerien und Cardien.

Auf der Höhe westlich davon befinden sich (südlich d von Berghold der Spezialkarte) kleine Sandgruben, in denen im Hangenden des Mergelniveaus etwa 10 m mächtige Sande und feine Kiese aufgeschlossen sind. Hier ist ein höheres Niveau der unterpontischen Schichtfolge erschlossen. In Abdrücken und Steinkernen sammelte ich im Sand die kleine *Congeria* cf. *Basteroti*, große Melanopsiden (cf. *Martiniana*), weiters *Melanopsis Bouei*, Cardien und Pflanzenabdrücke.

Am Hochstraden sind am Rande des Basaltplateaus von Waldra seit langem Congerienschichten bekannt. An der Teufelsmühle ist eine tiefere Lage mit Melanopsiden, Cardien und Ostrakoden und eine unmittelbar darübergelegene Mergelpartie mit *Congeria ornithopsis* erschlossen. In gleichen, hellblaugrauen Mergeln sammelte ich dann an zwei Punkten südlich und südöstlich von Waldra Congerien.¹⁾

Vom Kapfenstein erliegt in der Sammlung der Joanneums in Graz eine *Congeria* (aus einer Brunnengrabung). Nördlich von Kalch (östlich von Neustift) finden sich am Westgehänge unter der Kote 319 kleine Cardien führende Mergellagen.

Unterhalb des Hochbergwebers²⁾ bei Neustift entdeckte ich eine mit Sanden wechselnde Tegellage, die ganz von Gehäusen einer großen *Congeria* erfüllt ist. Gerade an dieser Stelle setzt der sonst auflagernde Grobschotter (Basisschotter des Mittelpontikums) aus und annähernd in seiner Niveaulage erscheint hier der Congerienmergel. Vielleicht hängt seine Erhaltung damit zusammen, daß hier die sonst häufig vor der Flußschotterbildung einsetzende Erosionsphase nicht so wirksam gewesen ist. Der Lagerung nach entspricht diese Schicht einem etwas höheren Niveau in der pontischen Schichtfolge.

Dem basalen Niveau des Unterpontikums gehören wieder jene Mergellagen an, welche reichlich *Congeria Partschii* und Ostrakoden führen, die ich südöstlich von Krottendorf, am jenseitigen Gehänge des Klausenbaches, auffand. In Krottendorf selbst sind darüber Schichten mit schlecht erhaltenen Melanopsiden (beim südlichsten Dorfhause) aufgeschlossen.

An dem jugoslawischen Höhenrücken westlich des Lendvatales hatte schon Stolicza (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt) Mergel mit *Congeria spathulata*, Cardien und Ostrakoden im Jahre 1863 von Pertocsa namhaft gemacht. Ich fand westlich Ropresca Congerien und Cardien und am Vincerberg *Congeria Partschii* und Cardienreste.

All die genannten Vorkommnisse schließen sich, ihrem unterpontischen Alter gemäß, eng an den Verbreitungsbereich der oberarmatischen Schichten an. In dem Auftreten der bezeichneten Ausbildung fester, blaugrauer Congerienmergel mit *Congeria ornithopsis* und dünn-schaligen Cardien, in dem Fehlen oder doch Zurücktreten grobsandiger Einschaltungen und in der sehr weit verfolgbaren, niveaubeständigen Ausbreitung dieser Schichten prägt sich offenbar der Einfluß einer einheitlich zugrunde liegenden Entstehungsursache aus. Ich vermute, daß es ein regionales Ansteigen des Wasserspiegels gewesen ist, das zu Beginn des Pontikums sich im steirischen Becken und im Wiener Becken geltend machte. Freilich dauerte diese Zeitspanne erhöhten Wasserspiegels nicht sehr lange an. Schon die den Mergeln auflagernden Schichten des höheren Unterpontikums enthalten — nach

1) Vgl. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1913, S. 362 und Taf. XVI, Prof. 1, Taf. XVII, Prof. 4.

2) Vgl. Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, 1921, S. 4 (Fig. 1, Prof. 1a).

oben hin in zunehmendem Maße — Grobsand- und Feinkieseinschaltungen, womit auch ein Zurücktreten des Fossilgehaltes Hand in Hand geht.

Welche Tiefe der unterpontische See maximal erreicht hat, ist schwer anzugeben, doch dürfte die Transgression kaum 100 m Spiegelerhöhung bedeutet haben.

Die unterpontischen Schichten im Gebiete von Fürstenfeld.

Ein weiterer Verbreitungsbereich fossilführender, pontischer Schichten liegt im Becken von Fürstenfeld. Soweit meine bisherigen Ergebnisse es voraussetzen lassen, sind auch diese Schichten z. T. dem Unterpontikum zuzuzählen. Bei Altenmarkt sind am Ufer der Lafnitz¹⁾ schon vor geraumer Zeit Congerienschichten (mit *Congeria ornithopsis*) aufgefunden worden, worüber V. Hilber berichtet (Joanneumsberichte). Ich habe weiter westlich von dieser Stelle, an dem Flußgehänge, welches zur Lafnitz abfällt, in einem höheren Niveau einen von Sanden und Kiesen bedeckten fossilreichen Ton entdeckt. In der mächtigen Tonschicht, welche in dem Komplex unterhalb einer Emersionsfläche gelegen ist, fand ich eine reichere pontische Fauna, welche *Melanopsis Martiniana*, *Melanopsis vindobonensis*, *Melanopsis pygmaea*, *Melanopsis Bouei*, *Cardium* sp., *Congeria* sp. und *Neritina* enthält. Ich behalte mir die weitere Ausbeute dieses Fundpunktes und die ausführliche Beschreibung der Fauna von dieser Stelle vor.

Ich identifiziere die in diesem Profil sichtbare Erosionsdiskordanz, über welcher Kleinschotter und Grobsande aufliegen, mit der Sedimentationslücke an der Grenze von Unter- und Mittelpontikum und rechne demnach die fossilführende Lage noch dem Unterpontikum, allerdings dessen höchsten Teil zu.

Weiter westlich sind aus der Gegend westlich von Windisch-Hartmannsdorf Congerien bekanntgeworden. Aus der Gegend von Schweinz und Krennach hat Stiny pontische Konchylien beschrieben (Die Lignite von Felzbach, S. 14). Erst nach einer zusammenhängenden geologischen Aufnahme dieses Terrains wird es möglich sein, über die stratigraphische Produktion der genannten Lagerstätten sich ein Urteil zu bilden.

Das Unterpontikum auf Blatt Wildon-Leibnitz.

Hier treten pontische Schichten im Nordteil des Grabenlandes auf. Wie weit hier fossilführende Congerienschichten des Unterpontikums nach W reichen, kann ich derzeit noch nicht angeben, da eine systematische Untersuchung dieses Raums noch nicht stattgefunden hat. Wohl aber habe ich bei meinen Übersichtstouren noch halbwegs zwischen Obergnas und St. Stephan, beim Kratzwirt (nordnordöstlich von Aschau), Tegel mit Abdrücken von *Congeria ornithopsis* angetroffen, wo ihr unterpontisches Alter durch die Lagerung unmittelbar über dem Sarnat, an der Basis der auflastenden pontischen Schichtfolge gegeben erscheint. (Siehe Fig. 4, S. 400.)

¹⁾ Den Aufschluß an der Lafnitz habe ich schon 1921 („Oststeirisches Pliozän, Fig. 2, Prof. 7) beschrieben.

C. Die Trockenlegungs- und Erosionsphase an der Basis des Mittelpontikums. (Fig. 11.)

Mit scharfer Grenze lagert über den unterpontischen Sanden ein Zug Grobschotter, den ich in einem mehrere Kilometer breiten Streifen aus der Gegend von Paldau, über den Nordabfall der Gleichenberger Kogel, über Kapfenstein bis Neustift an der burgenländischen Grenze verfolgen konnte. Ich bezeichne ihn als „Kapfensteiner Schotterzug“. Er ist ein alter Flußabsatz, entstanden in einem von einem zentralalpinen Flusse (Quarz- und Gneisgerölle!) eingenommenen Bett, welches in dem für eine kurze Zeitspanne trockengelegten, pontischen Seegrunde zur Entwicklung gekommen war.

Der Schotter setzt stets unvermittelt, mit seinen größten Lagen an der Basis, über den unterpontischen Schichten ein. Schon dadurch wird die Annahme einer Erosion an der Grenze gegen seine Unterlage wahrscheinlich. Obwohl leider die Aufschlüsse hier sehr ungünstige sind, kann diese Lagerung doch aus indirekten Anzeichen angenommen werden.

Der Schotter enthält allenthalben Tegeleinschlüsse, die den Liegend-schichten entnommen sein müssen (z. B. in der Schottergrube bei Pichla, östlich des Gleichenberger Kogels). An dem Nord- und Ostgehänge des Gleichenberger Massivs lagert der Schotter direkt oder nur mit geringmächtiger Zwischenlagerung von Unterpontikum dem Sarmat auf. Hier hat offenbar bei Beginn der Trockenlegung des Sees zunächst eine Abtragung der höher aufragenden Teile des Seegrundes stattgefunden, worauf sich erst der Flußschotter flächenhaft darüber ausbreitete. Aus diesem Umstande erklären sich auch die häufig zu beobachteten Schwankungen in der Mächtigkeit des Unterpontikums.

An einigen wesentlichen Aufschlüssen soll das Auftreten des Schotters näher erörtert werden.

Im Raum westlich von Feldbach.

Es war leider noch nicht möglich festzustellen, wie weit der „Kapfensteiner Schotter“ nach W reicht und in welcher Weise er mit den pontischen (Belvedere-?) Schichten der Umgegend von Graz in Beziehung tritt. Die westlichsten, von mir untersuchten Aufschlüsse seines zusammenhängenden Verbreitungsgebietes liegen bei Paldau (westlich von Feldbach).

Hier fand ich in der Schottergrube am Storchberge, nördlich von Paldau (an der Straße oberhalb Reith), einen durch Sand- und Kieslagen zweigeteilten, 7 m mächtigen Schotterkomplex. (Siehe Fig. 12.) Er enthält nuß- bis kinderfaustgroße Geschiebe (einzelne bis faustgroße). Quarze sind vorherrschend; daneben finden sich reichlich verschiedene Gneise, speziell Turmalin führende Pegmatite, Granitgneise, kaolinisierte Gneise; außerdem schwarze Kieselschiefer und Gerölle eines (tertiären?) Konglomerats. Das Auftreten der Turmalinpegmatite läßt schließen, daß hier eine Flußablagerung vorliegt, die ihr Material den westlichen Randgebirgen des steirischen Beckens (Koralpe oder Stubalpe) entnommen hat.

Einem selbständigen Flußbett gehören scheinbar die Ablagerungen an, die durch eine schotterfreie Zone von den vorgenannten getrennt, südwestlich von Paldau, auf beiden Flanken des wasserscheidenden Höhenrückens,¹⁾ aufgeschlossen sind. Auf der gegen Paldau gewendeten Abdachung des Gehänges beobachtete ich das auf Fig. 13 dargestellte Bild: Eine 6 m mächtige Schotterablagerung, deren obere Lagen sich mit

¹⁾ Wasserscheide zwischen Mur und Raab.

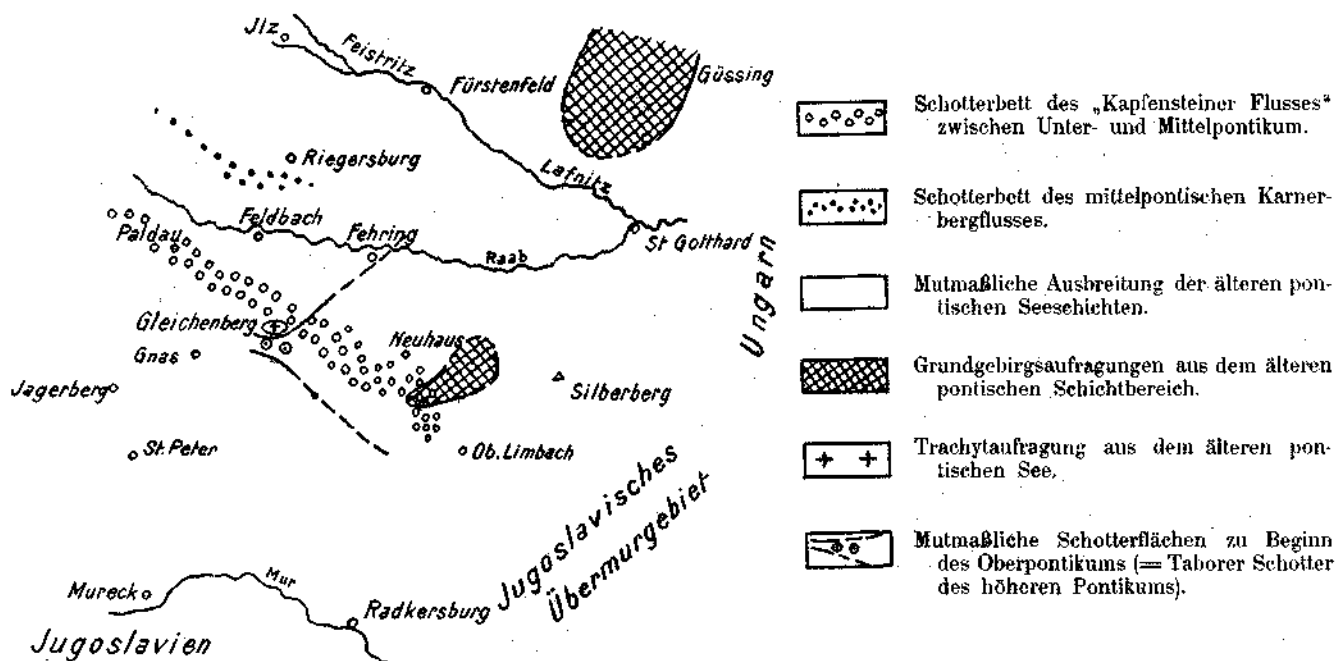


Fig. 11. Das südoststeirische Becken im älteren Pontikum.

Sanden und Kiesen verzahnen, wird von Sanden und sandigen Tonen überlagert. Die letzteren enthalten eine Lage, reich an Blatt-, Schilf- und Stengelresten. Die Geröllgröße schwankt zwischen Nuß- und Kinderfaust, selten Faustgröße. Quarze herrschen vor. Daneben treten aber viele Gneise, Turmalinpegmatite und Amphibolite hervor. Weiters sind viele Sandsteingerölle, Kalk- und Dolomitgerölle von mesozoischem

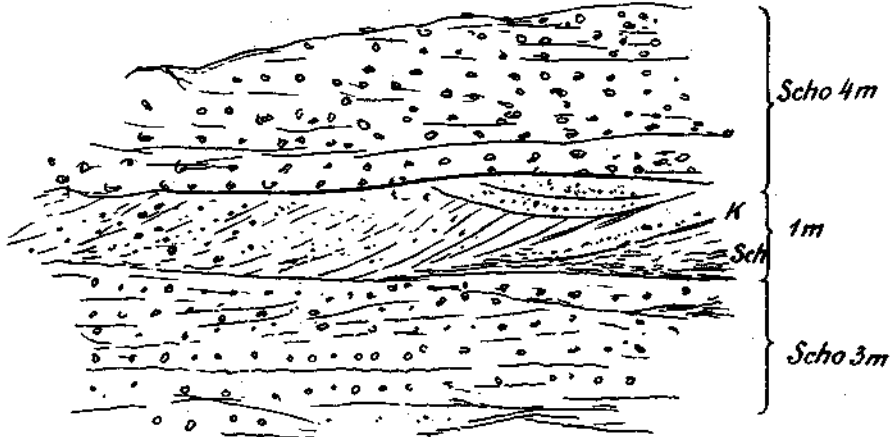


Fig. 12. Scho = Schotter. K = Kies.

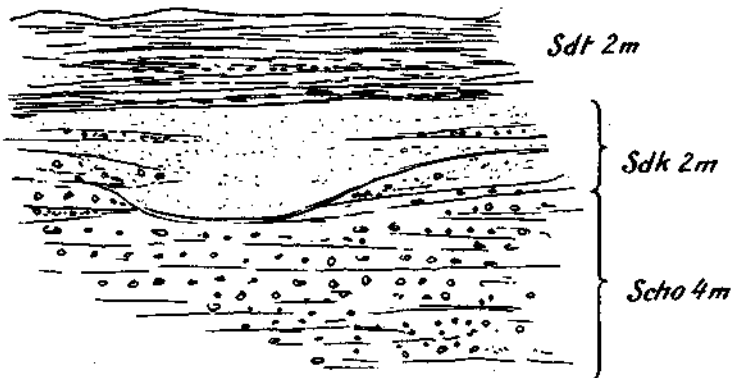


Fig. 13. Sdt = Sande und sandige Tone mit Pflanzenresten.
Sdk = Sande mit Kies und Kleinschotter. Scho = Schotterbänke.

Habitus, rötliche Grödener Sandstein- und Porphyrgeschiebe hervorzuheben. Dieser letztere Einschlag (Kalke, Grödener Sandsteine, Porphyre) scheint mir dafür zu sprechen, daß hier ein Fluß geflossen ist, der aus dem Südwestteil des steirischen Beckens einen Zufluß erhalten hat, der nebst kristallinen Material auch Kalk und Porphyrgerölle den dort aufgestapelten mediterranen und vormediterranen „karinthischen Schuttbildungen“ entnehmen konnte.¹⁾

¹⁾ Porphyrgerölle kommen übrigens zahlreich in den Belvedereschottern in der Gegend von Graz vor, wie ich mich bei Übersichtstouren überzeugen konnte. Ihre Herkunft ist vermutlich auch durch Zuflüsse aus dem SW abzuleiten.

Am jenseitigen Abfall des wasserscheidenden Rückens sind die anologen Schotter im Talschluß nördlich von Perlsdorf erschlossen. Die groben Schotter werden hier von dünnengeschichteten Sanden und, darüber, von sandigen Tonen mit Schilfresten überlagert. Weiter südwestlich fand ich im gleichen Niveau keine Schotter eingeschaltet.

Im Raume westlich von Paldau, der nur flüchtig begangen wurde, habe ich auf der Höhe des Muggentaler Berges (nordöstlich von Kirchbach), bei Kote 439, Schottereinschaltungen inmitten der sandig-tonigen, pontischen Schichtfolge beobachtet, die ich nach ihrer Position zeitlich mit dem Kapfensteiner Schotter gleichstellen möchte. Die Schotter zeigen hier typische Sandbankschichtung, viele Toneinschlüsse und Gerölle bis Kinderfaustgröße (überwiegend Quarze).

Verfolgung des „Kapfensteiner Schotters“ gegen Osten.

Südwestlich von Petersdorf bei Mühlendorf (Feldbach)¹⁾ ist der Schotter in mehreren mächtigen Lagen erschlossen. Grobschotter liegt an der Basis mit typischer, flacher Schotterbankstruktur (5 m). Darüber breitet sich Kies mit Sand- und Schotterlagen aus, welcher bis kopfgröße Tegeleinschlüsse enthält. Feiner, toniger Sand liegt darüber. Er wird von einem eigentümlichen, umgeschichteten Ton, der von röhrenartigen Stengelresten durchsetzt wird, überdeckt. Kleine Gerölle sind unregelmäßig eingestreut. Es handelt sich hier offenbar um eine Bildung im Überschwemmungsgebiet eines

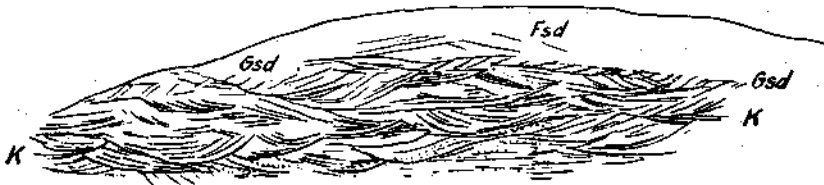


Fig. 14. *K* = Kiese. *Gsd* = Grobsande. *Fsd* = Feinsande.

Flusses mit vom Wind herbeigetragenen, polierten Quarzkörnchen. An der Zusammensetzung des Schotters beteiligen sich in erster Linie Quarze, daneben auch viel kristallines Material, besonders Gneise, die stark kaolinisiert sind, weiters zersetzte Grünschiefer, Kieselschiefer, u. a. Die durchschnittliche Größe der Gerölle schwankt zwischen Haselnuß- und Nußgröße, doch sind auch zahlreiche, bis kindfaustgroße Gerölle vorhanden. An benachbarten Stellen sind noch größere Geröllagen, mit bis faustgroßen Einschlüssen, feststellbar.

Der größte Aufschluß in dem Schotterzuge befindet sich in der Grube am Weinkogel in Pichla,²⁾ an der Ostabdachung des Gleichenberger Massivs. Auch hier lagern Grobschotter an der Basis, die darüber in mächtigere, kreuzgeschichtete Schotter übergehen. Die letzteren entsprechen ihrer Entstehung nach offenbar vielfach sich verschiebenden, dünenartig aneinandergereihten Kies- und Schotterbänken. (Vgl. Fig. 14, welche solche Kiesdünen vom Salzwipfel bei Giern, aus dem Hangend des Schotters darstellt.) Einschlüsse von Tegeln, auch solche bedeutender Größe, sind häufig. Die Gerölle sind Quarze und Kristallingesteine. Häufig sind Beimengungen adesitischer Gesteine, jedenfalls durch Seitenbäche von den nahegelegenen Gleichenberger Kogeln eingeschwemmt. In benachbarten Aufschlüssen beobachtete ich Porphyrgerölle. (Quarziphorphyre, wie solche auch in den pontischen, sogenannten Belvedereschottern der Umgebung von Graz häufig angetroffen worden.) Mit scharfer Grenze schneidet der Schotter gegen oben an sandig-feinkiesigem Material ab, welches ihn in über 12 m Mächtigkeit überlagert. Wie man dem Schichtbild entnehmen kann,³⁾ ist letzteres teilweise aus einer allmählich fortschreitenden Aufarbeitung und Umlagerung der

1) Vgl. hierzu das Profil in „Oststeirisches Pliozän“ (Fig. 2, Prof. 4).

2) Vgl. hierzu das Profil in loc. cit. (Fig. 2, Prof. 2).

3) Vgl. hierzu Profil in „Beitrag etc.“ S. 9 (Fig. 2, Prof. 2).

obersten Kies- und Schotterbänke entstanden. Die Schichtlagerung der Sande ist zwar in der Hauptmasse eine horizontale, in den tieferen Lagen (etliche Meter über dem Schotter) aber eine regelmäßig, einseitig geneigte Schrägschichtung, die ich als strandwallartige Übereinanderschichtung von Sandlagen am abgehobelten Untergrund des Seebeckens deuten möchte.

Aus diesen Aufschlüssen geht hervor, daß auf die Festlandsphase mit fluviatiler Schotteraufschüttung ein Vordringen des pontischen Sees nachgefolgt ist (mittelpontische Transgression!), wobei sich die Strandwälle des vordringenden, stehenden Wasserspiegels erkennen lassen.

Mehrere Kilometer östlich des Weinkogels liegen die Schotteraufschlüsse von Kapfenstein.¹⁾ Hier sind in einer Grube 8 m mächtige, im wesentlichen horizontal-gelagerte, nur durch Sandbankschichtung ausgezeichnete Schotterlagen erschlossen. Darüber folgt ein Komplex, der aus einem Wechsel von Kleinschotter, Sand und Kies besteht und in dünn geschichtete Sandbildungen übergeht. Es liegen hier schön ausgebildete, einander vielfach überschneidende, diagonalgeschichtete Sandmulden vor, die nur unter sehr langsam strömendem Wasser, offenbar im zurückgestauten Mündungsgebiet eines Flusses, entstanden sind. Die Gerölle des Schotters erreichen bis über Kindesfaustgröße.

Die östlichsten Aufschlüsse in dem zusammenhängenden Band der Grobschotter liegen bei Neustift an der burgenländischen Grenze. Auf der Höhe des Liedlberges²⁾ (Neustift, N) sind die groben Schotter in einer Mächtigkeit von 2,5 m erschlossen; darüber lagern 3 m mittelgrobe Schotter, schräggeschichtet mit Sanden wechselnd, wobei die kreuzgeschichteten Bänke Südneigung aufweisen. (Anschüttung von N her.) Der Schotter ruht hier ohne deutliche Diskordanz der aus Sand und tiefer darunter aus Ton bestehenden Unterlage auf. Die Größe der Gerölle beträgt durchschnittlich Nußgröße und darüber; aber auch kindesfaustgroße Gerölle sind zahlreich vertreten.

Dieser, bisher auf eine Distanz von zirka 20 km verfolgte Schotterhorizont entspricht nicht einem weit flächenhaft ausgebreiteten Sediment, sondern einem bis über 3 km breiten Band, welches die Ausfüllung einer alten Flußrinne bildet, die in die pontische Schichtfolge eingefügt ist. Diese Tatsache hat sich an verschiedenen Stellen mit voller Klarheit ergeben. Geht man quer zum Verlauf der Rinne, so sieht man dort, wo ihr Rand nicht durch die Erosion bedingt ist, das plötzliche und unvermittelte Aussetzen der Schotterfüllung zwischen Sanden. So ist es südlich des Eichberges (südwestlich von Feldbach), nordöstlich von Reiting (beim Jäger), am Dachsberge und auf den Höhenrücken beiderseits von Petersdorf, südlich des Steinbergs bei Feldbach, nordwestlich von Gossendorf, aber auch am Hoch- und Liedlberg bei Neustift der Fall. Wir müssen voraussetzen, daß zur Zeit der Flußschotterbildung der pontische Seeboden in ganz Oststeiermark trocken gelegt war. Der Fluß suchte sich einen Weg offenbar innerhalb einer Depressionszone, wo er seine Schottermassen akkumulierte. So zeigt uns diese Rinne offenbar die Achse der altpontischen Sedimentationsmulde an.

Außerhalb des Flußbettes wurden nach erfolgter Überflutung über den altpontischen Sanden direkt die sandigen Schichten des Mittelpontikums ausgebreitet. Bei den meist ungünstigen Anschlußverhältnissen läßt sich dann naturgemäß die beide Komplexe trennende Fuge kaum ermitteln. Immerhin deuten an verschiedenen Stellen eingeschaltete Kies- und Kleinschotterlagen die Nähe dieser Landphase an. Diese Schotter wurden wahrscheinlich durch Seitenbäche, welche dem Hauptfluß zustrebten, aufgeschüttet.

¹⁾ Vgl. hiezu Profil in loc. cit. (Fig. 2, Prof. 1.)

²⁾ Vgl. hiezu Profil in loc. cit., S. 4 (Fig. 1, Prof. 1a).

Bei Neustift, am sichtbaren Ende des Schotterbettes, scheint ein Übergang desselben in ein Delta zu erfolgen. Die Schotterbänke nehmen von hier ostwärts an Mächtigkeit ab und die Konkordanz mit dem Liegenden ist hergestellt.

Am Höhenrücken südwestlich von Neuhaus im Burgenlande (Kote 353 und nördlich davon) konnte ich im gleichem Niveau geringmächtige, mittelgrobe Schotter feststellen. Diese Lagen gehen östlich des Klausenbaches in Kleinschotter und Kiese über, die wie ein Schichthorizont flächenhaft ausgebreitet erscheinen. Ich konnte diese Kiese und Kleinschotter bei Neuhaus und am Edelsbachrücken (südlich Kote 332) feststellen. Hier sind noch nußgroße Gerölle und Toneinschlüsse vorhanden. Die weitere Verfolgung ließ den Kleinschotterzug auf der Südseite des Bonisdorfer Rückens, wo er teilweise auf Paläozoikum übergreift, feststellen, weiters auf der Höhe östlich von Sottina und schließlich südöstlich und südlich von Sottina (bis Kote 345) beobachten. So verlängert sich die Rinne des Kapfensteiner Flusses an der burgenländischen Grenze in einem Deltakegel, dessen Streuweite bis zu 5 km ermittelt wurde.

Im Raume nördlich des Raabtales liegen die unterpontischen Schichten zum guten Teil schon unter oder doch ganz nahe der Talsohle. Hier konnten in einer dem „Kapfensteiner“ entsprechenden Niveaulage nur kleine Schotterzüge festgestellt werden, die einmündenden Seitentälern angehören dürften.

Eine größere Schotterlage fand ich bei Johnsdorf (nordwestlich von Fehring) aufgeschlossen. Hier sind unter diluvialen Terrassenschotter in einer Grube 2,5 m flußgeschichtete Schotterlagen mit vorwiegend haselnuß- bis nußgroßen Geröllen und einzelnen bis faustgroßen Geschieben festzustellen. Über dem Schotter lagern noch 5 m Sande und Kiese, die an der Basis gröber ausgebildet sind. Sie zeichnen sich durch eine ausgesprochene Schrägrichtung aus, die wohl als Deltaschichtung anzusprechen ist. Die Neigung der Lage weist auf eine Aufschüttung von O her. Dieser Umstand und die Tatsache, daß sich gegen W hin keine Fortsetzung der Schotterrinne erkennen läßt, spricht zugunsten der Annahme einer aus nordöstlicher Richtung erfolgten Schuttfuhr, welche durch einen Fluß aus dem Nordostteil des steirischen Beckens bewirkt worden sein dürfte.

Erst bei Raabau treten wieder grobe Sedimente zutage. Im Ort und östlich davon sind 3 m dünngeschichtete Sande und Kiese erschlossen, die haselnußgroße, selten größere Geschiebe enthalten, überlagert von Sanden und Feinsanden. Über den weiteren Verlauf dieser Schotterrinne liegen keine Anzeichen vor.

Ganz am Nordwestende des B lattes Gleichenberg beobachtete ich in der Gegend von Paurach eine Grobschotterzwischenhaltung im tieferen Pontikum. Nördlich des Ortes sind grobe Schotter (mit bis kindesfaustgroßen Geröllen) in einer Seehöhe von 330 m erschlossen. Sie finden ihr Gegenstück in ähnlichen Schotterlagen nordöstlich davon, am gegenüberliegenden Gniebingsberg.

Weiter nördlich, in der Gegend von Edelsbach, sind in entsprechender Position zwar keine Schotterbänke vorhanden, wohl aber kommen hier in einer Niveauhöhe von 335 m, westlich des Ortes, pflanzliche Reste vor, die vermutlich als Ausfüllungen von größeren Stengeln (Schilfrohr?) aufzufassen sind. Von derselben Örtlichkeit stammt die beim Gehöfte des Bauers Theisel seinerzeit aufgefundenen Reste von Dinotheridium und Mastodon. Somit glaube ich annehmen zu können, daß hier die Andeutung der gleichen Trockenlegungsphase vorliegt.

Am Nordrand des Blattes Gleichenberg habe ich noch an mehreren Stellen, in entsprechender Niveaulage, Schottereinschaltungen beobachtet; so nordwestlich von Wetzelsdorf im Auersbachtale, dann im Grabachtale bei Riegersburg, westlich von Unterstang am nördlichen Gehänge (halbwegs zwischen diesem Orte und Riegersburg) und am Etschikopf nördlich von Hatendorf. Hier handelt es sich überall um Kleinschotter.

Bei Riegersburg sind sie gut erschlossen.¹⁾ Über 3 m mächtigem Schotter mit Sandbankschichtung (diskordante Parallelstruktur) legt sich eine mehrere Meter mächtige Lage von Sand und tonigem Sand, die durch ausgeprägte Deltaschichtung ausgezeichnet ist. Die Neigung der Bänke ist mit 30 Grad gegen SSW gerichtet. Dies

¹⁾ Vgl. hiezu die Profile in Fig. 2, Prof. 9 in dem „Beitrag zur Kenntnis usw.“ (Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921.)

läßt auf eine Aufschüttung des Deltas aus nordnordöstlicher Richtung schließen. Dieses Lagerungsbild ist deshalb von besonderem Interesse, weil es zeigt wie über das Flußbett wieder der See vorgedrungen ist und seine Sandmassen als Delta vorgeschüttet hat. Die Gerölle zeigen Haselnuß- bis höchstens Nußgröße. Von Riegersburg werden auch Knochenreste in der Literatur erwähnt. In dem Schotter sollen mehrfach solche gefunden worden sein.

Das Schotterniveau von Riegersburg ist zweifellos mit dem unweit nördlich gelegenen, ähnlichen Schotterzug von Obertiefenbach¹⁾ identisch, in welchem im Jahre 1886 der prächtige Fund eines *Dinotherium giganteum* gemacht wurde, der die Sammlung der Grazer Universität ziert. Das Auftreten der Säugerreste hier inmitten des oststeirischen Beckens ist das sinnfälligste Zeichen für die Bedeutung dieser Trockenlegungsphase im älteren Pontikum. Hier sind unmittelbar südwestlich der Gehöfte von Obertiefenbach feinkörnige Schotter, von Sanden überlagert, aufgeschlossen.

Weiters habe ich einige Kilometer weiter östlich, (oberhalb) von Ebersdorf (Söchau SO), in der sandig-tonigen, pontischen Schichtenfolge, in etwa 285—290 m Seehöhe, eine Kleinschottereinschaltung beobachtet, die bis nußgroße Gerölle enthält. Nördlich von Söchau sind schließlich, westlich und südwestlich des Hofberges, im Hangenden der früher erwähnten, fossilreichen (unterpontischen) Schichten Kiese und Kleinschotter zu beobachten. In dem schon besprochenen Aufschluß (S. 425) lagern die letzteren auf einer Emersionsfläche über Unterpontikum. Sie enthalten baselnußgroße, selten größere Gerölle. Einschlüsse, die sicher den liegenden Tonen entnommen waren, sind zu sehen. Quarze und Kieselschiefer bilden, nebst Gneisen, die Gerölle. Durch Kiese gehen die Schotter im Hangenden in Sande über. Die Beobachtungen sind in diesem Gebiete noch zu lückenhaft, um die Richtung der Flußrinnen feststellen zu können. Sie zeigen aber doch, daß sich auch hier eine Trockenphase zwischen Unter- und Mittelpontikum einschaltet, die vermutlich der Bildungszeit des „Kapfensteiner Schotters“ entspricht.

D. Das Mittelpontikum.

In einer Mächtigkeit von über 100 m bauen sich über dem Basis-schotter, bzw. wo er fehlt, über den unterpontischen Ablagerungen die Sedimente des Mittelpontikums auf. Es sind einförmige, vorherrschend feinsandige Schichten (Gries- und Mehlsande) mit Einschaltungen von Tonlagen. Natürlich wechseln diese Sedimente auch seitlich miteinander ab; doch ließen sich auf eine gewisse Distanz hin die Haupttegell und Sandzonen verfolgen. Das beobachtete Auftreten von Deltaschichtung an der Basis und die Schichtfacies sprechen für eine Entstehung in einem vollkommen ausgesüßten Seebecken. Die mittelpontischen Schichten bauen einerseits das Gebiet nördlich der Raab bis Riegersburg, Ilz und Fürstenfeld hinaus auf; andererseits greifen sie in einem Streifen auch noch in den Raum südlich der Raab vor, welcher bei Feldbach, wo das Sarmatische bis an die Raab herankommt, nur eine schwache Decke darstellt, östlich und westlich dieser Stadt aber an Raum gewinnt und mächtiger wird. So setzen mittelpontische Ablagerungen, westlich von Feldbach, die Höhenzüge zwischen Kirchberg a. d. Raab, Kirchbach und Paldau zusammen und bauen östlich von Feldbach das Hügelland von Fehring, Jennersdorf bis Kapfenstein und Neuhaus hinaus auf.

Die Schichtenprofile sind im allgemeinen, abgesehen von noch zu erwähnenden Flußschottereinschaltungen, sehr einförmig und bestehen aus einem Wechsel sandig-feinkiesiger und toniger Lagen. Charakteristisch

¹⁾ Knapp nördlich des Kartenrandes von Blatt Gleichenberg bereits auf Blatt Fürstenfeld gelegen.

ist die starke Vermischung von tonigem und sandigem Material, welche mit der im allgemeinen schärferen Scheidung der Ton- und Sandkomponenten in den sarmatischen Ablagerungen kontrastiert. Ich vermute, daß die Fähigkeit des Süßwassers, die Sedimente länger suspendiert zu halten, die starke Vermischung der tonigen und sandigen Bestandteile bedingt hat. Das Größerwerden der Sandablagerungen gegen W hin deutet sich insofern deutlich an, als ich in dem untersuchten, westlichen Profile von Kirchberg a. d. Raab zum Muggendorfer Berge (östlich von Kirchbach) zahlreiche Einschaltungen feinerer und gröberer Kiese zwischen den Sanden und Tonen beobachten konnte, während im O mehr Feinsande vorherrschen. Die höchste Erhebung dieses Profils, das Hocheck (481 m), besteht in ihrem oberen Teil aus grobsandigen Ablagerungen (mit Kiesen bis haselnußgroßen Geröllern), die mit Feinsanden und Tonen wechsellagern. Dagegen zeigen Profile der östlich gelegenen Gebiete, z. B. jene der Höhen nordöstlich von Fehring, das völlige Zurücktreten gröberer Einschaltungen zugunsten der Tone und Feinsande. Aus diesen Schichten stammen die in der Universitäts-sammlung in Graz befindlichen Melanopsidenreste aus der Gegend von Söchau.

Bei Kapfenstein, wo anlässlich der Anlage eines Landes-Musterweingartens gute Aufschlüsse entstanden waren, konnte eine untere Tegellzone, eine untere Sandzone, eine obere Tegellage und eine obere sandigtonige Zone festgestellt werden¹⁾. Die untere Tegellage führt reichlich Pflanzenreste, die leider noch der Bestimmung harren. Sie ist im Dorfe Kapfenstein (hinter dem Gehöfte des Habersack) erschlossen. In gleichem Niveau fand ich schöne Blattreste westlich der Hofleiten bei Kapfenstein. Auch bei einer Brunnengrabung fanden sich (auf dem Nordende des Sandgrubrückens) in sandigen Tegeln Blattreste und in einer tieferen Lage bei einer zweiten Brunnen-grabung teilweise verkohlte Holzreste, Schilfreste und Konchylien. Ich bestimmte *Planorbis* cf. *grandis*, *Melanopsis* sp. und eine Bivalve (*Unio*?). In der westlichen Fortsetzung dieses Tegelniveaus, welches stets die Schotterserie unmittelbar überlagert, fand ich am Weinkogel bei Pichla schöne Blattabdrücke.

Die mächtigere obere Sandgruppe setzt in der Umgebung von Kapfenstein mit groben Kiesen und Grobsanden ein. An den Aufschlüssen von Pretal (östlich von Kapfenstein) konnte beobachtet werden, daß über sandigen Tonen und Sanden des Untergrundes, diese schräg abschneidend, ein grober Kies lagert, der Gerölle bis Haselnußgröße enthält. Er ist vollgespickt mit größeren Einschüssen von Tegeln. Die auflagernden Grobsande und Kiese zeigen schöne Muldensichtung, welche wohl von submarinen Dünen herrührt.

Das Erscheinen haselnußgroßer Geröllagen im Mittelpontikum der Oststeiermark spricht dafür, daß auch in dieser Zeitphase die Flußmündungen nicht entfernt gewesen sein können. In der Tat erweist sich das vorerwähnte Kiesniveau inmitten des Mittelpontikum als weiter verbreitet und mit gröberem Schotterlagern in Zusammenhang stehend.

So liegen auf den Höhen nördlich von Mahrendorf in einem analogen stratigraphischen Niveau grobe Kiese vor, die speziell in einer Grube südwestlich von Mataschen aufgeschlossen sind. Südlich des Forschkogels und an der Südseite des Stollberges (bei Gossendorf) erscheint eine Art oberen Schotterlagers, die Nähe einer Flußmündung andeutend.

Vielleicht kann seine talaufwärtige Fortsetzung in jenem bedeutenden Schotter-niveau erblickt werden, welches auf der von der Straße Feldbach—Riegersburg erstiegenen Höhe des Karnerberges in die Schichtenfolge eingeschaltet ist. Hier sind mittelgrobe Schotter mit meist nußgroßen, aber auch bis über kindesfaustgroßen Geröllern, von Sanden überlagert, erschlossen. Die Breite der Schotterzone beträgt

¹⁾ Siehe das Detailprofil in „Beitrag“ S. 9 (Fig. 2, Prof. 1).

zirka $\frac{3}{4}$ km; die Mächtigkeit des Lagers 5 m. (Typische Sandbauschichtung.) Unter den Geröllen fand ich nebst vorherrschenden Quarzen viele Gneise. (Orthogneise, Turmalin führende Gneise, Aplite usw.).

Ich halte es für wahrscheinlich, daß die weitere nordwestliche Fortsetzung dieses Schotterlagers in jenen Schotterbänken zu suchen ist — die weiter westlich auf Blatt Graz — nordwestlich von Edelsbach die Kuppenhöhen zusammensetzen. Dort sind Turmalingneisgerölle recht häufig. Das Auftreten der letzteren und die Wahrscheinlichkeit, daß der Edelsbacher Schotter westwärts mit den tieferen „Belvedereschottern“ der Umgebung von Graz in Verbindung steht, führt mich zur Annahme, daß der obere Schotterzug im Mittelpontikum von den westlichen Randgebirgen des steirischen Beckens herabgebracht wurde. Ich möchte ihn als „Karnerbergniveau“ bezeichnen.

Kleinschotter und Kieslager sind, diesem Niveau zugehörig, weiters am Straßensattel südlich von Riegersburg (an der Straße Riegersburg—Lödersdorf) und nördlich von Lödersdorf zu sehen, vermutlich einem Seitenfluß des Karnerbergflusses zugehörig.

Kieslagen, die vermutlich beiläufig in derselben Zeitspanne entstanden sind, finden sich schließlich auf den Höhen nördlich von Johnsdorf und bei Hatzendorf. Bei letzterem Orte fand ich sie insbesondere am Stellberge, in zirka 340 m Höhe, aufgeschlossen. Die Kiesbänke deuten durch die Neigung ihrer Deltaschichten eine Aufschüttung von SW her an.

Fossilreste sind in den mittelpontischen Schichten eine große Seltenheit. Westlich von Kapfenstein (Sandgrub) wurden Helixreste, *Melanopsis* usw. gesammelt. Außerdem fand ich eine Lage mit gut erhaltenen Konchylienresten (*Cardium cf. secans* Fuchs) am Liedberg nördlich von Neustift auf, wo ihre stratigraphische Position durch ihre Lagerung über dem Flußschotter als dem Mittelpontikum zugehörig festgelegt ist. Diesem Niveau können auch die von Stur erwähnten Reste von *Melanopsis Martiniana* angehören, die er von Petersdorf bei Fehring anführt.¹⁾ Schließlich vermute ich, daß auch die von J. Stiny „Lignite“ (S. 106) namhaft gemachten Reste von *Congeria spathulata* und *Neritina* vom Wirtshaus Eibel westlich von Raabau bereits dem Mittelpontikum entstammen.

Der mittelpontische Lignithorizont.

Schon seit langem ist aus der Gegend von Fehring (Schiefer östlich von Fehring, Hohenbrugg nordöstlich von Fehring usw.) das Auftreten von Ligniten bekannt. Die üppige Schurftätigkeit der Nachkriegszeit hat an verschiedenen Stellen neue Aufschlüsse ergeben, die gezeigt haben, daß hier ein weit verbreitetes, anscheinend sehr konstantes Flözniveau, das freilich praktisch bedeutungslos ist, durchläuft. Der Flözhorizont liegt im höheren Teil der mittelpontischen Schichtenfolge, etwa 40—50 m unterhalb der Auflagerung des Oberpontikums.

Vgl. hiezu auch die Bemerkungen im montangeologischen Teil der Erläuterungen. (Blatt Gleichenberg.)

Bei Kapfenstein ist ein Flözchen am Straßensattel der Hofleiten sichtbar. Es wird im unmittelbaren Hangenden von Schilffreste bergenden Lagen begleitet (Moorkohle!), während im Liegenden ein Wurzelhorizont angedeutet ist. Kleinere Flözausbisse beobachtete ich südöstlich von Kapfenstein, bei einer Brunnengrabung in Pretal und nördlich des ersteren Ortes, südlich des Haßberges.

Aus dem Kohlengebiete von Schiefer östlich von Fehring erhielt ich durch die Freundlichkeit des Herrn Wach in Fehring Zähne eines *Hyootherium cf. Sommeringi*.

Nördlich von Jennersdorf (südliches Burgenland) wurde der Flözhorizont bei Magland beschürft und findet weiter nördlich, offenbar in den Ligniten der Hennersdorfer Grube, seine streichende Fortsetzung. Hier fand ich in der Kohle Holzscheiterpartien.

¹⁾ Sie stammen laut Joanneumsbericht aus einer Brunnengrabung.

Erscheint mir wahrscheinlich, wenngleich erst durch die Begehungen der nächsten Jahre zu erweisen, daß die pontischen Lignite auf Blatt Gleichenberg dem Ilzer Flözhorizont angehören, in dem seit alters her ein Bergbau umgeht. Übrigens dürften die Flöze nur im großen und ganzen gleichaltrig sein.

Ich vermute, daß die Kohlenbildung beiläufig jener Zeitphase entspricht, in der sich das obere Karnerbergsschotterniveau gebildet hat. Indem der Seespiegel zurücktrat, entstanden auf den vielleicht etwas höher gelegenen Teilen des Grundes Moore und Küstenwälder, während in den Depressionen anfänglich die limnische Sedimentation noch vor sich ging, um alsbald dem Vordringen der Flüsse und ihren Schuttkegeln zu weichen.

E. Ältere pontische Brandungsterrassen am Gleichenberger Massiv und an den paläozoischen Höhen. (Siehe Fig. 10, S. 417.)

Auf der Nordost- und Ostseite des Gleichenberger Massivs konnte ich an drei Stellen grobe Brandungskonglomerate, die aus wohlgerundeten Trachyt- und Andesitmaterialien zusammengesetzt waren, auffinden. Durch ihre ausschließlich aus Eruptivmaterial bestehende Zusammensetzung, durch ihre Höhenlage, durch die walzenförmig gestalteten Gerölle und gute Zurundung der Komponenten und durch ihre Anlagerung als „Strandhalde“ an ein Felsriff erscheint ihre Entstehung als Brandungsbildung sichergestellt. Sie liegen bis zu 100 m über der Hangendgrenze des Obersarmats und bis zu 200 m über dessen Basis; sie können daher nicht mit dieser Stufe, deren Brandungsterrassen in tieferem Niveau den Gleichenberger Kogel umsäumen, in Verbindung gebracht werden. Dagegen stehen die Brandungskonglomerate in deutlicher Beziehung zu den älteren pontischen Sedimenten.¹⁾

Am Ostgehänge der Absetzkuppe (= östlichste Kuppe des Gleichenberger Massivs) findet sich unmittelbar über dem Andesit eine ausgedehnte Masse von Brandungsschotter mit bis weit über kopfgroßen, wohlgerundeten Blöcken in etwa 400 m Seehöhe. Diese Lage, welche über dem Niveau des Sarmats aufliegt, weist auf eine noch höher gelegene, zugehörige Brandungsplattform hin, als welche ich die im Niveau von zirka 430 m auftretende, zum Teil mit mittel- und unterpontischen Schichten verdeckte Felsterrasse auffassen möchte, auf welcher die oberen Gehöfte von Absatz liegen. Ich halte diese Brandungskonglomerate und die Terrasse auf der Höhe von Absatz für unterpontisch, da den erstgenannten am Ostabhange der Höhe der mittelpontische Basisschotter (Quarzsotter) deutlich aufliegt.

Ein weiterer Rest von Brandungskonglomerat lagert oben auf der Höhe der östlichsten Kuppe des Gleichenberger Massivs, nördlich von Absatz (Kuppe 470). Die Brandungsgerölle überdecken hier in einer Höhe von etwa 460 m eine Andesitplattform. Südlich des „Grabenseppl“ fand ich in einem Block feinkörnigen, andesitischen Brandungskonglomerats Melanopsistre, die das pontische Alter erhärten.

Eine zweite Scholle von Brandungskonglomerat lagert der Kuppe nördlich des Eichgrabens (westlich des Grabenseppls) auf. Hier sind bis weit über kopfgroße, gerundete und walzenförmige Brandungsgerölle von Andesit in mehreren Metern Mächtigkeit aufgeschlossen. Sie befinden sich hier in einer Seehöhe von 440–450 m und bilden eine Strandhalde am Andesitgehänge, überlagert von mittelpontischen Schichten (Sanden und Tonen). Ich sehe hier mittelpontischen Brandungsschotter.

Ein dritter Punkt, an dem Brandungskonglomerat aufliegt, ist der Ostabfall des Bscheidkogels, wo ein kleiner Rest gerollten Materials in zirka 480 m Seehöhe dem steilen Trachytgehänge angeklebt ist.

Hier vermute ich bereits eine oberpontische Brandungsbildung, deren Abrasionsform im Gipfelplateau des Bscheidkogels zu suchen wäre.

¹⁾ Vgl. hierzu die Bemerkungen im „Beitrag“, S. 11–13 und das Profil dortselbst, Fig. 3, Pr. 4 (S. 12).

Überblickt man diese Verhältnisse, so zeigt es sich, daß dem Ostabfall des Gleichenberger Massivs in etwa 440 *m*, dann in 470 und 530—540 *m* breite Plattformen vorgelagert sind, an deren Abfall, und auch auf ihnen selbst, Brandungskonglomerate abgelagert wurden. Am Nordostabfall des Gleichenberger Massivs ist somit die Brandung mehrerer pontischer Seephasen bis über 500 *m* Höhe hinauf anzunehmen.

Wie das Hinaufreichen von Quarzgeschieben über das Niveau der Plattform und die Reste hochgelegener Schotterablagerungen unter anderem erweisen, hat freilich hernach (im jüngeren Pontikum) noch eine Verschüttung der Plattform mit Kiesen, Sanden und Quarzschottern stattgefunden. Die gegenwärtige, in breiten Terrassen in einer Seehöhe von 470—500 *m* in Erscheinung tretende Abflachung an der Nordostflanke des Gleichenberger Massivs ist demnach nicht direkt als die Abrasionsfläche des (mittelpontischen) Sees, sondern als die durch selektive Erosion aus jüngerer Verschüttung wieder herauspräparierte, durch Zerschneidung stärker modellierte, alte Brandungsplatte aufzufassen.

An der Nordseite des Gleichenberger Massivs sind zwar keine höher gelegenen Brandungskonglomerate mehr erhalten, wohl aber tritt eine auffällige Felsplattform hervor, die auf der Nordseite des Bscheidkogels¹⁾ und besonders deutlich an jener des Gleichenberger Kogels sichtbar ist. Sie erreicht hier mehrere hundert Meter Breite. Während die Brandungsplatte bei Absatz 470 *m* Seehöhe aufweist und am Bscheidkogel um 480 bis 490 *m* liegt, erscheint sie am Nordabfall des Gleichenberger Kogels in über 510 *m* Höhe. Dieses Ansteigen entspricht einer jungen Verbiegung der Terrasse und kommt in gleicher Weise in dem gegen Westen sich geltend machenden höheren Hinaufreichen pontischer und sarmatischer Sedimente zum Ausdruck. Die Brandungsform ist nachträglich verstellt, vielleicht auch von einem Bruch durchschnitten worden.

Auf der Südseite des Gleichenberger Massivs ist eine seit den ältesten Zeiten bekannte, schon 1820 von Leopold von Buch beschriebene Schotterbildung erhalten, welche beim „Mühlsteinbruch“ den Südabfall des Bscheidkogels bedeckt. Sie lagert einer Plattform auf, welche sich von 500 *m* flach auf etwa 460 *m* absenkt. Weiter westlich ist ein entsprechender, terrassenförmiger Vorsprung am Südsaum des Gleichenberger Kogels, wieder etwas höher gelegen. (Über 500 *m*.)

Es wäre schwer verständlich, welche Kraft an diesen isoliert aus der Ebene aufragenden Felsbergen eine ringsum umlaufende Plattform hätte erzeugen können, wenn es nicht Brandungswirkung gewesen wäre. Ich glaube, daß auch die Uranlage dieser Terrassen auf die Brandungswirkung des pontischen Sees zurückgeht.

Welcher Phase des pontischen Sees entsprach die Bildung dieser besonders ausgeprägten Brandungsplattform? Die mittelpontischen Ablagerungen verschütteten, wie man deutlich am Bscheidkogel sieht, bereits die Brandungsterrasse. Ihre letzte Ausgestaltung ist daher älter

1) = Östlicher der beiden Gleichenberger Kogel.

als das Ende des Mittelpontikum. An der Höhe nördlich des Eichgrabens greifen ebenfalls mittelpontische Sedimente auf die Plattform über und überdecken die Strandhalde. Andererseits liegt die Terrasse schon 50—70 *m* über dem mittelpontischen Basisschotter. Das läßt schließen, daß die Entstehung der Brandungsplattform jünger ist als das „Unterpontikum“ und im Verlauf des Mittelpontikums entstanden ist.

Brandungswirkungen am paläozoischen Massiv. Oberhalb der sarmatischen Brandungsterrasse ist auf der Südseite des Stadelberges in 330—340 *m* Höhe eine Felsplattform entwickelt, die von quarz- und schieferreichen Schottern, vom Aussehen der Brandungskonglomerate (mit bis kopfgroßen Geröllen) eingenommen wird. Darüber lagern Sandbildungen. Da nur wenig tiefer (in 300—340 *m* Seehöhe) die unterpontischen Tegel lagern, welche auch hier auf einen höheren Wasserstand schließen lassen, so wird der Brandungsplattform ein unterpontisches Alter zuzuschreiben sein. Auf der Ostseite des Rotenberges liegt eine analoge, mit kiesig-sandigen Bildungen bedeckte Terrasse, hier aber — dem allgemeinen westlichen Ansteigen der Scholle gemäß — zwischen 360 und 370 *m* Seehöhe.

Auch das Übergreifen der mittelpontischen Ablagerungen und ihres Basisschotters über die östlichen, paläozoischen Aufbrüche (östlich des Stadelberges) scheint im wesentlichen über eine durch Brandungswirkung des Unterpontikums geschaffene Abrasionsform zu erfolgen.

Wir finden am Stadelberg auch noch die Anzeichen einer jüngeren, höhergelegenen, verschütteten Plattform. Unmittelbar unter der Kammlinie zieht sich in 360—380 *m* Höhe eine Terrassenleiste hin. Daß ihre Anlage bereits in pontische Zeit zurückgeht, beweist das Auftreten von Grobschotter an ihrer Basis, der von Sanden überlagert wird. Die Schotter liegen etwa bei 370 *m* Höhe, die Sandüberdeckung reicht bis auf das Kammniveau (413 *m*) hinauf. Das Alter dieser Schichten, und somit wohl auch der unterlagernden Terrasse, ist mittelpontisch.

Das paläozoische Massiv läßt also, wie gezeigt wurde, zwei in 40 *m* Höhenabständen übereinander angeordnete Terrassen erkennen, die dem Übergreifen des unterpontischen Sees und jenem des Mittelpontikums mit hinreichender Begründung zugeschrieben werden können.

F. Das Oberpontikum (Höheres Pontikum).

Bei Beginn meiner Untersuchungen fiel es mir stets auf, daß man aus dem (mittel)pontischen Gebiet von Fehring und Kapfenstein, mit seinen vorherrschend feinkörnigen Sedimenten gegen O wandernd, jenseits der burgenländischen Grenze wieder in einen Raum gelangt, in dem grobklastische Ablagerungen (grobe Sande, Kiese und Kleinschotter) vorherrschen. Die Aufnahme hat ergeben, daß hier bei flacher östlicher und nordöstlicher Absenkung der Schichtfolge jüngere, pontische Horizonte sich auf die mittelpontischen Schichten auflegen. Ich habe sie seinerzeit als oberpontisch bezeichnet und gebrauche hiefür jetzt höherpontisch als Synonym.

Das Hauptschotterlager an der Basis des Höherpontikums („Taborer Schotter“). Schon in hohen Lagen des Mittelpontikums stellen

sich Kiesbänke häufiger ein. Dann aber erscheint ein durch seine grobe Beschaffenheit ausgezeichnetes, mächtigeres Kieslager (Kleinschotter), das Gerölle bis über Nußgröße enthält und als Basis des Höherpontikums angenommen wird. Es erscheint auf burgenländischem Boden zwischen Lafnitz und Raab, weiters zwischen Raabtal, Neuhaus und Oberlimbach.

Im Gegensatz zu den älteren Grobschottern des Pontikums zeigt dieser „Basalschotter des Höherpontikums“, für den ich den Namen „Taborer Schotter“ vorschlage, eine einheitliche, flächenhafte Verbreitung bei durchschnittlich feinem Korn. Seine Entstehung ist wohl nur unter der Voraussetzung verständlich, daß hier von einem großen Flusse aus, dessen Mündung vielleicht am Nordgehänge des Gleichenberger Kogels sichtbar wird, ein ausgedehntes Kies- und Schotterdelta — zum Teil trocken-gelegt als Schuttkegel — weithin ausgebreitet wurde.

Auf wenigen hochgelegenen Punkten finden sich schon westlich des geschlossenen Verbreitungsbereiches der höherpontischen Schichten isolierte Denudationsrelikte derselben. Der westlichste Bereich liegt am Gleichenberger Massiv, speziell am Südabfall des Bscheidkogels. Hier liegen die bekannten Quarzkonglomerate des Mühlsteinbruches in 450 bis 470 m Seehöhe; ein klassischer Fundort für fossile Hölzer, die schon in dem Werke von Unger eine erste, grundlegende Beschreibung erfahren haben. Neuerdings hat ein Schüler Professor Kubarts, Herr Steinböck, eine Neubearbeitung der fossilen Flora von Gleichenberg durchgeführt, leider aber noch nicht veröffentlicht.

Das Auftreten sehr grober Liegendschotter im Mühlsteinbruch zeigt an, daß hier ein Fluß mit kräftigem Gefälle geflossen sein muß. Daraus, dann aus der Geröllzusammensetzung und der immerhin nicht unbeträchtlichen Mächtigkeit der Schotter- und Kiesbänke kann geschlossen werden, daß es eine der Hauptentwässerungsadern des steirischen Beckens gewesen ist.

In den Schottern des Mühlsteinbruchs kommen nicht nur reichhaltig Holzstücke, sondern auch ganze Baumstämme vor, von welch letzteren eine Kollektion in einem Pavillon im Park der Villa Wickenburg im Kurort Gleichenberg ausgestellt ist. Ange-schliffene Holzreste sind im Kursalon in Gleichenberg in einem Schaukasten sichtbar. Reichlich sind unter den fossilen Hölzern Koniferenzapfen und Früchte von Laubbäumen enthalten (siehe Tabelle in phytopäliäontologischen Teil der „Erläuterungen“). An tierischen Resten wurden erwähnt: *Melanopsis Martiniana* und *Unio*. Ferner fand ich vor Jahren den Schenkelknochen von Säugern, die von Ehrenberg als: Femur-Oberende von *Tapirus* und als *Humerus-Unterende eines Artiodactylen* bestimmt wurden.

Die Schotter des Mühlsteinbruchs sind stark verkieselt, u. zw. wohl als Folgeerscheinung postvulkanischer Prozesse (Kieselsäure ausfällende, warme Quellen!). Dieser Umstand hat die Erhaltung der Konglomerate auf der Höhe des Trachytberges ermöglicht, während ringsum die Landschaft bereits tief unter das ursprüngliche Aufschüttungsniveau abgetragen erscheint. Über die Lagerungsverhältnisse im Mühlsteinbruch kann hier noch folgendes mitgeteilt werden: Die Basis bilden hier, wie schon Unger beschreibt, Grobschotter, welche Gerölle enthalten, die nicht nur Faustgröße, sondern auch noch größere Dimensionen erreichen. Es sind durchaus alpine Gesteine, von sehr guter Äbrollung, vorherrschend Quarze und Kieselschiefer, die wohl aus der Weststeiermark durch einen recht transportkräftigen Fluß herbeige-tragen wurden. Über dieser tieferen Lage, in welcher große Baumstämme — offenbar als Treibhölzer — eingebettet angetroffen wurden, lagern in dem leider seit dem Kriege eingestellten Bruche Kiese und Kleinschotter mit sandigen Zwischenlagen. Kopfgröße Geröllblöcke von Trachyt sind dem Quarzkies eingebettet. Die Lagen zeigen deutliche Schrägschichtung und enthalten im wesentlichen drei Streifen mit reichlich eingeschwemmten Holz- und Fruchtresten.

Hart neben dem Bruche, in dem nördlich davon verlaufenden Hohlwege, fand ich eine ganz andere Sedimentfolge erschlossen, die aus glimmerreichen Sanden und feinen Tonen besteht. Es kann nach dieser Sachlage keinem Zweifel obliegen, daß die letztere in das Liegende der fluviativen Folge gehört und daß sich die oberpontischen Schotter und Kiese an einer Talwand, diskordant, diesen vermutlich mittelpontischen Schichten anlegen. Unter dem Schutz der an- und übergelagerten verkieselten Konglomerate sind die letzteren hier erhalten geblieben.

Vielfältige Begehungen haben gezeigt, daß sich vom Mühlsteinbruch aus an dem aufsteigenden trachytischen Höhenrücken des Bscheidkogels, bis über 50 m Höhe, zuerst noch zusammenhängende Sandschichten, dann aber nur mehr einzelne Gerölle verfolgen lassen. Man sammelt hier meist kleinere Gerölle, aber selten auch nußgroße oder größere. Auch die Hänge des Bscheidkogels sind mit Geröllen überstreut.

Westlich vom Mühlsteinbruch fand ich zahlreiche Quarzgerölle noch höher auf dem südlichen Vorsprunge des Gleichenberger Kogels in etwa 550—560 m Seehöhe.

Ostwärts des Mühlsteinbruchs treten Ablagerungsreste hochgelegener Quarzschotter am Absetzrücken in einer Seehöhe von etwa 440 m auf. Hier läßt sich deutlich feststellen, daß sie jünger sind als der (basale) mittelpontische Schotterzug, welcher sich erst etwa 40 m tiefer dem Gehänge dieser Kuppe anlagert.

Aus diesen Beobachtungen, dann aus der die Höhenlage mittelpontischer Schichten weit übersteigenden Position der vorerwähnten Geröllbildungen erweisen sich die Schotter des Mühlsteinbruchs, jene des Gleichenberger Kogels und jene von „Absetz“ als dem höheren Pontikum angehörig. Ihre Ähnlichkeit mit den höherpontischen Schottern des geschlossenen, östlichen Verbreitungsbereiches bekräftigt diese Annahme. Wir haben also mit einer höherpontischen, mindest 100 m mächtigen Einhüllung des Gleichenberger Massivs zu rechnen, von deren oberen Teilen nur noch einzelne Gerölle, von deren Basis aber noch geschlossene Schotter- und Kiesbänke erhalten geblieben sind.

Die höheren Lagen im Mühlsteinbruche bei Gleichenberg sind wohl auch noch unter fließendem Wasser, aber anscheinend schon bei verlangsamer Wasserbewegung, im Bereich eines Flußdeltas, zur Ablagerung gelangt.

Während wir ältere Flußläufe (Kapfensteiner Fluß, Karnerbergfluß) im N der Gleichenberger Höhen, beiderseits des Raabtales, feststellen konnten, sehen wir nun in dem höheren Pontikum eine Flußverbindung am Südsaum der Gleichenberger Höhen ihren Lauf nehmen, hier sich an eine alte Talwand anlehnend. Die genannten Schotter bilden wohl den Ausgangspunkt für jene Kleinschottermassen, die wir in geschlossener Verbreitung, als Basis des Höherpontikums, im südlichen Burgenlande auftreten sehen.

Viel näher liegen dem geschlossenen Verbreitungsbereich höherpontischer Schichten einige Denudationsrelikte, die im Bereiche der Tuffberge von Fehring über Mittelpontikum auftreten. Sie bestehen aus Kies- und Kleinschotterlagen, die ich an drei Stellen, an den höchsten Punkten in diesem Terrain, antraf.

Die Lagerung der Basisschotter im geschlossenen Verbreitungsbereich mögen nachstehende Angaben erläutern. Die besten Aufschlüsse trifft man bei Aschbach (südöstlich von Fehring) in einem durch Rutschungen stark heimgesuchten Graben-



Fig. 15. Schk = Kiese und Kleinschotter, Sd = Sande, Sdk = Sande und Kiese, Fs = Feinsande, T = Tone.

schluß.¹⁾ Hier fand ich die Basalschotter und Kiese des höheren Pontikums in einer Mächtigkeit von über 30 m erschlossen. Eine Schotterlage mit Kiesen bildet die Basis. Darüber folgen 4 m Sande, hierauf 5 m Schotter, Kies und Grobsand und hernach 3 m fluvialit geschichtete Schotterbänke mit haselnuß- bis nußgroßen Geröllen. Eine Sandlage liegt darüber. Diese letzteren Sande werden taschenförmig eingreifend von einem 12 m mächtigen Schotterkomplex mit Sandzwischenlagen überdeckt, der an der Basis grobkörnige Lagen (mit über nußgroßen Geröllen) enthält. Der Schotter geht nach oben in Sande und Kiese über und wird schließlich von Ton (1 m) und gelblichem Sand (2 m) überlagert. Man gewinnt das Bild einer ausgesprochen fluvialiten, unter strömendem Wasser zur Ablagerung gelangten Schichtenfolge, wobei aber das mäßige Korn der Geröllagen auf ein geringeres Gefälle des zubringenden Flusses schließen läßt. Die Erosionsdiskordanz im Profil deutet an, daß Aufschüttung und Zerstörung der Flußablagerungen miteinander abgewechselt haben. Die Kreuzschichtung in den weniger grob struieren Partien läßt auf fortwährend sich verschiebende Sanddünen im Allwasser des Flußbereiches schließen. Die Gerölle, die ich hier beobachtete, waren vorherrschend Quarze, daneben aber zahlreiche Einschlüsse von Gneisen, oft stark kaolinisiert, dunkle Kieselschiefer, Glimmerschiefer und Tonschiefer.

Bei Schloß Tabor (nördlich von Neuhaus) sind dieselben Schichten in einer Grube erschlossen, wo sie fluviale Schichtung und die Einlagerung eines 1 m mächtigen fluvialiten Lehms zeigen, der eine Mulde zwischen den Schotterbänken erfüllt. Zahlreich sind die Einschlüsse von Tegeln im Schotter (Abtragung im Einzugsgebiete!).

Östlich und auch westlich von Taura liegen weitere größere Aufschlüsse (siehe Fig. 15) im Schotter. Hier tritt ein 10 m mächtiger, tieferer und ein 6 m mächtiger, höherer Schotterkomplex auf, die durch 4 m Sand und Tone getrennt sind. Über der höheren Schotterlage stellen sich mächtigere Sande und Tone ein. Die Gerölle sind über nußgroß. Muldenschichtung (Dünenschichtung) ist herrschend. Tonlinsen mit Pflanzenresten (Wurzeln?) sind eingelagert.

Interessant sind die Aufschlüsse in den Ziegeleien von Jennersdorf, da sie auf die Entstehung der Ablagerung ein Licht werfen. Es sind hier innerhalb der höherpontischen Basalbildungen zwei Serien erkennbar, jede mit ähnlicher Schichtenfolge: Zu unterst lagert ein 2-40 m mächtiger Quarzsand mit nur feinen Kieslagen. Er wird von 40 cm ungeschichtetem Lehm überlagert, der durchaus von rostig anwitternden Röhren durchsetzt ist und zahlreiche polierte Geröllchen enthält. Ich halte ihn für eine Bildung im Alluvialfeld eines Flusses mit durch den Wind geschliffenen, eingewehten Körnern.

Darüber folgt der zweite Zyklus: 50 cm Schotter mit haselnußgroßen Geröllen leiten ihn ein, 40 cm diagonal geschichteter Sand mit groben Kieslagen folgt darüber. Er wird von einem sandigen, schweren, ungeschichteten Lehm mit polierten Geröllchen, welche unorientiert darin stecken, überdeckt. An der Basis des Lehms ist dieser wieder von rostigen Röhren nach Art eines Wurzelgellechtes durchzogen. Der Lehm füllt die Vertiefungen der Kiesmulde aus. 6 m geschichtete Sande und Tone bilden das Hangende. In diesen Aufschlüssen von Jennersdorf liegen also die Anzeichen für zwei zeitlich eng

¹⁾ Vgl. das Profil in „Beitrag“ S. 9 (Fig. 2, Prof. 6).

aufeinanderfolgende Strombetten eines sehr gefällsarmen Flusses vor, welcher zweimal über seinen Schottern, Kiesen und Sandbänken Alluviallehm ausgebreitet hat. Aus dem Raum von Neuhaus ziehen die Schotter in gleichartiger Ausbildung und Entwicklung über die österreichische Grenze nach Jugoslawien hinüber. Hier sind bei Dolits wiederum mehrere Schotterlagen mit nußgroßen Geröll- und Sandzwischen-schichten feststellbar. Analoge Schotterbildungen erstrecken sich im Hangenden des hier absinkenden Mittelpontikums an den Höhenrücken bis über Oberlimbach südwärts hinaus.

Höherpontische Sand- und Tonbildungen. Über dem Basisniveau baut sich nun eine mindest 150 m mächtige, limnische Folge feinkörniger, höherpontischer Ablagerungen auf. In ihrer faziellen Ausbildung macht sich gegenüber dem Mittelpontikum insofern ein Unterschied geltend, als nunmehr die Feinsande in stärkerem Maße, als es bei letzteren der Fall ist, gegenüber den Tonen vorherrschen, wenngleich auch hier Toneinschaltungen nicht fehlen. Im wesentlichen kann man aber die höherpontische Schichtenfolge als eine planparallel geschichtete Sand- und tonige Sandmasse charakterisieren. Größere, zusammenhängende Aufschlüsse sind selten; nur am Südgehänge des Lafnitztales fand ich solche.

In den höheren Lagen dieses Komplexes stellen sich wieder Kies-einschaltungen ein, die die Nähe von Flußmündungen andeuten. Infolge der allgemein gegen O gerichteten Neigung des Schichtenkomplexes treten diese höheren Lagen in den östlichen Teilen hervor. So zeigt sich eine solche Kieslage oben auf den Hügeln nordwestlich von Mogersdorf (westlich von St. Gotthard a. d. Raab); dann bei Kote 324 nördlich von Heiligenkreuz (im Nordosteck des kartierten Gebietes); auf der Höhe des Holzmannberges (südöstlich von Oberdrasen), am Luisenberg und Jonkeberg (südwestlich, bzw. westlich von Ober-Zeming im ungarischen Gebiete), am österreichisch-ungarisch-jugoslawischen Grenzpunkte (Kote 380), bei Türke und auf den Höhen des Popelšek bei Oberlimbach. Sie markieren das Herannahen einer neuerlichen und endgültigen Phase landfesten Zustandes, welche den Beginn des letzten Abschnittes des Pontikums — des Jungpontikums — charakterisiert.

Die höherpontischen Ablagerungen sind bis jetzt in paläontologischer Beziehung uninteressant. Wenn man von den tierischen Funden und den eingangs besprochenen Holzresten im Mühlsteinbruch bei Gleichenberg absieht, sind außer unbestimmbaren Stengelresten keine Fossilien daraus bekannt geworden. Anscheinend konnten sich in der vorherrschend sandigen Sedimententwicklung nicht einmal Blattreste erhalten.

Die Schichtfolge, welche aus einem vielfältigen Wechsel horizontal geschichteter, feiner Sande und Tone besteht, ist eine so einförmige, daß ein näheres Eingehen auf Einzelprofile sich erübrigt. Das Bildungsmedium der höherpontischen Sande und Tegel wird aber trotz des Fehlens von Fossilien als ein limnisches anzusehen sein, da sich die Schicht-horizonte auf weitere Erstreckung in horizontalen Bänken mit planparalleler Schichtbegrenzung verfolgen lassen und keine Anzeichen von fluviatiler Sandbankschichtung oder von Diskordanzen erkennen lassen. Es sind wohl Ablagerungen in einer stark unter fluviatilen Einflüssen stehenden Bucht des pontischen Sees gewesen, mit reinem Süßwassergehalt, wo sich aber in dem durch starke Sedimentzufuhr von den

Flußmündungen her stets bewegten und getriebenen Wasser organisches Leben nicht reichlicher entfalten konnte. Die Nähe der Flußmündungen kündigt sich ja auch in den besonders an der Basis zu beobachtenden, gleichsam vortastenden Einstreuungen von Quarzschotterkegeln an.

Höherpontische Brandungsterrassen. Nur am Gleichenberger Massiv kann man — vermutungsweise — Brandungsterrassen aus der oberpontischen Seephase voraussetzen. Hier reicht ja die höherpontische Schichtenserie hoch am Gehänge hinauf. Nur wenig darüber dehnt sich das Gipfelplateau des Bscheidkogels (um 550 m) und des Gleichenberger Kogels (596 m) aus. Jedenfalls ist die Entstehung dieser Abflachungen durch junge, flächenhafte Abtragungen bedingt und man kann vermuten, daß hier eine höherpontische Abrasionsterrasse vorliegt, die an den beiden Kuppen infolge jüngerer Störungen in verschiedener Niveaulage aufritt

G. Jungpontische Ablagerungen. (Fig. 16.)

Das jüngste Schichtglied der pontischen Stufe sind grobe Flußschotter, die die vollständige und endgültige Verlandung des steirischen Beckens anzeigen. Von diesen jungpontischen Ablagerungen sind aber nur mehr wenige Reste erhalten; von solchen, die noch in Zusammenhang mit den älteren pontischen Bildungen stehen, überhaupt nur der Schotteraufrag am Höhenrücken des Silberberges, südlich von Jennersdorf (am jugoslawisch-ungarischen Grenzkamm). Schon Ludwig v. Loczy („Die geologischen Formationen der Umgebung des Balaton“, S. 498) hat die eigentümliche Position der Schotter am Silberberge erkannt, war sich aber über ihr stratigraphisches Niveau nicht im klaren (Fig. 1, S. 396).

Begehungen haben gezeigt, daß sich die Silberberger Schotter konkordant und durch Wechsellagerung aus den höherpontischen Sandkomplexen entwickeln und wie diese noch am Aufbau der Landschaft Anteil nehmen. Ihre Mächtigkeit beträgt im Gebiete des Silberberges 80 m. Ihre Obergrenze ist eine Denudationsfläche, so daß ihre ursprüngliche Mächtigkeit wahrscheinlich beträchtlich größer gewesen ist. In bezug auf die Beschaffenheit gleichen die jungpontischen Bildungen mehr den Terrassenschottern des höheren Pliozäns und des Quartärs, ihrer Lagerung nach schließen sie sich aber enge an das Pontikum an. Ich habe die Grenze zwischen dem „Höheren Pontikum“ und dem „Jungpontikum“ dort angesetzt, wo sich über den Sandlagen des höheren Pontikums mit ihren Kiesbänken kompaktere Geröllagen einstellen, die schon nuß- bis kinderfaustgroße Geschiebe enthalten. Nach anfänglicher Wechsellagerung mit Sanden setzt darüber eine fast einheitliche Schottermasse an, in welcher ich nur eine einzige Sandeinschaltung aufgefunden habe (im Silberbergprofil). Im tieferen Teil des Schotters herrschen Gerölle über Nußgröße vor, im höheren Teil solche bis über Kinderfaustgröße, wobei auch einzelne faustgroße Gerölle aufgesammelt werden konnten. So macht sich eine zunehmende Steigerung in der Transportkraft der Flüsse geltend. Als Gerölle sammelte ich am Silberberg ganz vorherrschend Quarze; daneben sind Kieseleschiefer-, Gneis- und Schiefergerölle vorhanden.

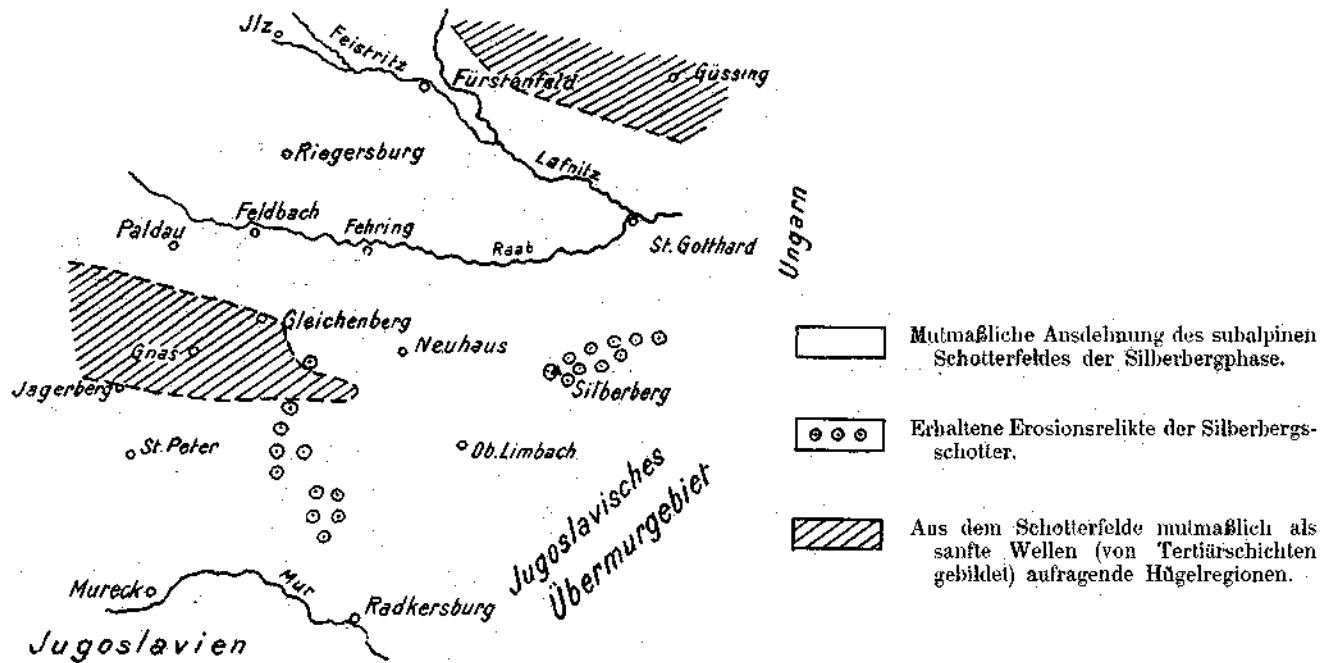


Fig. 16. Das südoststeirische Becken im Jungpontikum.

Vom Silberberg aus zieht sich das Band jungpontischer Schichten über den Stroski Vrh (Grenze des kartierten Gebietes) bis zum Katharinaberg (südsüdwestlich von St. Gotthard) hin, indem es den höheren Teil des Bergrückens aufbaut. Westlich dieses Verbreitungsgebietes konnte ich am Luisenberg (nordwestlich des Silberberges) und am Jonkeberg (nördlich von Ober-Zeming) kleine Denudationsreste der jungpontischen Basis, in Wechsellagerung mit Sanden und Kiesen, feststellen.

Wie das höhere Pontikum, so endet auch das Jungpontikum mit einem freien Schichtausstrich gegen W. Weiter westwärts ist es fast vollkommen der Denudation anheimgefallen. Und doch haben wir sichere Anzeichen dafür, daß es einstens den ganzen, westlich anschließenden Raum von Oberlimbach, Neuhaus, Kapfenstein, Fehring und Jennersdorf bis über Feldbach und Riegersburg hinaus bedeckt hat. Denn die Basalttuffe der genannten Örtlichkeiten enthalten allenthalben nicht nur in Form einzelner Gerölle, sondern auch in zusammenhängenden, in die Tuffe eingebackenen Schollen Reste der jungpontischen Sedimentdecke, welche sie noch durchbrochen haben. Die Herkunft dieser Gerölle etwa aus tieferen Schotterlagen abzuleiten, geht nicht an.

Die oberpontischen Basisschotter enthalten nicht jene groben Gerölle, welche man in Tausenden von Exemplaren als Einschlüsse in den Basalttuffen antrifft. Die tieferen pontischen Schotterlager (mittelpontische Schotter) sind aber im Bereiche der gerölleführenden Basalttuffe (z. B. bei Neuhaus, Oberlimbach, Jennersdorf usw.) vielfach nicht mehr entwickelt, auch von durchschnittlich weniger grober Beschaffenheit und vor allem zu geringmächtig, um die so reichlich auftretenden Einschlüsse im Tuff zu erklären. Zudem erscheint die Füllung des Schlotes mit Material vorwiegend aus den Hangendschichten, die trichterförmig bei der Explosion ausgeblasen wurden, wahrscheinlicher als die Heraufförderung aus liegenden Bänken. So halte ich es für ausgemacht, daß die Grobschottereinschlüsse des basaltischen Tuffgürtels aus einer heute schon vollständig abgetragenen Hangenddecke abzuleiten sind, die als jüngstes Schichtglied, in bedeutender Mächtigkeit, seinerzeit das Gebiet beiderseits der Raab bis in die Fürstenfelder Gegend nach N und bis ins Murtal nach SO eingenommen hatte.

Man ist erstaunt, welche Fülle von Schottern die Tuffe von Oberlimbach enthalten, in welchen solche von Doppelfaustgröße vorkommen. Im Tuff von Neuhaus sind die Gerölle sehr häufig und in ganzen Schollen eingebettet, so daß hier F. Stoliczka eine Wechsellagerung von Tuff und Schotter voraussetzte. Im südlichen Neuhauser Tuffdurchbruch (nördlich von Krottendorf) ist eine hausgroße Scholle von Schottern im Tuff vorhanden, die ich selbst zuerst für anstehend hielt. Der Kapfensteiner Tuff ist gespickt mit Schottergeröllen und zeigt eine mehrere Kubikmeter große, eckig begrenzte Schotterscholle im Tuff. Auch die Fehringertuffe sind sehr reich an groben Quarzgeröllen. Bei Burgfeld bilden sie eine unter vulkanischer Einwirkung rotgebrannte, größere Scholle. An dem östlich des Fehringertuffgebietes gelegenen, selbständigen Durchbruch von Aschbuch sind geradezu Schottertuffe entwickelt, in welchen stellenweise die Quarzgerölle vorherrschen. Auch der Tuff nordwestlich von Jennersdorf (bei Krieselstein) erscheint zu wesentlichen Teilen aus groben Schollen jungpontischen Schotters zusammengesetzt; desgleichen die ungeschichtete Trichterfüllung des Tuffs von Altenmarkt, westlich von Riegersburg. Schließlich konnte ich auch größere Schotterschollen in den Tuffen von Perteisstein, in jenen des Forschtkogels bei Gossendorf, in den Feldbacher Tuffen und in dem Edelsbacher Durchbruch beobachten. Dagegen konnte ich in den südwestlich gelegenen Tuffdurchbrüchen: in den Gleichenberger Ausbrüchen (Röhrkogel, Wirberge, Mohrenkogel), sowie in den nordöstlichen (bei Güssing) keine, bzw. nur wenig Schotterreste antreffen.

Das überreiche Auftreten von groben Schottereinschlüssen in dem Hauptverbreitungsbereich der basaltischen Tuffdurchbrüche, ihr Fehlen in den südwestlichen Tuffen wird verständlich, wenn man die von mir

schon an anderer Stelle beschriebenen Erscheinungen im Basaltgebiet des Hochstradens und in jenem von Klöch in Rücksicht zieht. Hier hat es sich ergeben, daß die Basaltdecke des Hochstradens diskordant über ein Erosionsrelief übergreift¹⁾, an dem teils Congerientegel (unterpontischen Alters), teils obersarmatische, teils mittelsarmatische Schichten zutage treten. Zwischen den Basalten und dieser Unterlage schalten sich aber stellenweise, speziell im Südtel der Lavadecke des Hochstradens und unter den Tuffen des Klöchergebietes, Grobschotter ein, die ihrer Beschaffenheit nach vollkommen den jungpontischen Schottern des Ostens gleichen (nuß- bis über faustgroße Gerölle). Aufschlüsse an der Westseite des Neusetzberges haben einwandfrei ergeben, daß der Grobschotter diskordant seiner Unterlage, in die er taschenförmig eingreift, aufgelagert ist. Schon in meiner Arbeit vom Jahre 1921 habe ich das jüngere pontische Alter dieser präbasaltischen Schotter dargelegt.²⁾

Weiter im N setzen diese Schotter unter der Basaltdecke des Hochstradens (nördlich des Rosenberges) aus und erscheinen erst wieder an deren äußerster Nordspitze, unter dem Basalt südlich von Kornshober hier nur in einer geringmächtigen Lage.

Ich ziehe aus diesen Beobachtungen den Schluß, daß sich im südlichen Teil des oststeirischen Vulkangebietes, im Gleichenberger-Gnaser Gebiet, am Hochstraden und im Klöcher Massiv schon in höherpontischer und dann in jungpontischer Zeit im Gefolge tektonischer Aufwölbungen starke Abtragungen ereignet hatten, während in den östlich und nordöstlich davon gelegenen Räumen, beiderseits des Raabtales und über die paläozoischen Höhen bis zur Murebene hinaus mächtige Schotteraufschüttungen vor sich gegangen sind. Die aufgewölbte Zone wurde flächenhaft zuerst bis auf mittelsarmatische Sedimente abgetragen, um sodann randlich wieder mit geringmächtigen jungpontischen Flußschottern überdeckt zu werden. Unter der darüber geschlossenen Lavadecke des Hochstradens sind diese Lagerungsverhältnisse erhalten geblieben.

So können wir am Blatte Gleichenberg in jungpontischer Zeit einen doppelten Schotterstrang feststellen. Ein nördlicher Schotterzug erfüllte von Feldbach und Fürstenfeld über Fehring, St. Gotthard und den Silberberg eine ausgedehnte Senkungsmulde, die ostwärts in die kleine ungarische Ebene überging. Am südlichen Stradnerrücken strebte der östlichen Senke ein zweites Schotterfeld zu, das sich offenbar im N des heutigen Murtalbodens über das Klöcher Massiv hinaus ausbreitete.

Im Jungpontikum war aus der Oststeiermark an Stelle einer vom vor- und zurückweichenden Flußdelta beherrschten Bucht des pontischen Sees ein von gefällsreichen Flußläufen durchzogenes Schotterfeld geworden, an dem sich, auf sinkendem Boden, wohl bis zu 200 m mächtige, grobe Schotterbänke übereinanderhäuften. Im Südwestteil (Südtel) des oststeirischen Beckens erhoben sich damals bereits Aufbiegungswellen, an denen Abtragung stattfand und in welchen sich ein Zentrum für vulkanische Tätigkeit vorbereitete.

¹⁾ Vgl. hierzu Jahrbuch Geologische Reichsanstalt 1913, S. 465 (und Fig. 2, S. 464).

²⁾ Ich sprach seinerzeit, da die Trennung von Oberpontikum und Jungpontikum noch nicht durchgeführt war, von oberpontischen Schottern.

Tierische Fossilien sind aus den jungpontischen Schottern bisher leider noch nicht bekannt. Bezüglich der Holzreste vgl. meine Bemerkungen in den „Erläuterungen“, S. 116. Es wäre aber möglich, daß der von Peters (Mitteilung des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1871) erwähnte Zahn eines *Dinotheriums*, der in Klöch gefunden wurde, aus der dort auftretenden jungpontischen Schotterlage unter dem Tuff stammt.¹⁾ In den Basalttuffen, die, wie gezeigt werden wird, am Ende des Jungpontikums ihre Eruptionen besessen haben, sind reichliche Holzreste und — durch eigene neue Funde — auch wenige Konchylien entdeckt worden.

H. Der basaltische Vulkanismus in der Oststeiermark und seine Einreihung in das geologische Zeitschema.

An über 40 Stellen wurde in pliozäner Zeit der Boden der Oststeiermark von Basalttuff und Basaltdurchbrüchen durchlöchert: der Großteil derselben liegt auf Blatt Gleichenberg. Für das Alter der Ausbrüche liegen folgende Anhaltspunkte vor:

Daß die Eruptionen nachsarmatisch sind, ergibt sich schon aus den zahllosen Einschlüssen sarmatischer Gesteine, die, bei der Eruption mitgerissen, im Tuff stecken, insbesondere obersarmatischer Kalke.

Schon seit längerer Zeit war es auch bekannt, daß der Nordteil der Basaltdecke des Hochstradens Congerietegel auflagert. Derselbe gehört dem Unterpontikum meiner Gliederung an.

Das Studium der Tuffdurchbrüche von Neuhaus, Kapfenstein, Fehring, Forschkogel bei Gossendorf, Pertelstein, Steinberg bei Feldbach, Unterweißenbach und Kalvarienberg bei Feldbach, Edelsbach, Riegersburg und Altenmarkt hat ferner ergeben, daß hier überall Tufftrichter vorliegen, die in die mittelpontischen Sedimente eingblasen wurden. Bei Neuhaus ist eine Basaltspalte, Mittelpontikum durchsetzend, vorhanden, bei Stein bei Fürstenfeld liegt eine Intrusion in mittelpontische Schichten vor. Die Eruptionen sind also auch jünger als mittelpontisch.

Die Tuffe von Aschbuch (östlich von Fehring), teilweise jene südlich von Fehring, weiters die beiden Tuffdurchbrüche von Krieselstein und die etwa acht Basalischlote und Trichter von Oberlimbach sind noch in die höherpontische Schichtenfolge eingelassen. Die Ausbrüche sind daher auch noch jünger als das höhere Pontikum (Oberpontikum).

Die Basaltdecke des Hochstradens und die Tuffdecke des Klöcher Massivs lagern noch auf Grobschottern, die von mir als Äquivalente der jungpontischen Silberbergschotter angesprochen werden. Dementsprechend wäre der Ausbruch auch jünger als das Jungpontikum, bzw. frühestens am Ende dieser Zeit einzureihen. Die im vorigen Abschnitt erwähnten zahlreichen Einschlüsse von sicheren jungpontischen Schottern in den meisten Tuffdurchbrüchen bekräftigen diese Voraussetzung und machen es zur Gewißheit, daß die Ausbrüche erst nach Ablagerung des Hauptteiles der jungpontischen Schotterdecke eingetreten sein können. Ganz abgesehen von diesen schon an und für sich vollkommen beweis-

¹⁾ Es ist aber auch möglich, daß der Zahn in einer älteren (mittelsarmatischen) Schotterlage oder in einem jüngeren Schotterdepot gefunden wurde.

kräftigen Argumenten erscheint ein früheres — als jungpontisches — Alter der Ausbrüche schon deshalb unmöglich, weil sich nirgends innerhalb der pontischen Schichten Anzeichen vulkanischer Beimengungen erkennen lassen.¹⁾ insbesondere auch nicht zwischen „höherem Pontikum“ und „Jungpontikum“ oder innerhalb des „Jungpontikums“ am Silberberge. Somit ist der höhere Abschnitt des Jungpontikums als untere Altersgrenze für den Beginn der Basaltausbrüche festgelegt.

Schwieriger ist die Feststellung der oberen Altersgrenze der Eruptionen. Es wurde schon mehrfach die Meinung angedeutet oder auch ausgesprochen, daß der oststeirische Vulkanismus vielleicht bis in sehr jugendliche Zeiten fortgedauert haben mag und wurde auch auf einen Austritt der Laven und Tuffe schon bei Vorhandensein des heutigen Talreliefs geschlossen. Indessen zeigt es sich, daß irgendeine Beziehung des Vulkanismus zu den heutigen Tälern nicht besteht. Der Basalt von Neuhaus, der als Lavastrom aufgefaßt wurde, ist eine in die tertiäre Sedimentdecke eingedrungene, als Gang erstarrte und teilweise bloßgelegte Spaltenfüllung, aber kein Lavastrom. (Vgl. meine Bemerkungen in Földtany Közlöny, 1926.) Alle Durchbrüche erscheinen als vulkanische Tufftrichter in eine höher gelegene, alte Landoberfläche eingesenkt, nicht aber in Tälern des heutigen Reliefs eingelagert.

Die Aufnahme hat ergeben, daß nicht nur alle quartären Terrassen, sondern auch die jungpliozänen Schotter- und Lehmfluren, die sich bis zu 140 m Höhe über den heutigen Talböden ausbreiten, allenthalben in die Tuffmassen einschneiden und über die erodierten vulkanischen Schichtköpfe ihre horizontalen Schotter- und Lehmdecken ausgebreitet haben. Diese Erscheinungen lassen sich an allen, den größeren Tälern genäherten Eruptivbergen feststellen, so auf der Tuffhöhe des Weinecks (westlich von Perlstein), am Perlsteiner Schloßberg, woselbst eine pliozäne Schotter-Lehmdecke die Bergkuppe bildet, an den nördlichen Fehringertuffhöhen, wo zwei jungpliozäne Schotter- und Lehmterrassen dem Basalt auflagern, am Gossendorfer Tuff, wo eine quartäre Terrasse des Seitentales den Tuff überdeckt, an den Basalthöhen am südlichen Hochstraden und im Klöcher Massiv, wo ausgedehnte, jungpliozäne Lehm- und Schotterdecken den Basalten anlagern, bzw. ihnen sich terrassenförmig auflagern. Dadurch ist also ein vorjungpliozänes Alter der Ausbrüche sichergestellt.

Über das Niveau der jungpliozänen Terrassen erheben sich noch höher gelegene, hauptsächlich nur an härteren Gesteinsmassen erhaltene Terrassenfluren, die etwa in das Mittelplioziän (Levantin) einzureihen sind. Es hat sich überall ergeben, daß auch diese Niveaus, die vielfach

¹⁾ An einer einzigen Stelle habe ich eine übrigens kaum über 1 cm starke Lage, u. zw. innerhalb der mittelpontischen Schichten, beobachtet, die eventuell eine Beimengung vulkanischen Materials enthält: nördlich von Weinberg bei Fehring. In violetem, grauem Ton, der zwischen normalen Sanden und Tonen lagert, fand ich kleine, etwa hirsekorngroße Einschlüsse brauner und rötlicher Färbung, die vielleicht zersetzten Aschenteilchen entsprechen mögen. Schon die große Feinheit des Materials läßt vermuten, daß sie, sofern sie überhaupt vulkanischer Herkunft sind, von einem weiter entfernten Ausbruchspunkte (mittelungarisches Eruptivgebiet?) herbeigeweht sein dürften.

noch eine ausgedehnte Lehm- und Kleinschotterbedeckung tragen, ungestört die Basalte und Tuffe übergreifen (am Hochstraden, im Klöcher Massiv, am Steinberg bei Feldbach und, nach morphologischen Kriterien, auch in Kapfenstein und anderwärts).

Man kommt zum Schlusse, daß die Ausbrüche noch vor dem Mittelpliozän, bzw. frühestens an dessen Beginn, vermutlich aber im allerjüngsten Abschnitt des Pontikums stattgefunden haben. Daraus folgt weiter, daß die Ausbrüche zu einer Zeit entstanden sind, in welcher die Landoberfläche im oststeirischen Vulkangebiet noch hoch über der heutigen gelegen war, so daß uns im allgemeinen¹⁾ nur die in die alte Landoberfläche tief eingesenkten, vulkanischen Trichter erhalten geblieben sind.

Das dies tatsächlich der Fall ist und daß das Ausbruchsniveau noch sehr bedeutend über den Kammfluren des heutigen Hügellandes gelegen war, ergibt sich nicht nur aus der Fülle der vorerwähnten Einschlüsse einer abgetragenen, mächtigen Hangendschotterdecke, und folgt nicht nur aus dem Aufbau der vulkanischen Trichterfüllungen, die auf eine Bildung in einer Vertiefung der Erdkrinde, nicht aber auf eine Aufschüttung über einer Landfläche schließen lassen, sondern speziell auch noch aus dem Vorhandensein der von mir an fünf Stellen aufgefundenen Kraterseebildungen (Maare).

Im Tuffgebiet von Fehring (an zwei Stellen), in jenem von Perlstein und jenem südlich von Gleichenberg sowie bei Gnas wurden im vulkanischen Trichter Reste limnischer Kraterseeauffüllungen erwiesen, die aus der Zeit der Basaltausbrüche, bzw. aus Ruhepausen zwischen den Eruptionen stammen. Heute reichen diese Absätze, stark denudiert, bis zu Seehöhen von 400 *m* auf, wobei sie ersichtlich bereits eine beträchtliche Erniedrigung erfahren haben müssen. Setzen wir für ihre Abtragung auch nur den (vielleicht zu geringen) Wert von 100 *m* ein, so gelangen wir zur Höhenlage eines alten Seebodens von über 500 *m* Seehöhe. Die Landoberfläche zur Eruptionszeit muß aber, da ja der Seeboden eine Vertiefung im Landrelief bedeutete, noch etwas höher gelegen gewesen sein.

Aus dem hohen Hinaufreichen pontischer Absätze am Gleichenberger Massiv (bis über 550 *m*) und dem Auftreten vermutlich pontischer Schotter am Hochstraden in über 600 *m* Höhe kann vermutet werden, daß das Landniveau zur Eruptionszeit im Gebiete beiderseits der Raab (bei Fehring und Feldbach) in etwa 550—600 *m* Seehöhe anzunehmen ist. Dann wird es klar, daß irgendeine Beziehung zwischen den heutigen Tal- und Landformen und jenen der Eruptionsphase nicht mehr bestehen kann. So zeigt auch das System der gegenwärtigen Seitentäler, indem es mitten durch die Eruptivberge durchschneidet, nicht die geringste Beziehung zur alten Topographie.²⁾

¹⁾ Mit Ausnahme der Basaltdecke des Hochstradens und von Teilen des Klöcher Massivs.

²⁾ Vgl. hiezu das Durchschneiden des Döllinger Baches (westlichen Seitenbaches des Petersdorfer Baches) durch das Fehring Tuffgebiet, ferner des Gossendorfer Baches durch das Tuffgebiet des Forschtkogels und jenes von Perlstein, schließlich des Klausenbaches durch das Neuhauser- und des Hradbaches durch das Oberlimbacher Tuffgebiet.

Das jüngstpontische Alter der Ausbrüche ist somit festgelegt und ihre Fortdauer höchstens noch am Beginn der levantinischen Zeit möglich.

Auf paläontologischem Wege läßt sich zur Altersfrage der Vulkane wenig beitragen. Wohl sind Hunderte von Holzresten den Tuffen eingebettet und neuerdings von Prof. Kubart teilweise untersucht, aber die Auswertung der Ergebnisse für stratigraphische Zwecke ist noch nicht versucht worden. Auch stammen die Reste nicht aus der Zeit der Tuffe, sondern vermutlich aus der vorangehenden jungpontischen Schotterepeche.

In den tuffitischen Sanden des Maars von Fehring gelang es mir, einige Konchylienreste aufzufinden, es sind die Reste einer Landschnecke, in Altwassern lebend, einer *Limax* (*(Limnaea [Gulnarua] cf. ampla)*), welche also an eine noch heute lebende Form erinnert, und eines kleinen Planorbis, der vollkommen mit *Planorbis baconicus* (Halavats) übereinstimmt. Diese letztere Form wurde von Halavats aus den oberpontischen Schichten des Plattensees beschrieben, also einem Niveau, welches dem Alter nach mit jenem der Tuffite von Fehring übereinstimmt.

J. Zusammenfassung über die pontische Zeit.

Abschließend kann über die Geschichte der pontischen Zeit ausgesagt werden, daß auf eine Phase ansteigenden Seewasserspiegels, der fossilführende Schichten hinterlassen hat, eine Aussandung des Seebodens gefolgt ist, die schließlich zum Vordringen eines zentralalpinen Flusses bis nach Oststeiermark geführt hat (Kapfensteiner Fluß am Beginn des Mittelpontikums). Über seine Schotterfelder dringt der See des Mittelpontikums wieder vor, in welchen die Flüsse ihre Deltas einbauen. Ein neuerlicher, stärkerer Vorstoß eines alpinen Flusses unterbricht diese Entwicklung, indem sich Schotterfelder (Karnerbergschotter) am Seegrunde ausbreiten und sich Kohlenflöze beiläufig in dieser Zeitspanne am austrocknenden Schlammgrunde bilden. Dann dringt der Seespiegel wieder darüber hinweg. Mit Beginn des Oberpontikums rücken die Landschuttkegel schärfer in das Becken vor (Taborer Schotter) und breiten flächenhaft ein Kiesdelta über die Oststeiermark aus. Wieder müssen sie den Fluten des Sees weichen (höheres Pontikum). Endgültig schieben sich im Jungpontikum mehrere gefällsreiche Flüsse mit ihren Schotterbetten bis über die Grenzen der Steiermark und des Burgenlandes in die kleine ungarische Ebene hinaus vor, wo die Schotter auf sinkendem Boden, wie die älteren Absätze, mächtig aufgehäuft werden (Silberbergschotter des Jungpontikums). Auf diesem Schotterfelde und auf dem an seinem Südwestsaum flach aufgewölbten Hügellande bricht der basaltische Vulkanismus am Ende des Pontikums aus. Die Kraterseen, die ich feststellen konnte, deuten uns mit ihrem reichen Inhalt an vulkanischen und sedimentären Absätzen die längere Dauer dieser Entwicklungsphase an, die dem jüngsten Pontikum und höchstens möglicherweise noch dem Beginn des Levantins zugehört. Aber schon mittelplozäne Terrassen sehen wir in die vulkanischen Bauten zerstörend eingreifen und sie mit Schwemmbildungen überziehen.

K. Ein Rest einer jüngstpontischen oder altlevantinen Ablagerung.

Infolge der bereits angedeuteten, sehr beträchtlichen, nachpontischen Abtragung sind jene Terrassenbildungen, die sich bei Beginn der Zerschneidung der alten Landoberfläche gebildet hatten, schon fast völlig entfernt worden. Nur an einzelnen Eruptivbergen sind noch Reste dieser ältesten Hochfluren erhalten geblieben, welche aber nur an der Basaltdecke des Hochstradens noch eine Decke von Ablagerungen tragen.

Die Basaltdecke des Stradner Kogels zeigt zwei Hochfluren; eine höhere entspricht dem Gipfelplateau des Berges in 607 *m*. Hier fand ich über dem Basalt lose Quarzgerölle, darunter solche von Kindesfaustgröße als Anzeichen einer einstigen Schotterüberdeckung des Eruptivgesteins. Etwas tiefer ist in 540—570 *m* eine viel ausgedehntere Niveaufläche festzustellen.

Das obere Niveau scheint einer Schotterüberstreuung mit zum Teil recht groben Geröllen entsprochen zu haben, die offenbar von einem größeren Fluß herbeigetragen wurden.

Die Basaltdecke des Hochstradens liegt mit einer Mächtigkeit bis zu 150 *m* ihrer sarmatisch-pontischen Unterlage auf. Wie kommt es, daß hier überhaupt ein Fluß Gerölle bis auf die Höhe der Basaltplatte hinauf verfrachten konnte? Dies war offenbar nur dadurch möglich, daß die ausgeflossene Lavatafel, gleichzeitig mit ihrem Ergusse, aber wohl etwas nachhinkend, wieder eingesunken ist, so daß an dieser Stelle auch die sedimentäre Unterlage tiefer hinabgedrückt wurde. Unter dieser Voraussetzung erscheint eine Überschüttung der Basaltmasse durch darüber vordringende, fluviatile Quarzschuttkegel verständlich. Das Ausmaß der Nachsenkung der Basaltplatte muß an die 150 *m* betragen haben. Infolge dieser vulkanischen Einbiegung blieb hier — und in analoger Weise im Klöcher Massiv, also in den beiden Zentren der vulkanischen Tätigkeit — die vor basaltische Landoberfläche, stark abgebogen, unter der Lava erhalten.

Unter dieser Voraussetzung hat es dann keine Schwierigkeiten, in der nachbasaltischen Schotterbedeckung den Schlußakt in der Schotterförderung der jungpontischen Silberbergphase zu erblicken, dies um so mehr, als gerade der Hochstraden, auch nach anderen Anzeichen, den Beginn der basaltischen Ausbrüche Oststeiermarks markiert, deren längere Andauer sich in den mehrphasigen Tuffausbrüchen mit zwischen-geschalteten Kraterseebildungen ausdrückt. Jedenfalls ist diese den Gipfel des Hochstradens einst verhüllende Aufschüttung schon in der Zeit vor Beginn der Tiefenerschneidung der Landschaft abgelagert worden. Wir hätten also hier vermutlich noch ein jüngstpontisches Schichtglied vor uns.

III. Zusammenfassung und allgemeine Ergebnisse.

In meinen Arbeiten im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1913 („Untersuchungen usw., Das Miozän von Mittelsteiermark“) und im Jahrbuche der Geologischen Staatsanstalt 1921 („Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns“) habe ich die Grundzüge des stratigraphischen Aufbaues und der Gliederung der miozänen, bzw. pliozänen Ablagerungen

der Südoststeiermark entworfen. In vorliegender Studie wurde der Versuch unternommen, nicht nur die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte in manchen Details weiter auszuführen, sondern auch einige allgemeine Gesichtspunkte, die sich im Verlaufe der letztjährigen Untersuchungen ergeben haben, besonders hervorzuheben.

Die Oststeiermark ist ein jungtertiäres Senkungsfeld, welches aus dem allmählig gegen NO fortschreitenden Niederbruch eines zentralalpinen, alttertiären Gebirgstells hervorgegangen ist. Das schrittweise Abbröckeln neuer Randteile des Alpenkörpers, deren Einbeziehung in die große steirisch-pannonische Senkung und das sukzessive Übergreifen der Meere und Süßwasserseen bringt diese Erscheinung deutlich, auch in dem hier speziell behandelten Südostteil des steirischen Beckens, zum Ausdruck. Die gleichsinnige tektonische Senkung herrscht bis an das Ende des Unterpliozäns (Ende der pontischen Stufe), wonach dann die entgegengesetzt gerichtete Aufwölbungstendenz in den Vordergrund tritt und die steirische Scholle als eine Hügellandvorstufe wieder den östlichen Zentralalpen angliedert. Der Senkungsbereich erscheint nunmehr ganz in das Gebiet der Kleinen ungarischen Tiefebene hinaus verschoben.

In der vorliegenden Studie wurde nur der erste Teil dieser Vorgänge, die Versenkung und Verschüttung der südoststeirischen Landschaft behandelt.¹⁾

Die sarmatische Entwicklung. Die schon 1913 versuchte Gliederung des Sarmatikum in drei Unterabschnitte wurde im Vorangehenden weiter begründet und speziell im „Grabenland“ (Gebiet zwischen dem Gleichenberger Eruptivgebiet und dem Murlauf bei Wildon) auf Grund neuer Begehungen klargelegt. Die Grenze zwischen Unter- und Mittelsarmat wurde gegenüber der älteren Auffassung teilweise verschoben. Als ein Unter- und Mittelsarmat trennender Leithorizont wurde der im Südteil des Gleichenberger Eruptivgebiets und im „Grabenlande“ in weiter, flächenhafter Ausdehnung vorhandene Schotter angenommen,²⁾ der als das Delta einer alten Drau (Sarmato-karinhisches Delta) angesehen wird. Seine auf Fig. 14 ersichtliche Abgrenzung zeigt deutlich, daß es von SSW her in breiter Front in das oststeirische Becken hineingebaut wurde. Diese Schotter sind teils als Landschuttkegel, teils als ein unter stehender Wasserbedeckung gebildetes Delta anzusehen.

Die mittelsarmatische Transgression greift über die Delta- und Schuttkegellandschaft über und breitet ihre feinen Sedimente aus.

Das Obersarmat entspricht, wie nunmehr regional festgestellt werden konnte, im großen und ganzen einem Seichterwerden des Meeres

1) Über die unter Hebungseinfluß stehende mittelplozäne-recente Entwicklung, die zur Entstehung der gegenwärtigen Hügellandschaft geführt hat, geben die „Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Gleichenberg“ (1927), ferner meine Arbeit „Die morphologische Entwicklung des steirischen Beckens in der jüngeren Tertiärzeit“ (Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, 1927) und meine Studie „Das Abbild der jungen Krustenbewegungen im Talnetz des steirischen Beckens“ (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Abhandlungen, Nr. 4, 1926) Aufschluß.

2) Für die Gleichenberger Gegend von mir schon 1914 erwiesen. („Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Alpen“, Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien 1914.)

(Vorherrschen des Sandfazies!), welches zeitweise wieder unter dem Einfluß der sich nunmehr aus den Zentralalpen vorschiebenden, fluviatilen Schuttkegel gerät. An den Profilen konnte das in mehreren Rhythmen sich wiederholende Vorschieben der Sandwälle, die Aussandung des Meeresbodens, die örtliche Trockenlegung desselben, die Bildung durch Sandbarren teilweise abgeschnürter Becken, in denen sich reiches, organisches Leben angesiedelt hat und deren örtliche Versumpfung (obersarmatische Lignite) festgestellt werden. Durch ein jeweiliges schwaches Ansteigen des Meeres, welches seine Fluten über die Sandwälle wieder vordringen ließ, wurden diese von oolithischen und organismenreichen Kalkabsätzen eingenommenen Meeresgründe wieder mit schlammig-tonigen Sedimenten überbaut.

So findet meiner Meinung nach der mehrfach übereinander zu beobachtende Schichtwechsel von Sand über Kalk zu Ton (Mergel) in dem Vordringen der Flußmündungen mit ihren sandigen Sedimenten, in der teilweisen Abschnürung einzelner Becken und deren reicher, organischer Besiedelung (Kalkbildung bei mangelnder Sedimentzufuhr) und in deren Wiederüberflutung durch den ansteigenden Meeresspiegel (Tonsedimente) eine einfache Erklärung.

Die obersarmatischen Ablagerungen konnten nunmehr auch im Nordteil des Grabenlandes (westlich von Gnas) festgestellt werden, wo sie allerdings eine kalk-(oolith)freie Schichtenausbildung aufweisen.

Das ältermiozäne Gleichenberger Trachyt-Andesitmassiv und die Schieferinsel des Roten-Stadelberges ragten als Inseln (bzw. als Halbinseln) aus dem ältersarmatischen, aber auch noch aus dem obersarmatischen Meer hervor. An später mit Sedimenten wieder verschütteten Brandungsterrassen greifen die brackischen Schichten über die vorerwähnten Massive über.

Die pontische Entwicklung. Das Unterpontikum dringt, offenbar durch eine regionale, wenn auch nur schwache (höchstens einige Zehner von Metern betragende) Hebung des Wasserspiegels vor und bedingt ziemlich gleichartige Absatzverhältnisse im nunmehr ganz ausgesüßten, oststeirischen Becken, worin im älteren Abschnitt des Unterpontikums eine einheitliche Congerientegelfazies erwiesen werden konnte. Freilich wird sie durch das Vordringen sandiger Sedimente bald wieder verdrängt.

Eine im südoststeirischen Becken hierauf eintretende Verlandung, die sich in der Ausbildung eines Flußbettes und dessen Überschotterung ausprägt, wird als Grenze zwischen Unter- und Mittelpontikum vorausgesetzt. Nunmehr konnte dieses Flußbett, das ich schon 1921 beschrieben hatte, sowohl nach W als auch nach O hin weiter verfolgt werden. Es handelt sich hierbei um die Füllung einer flachen Talrinne, die in einer Breite bis 3 km auf über 20 km Länge verfolgt wurde. Ihr Verlauf markiert offenbar die Tiefendepression im südoststeirischen Becken zur damaligen Zeit. Das Geröllmaterial weist auf eine Herkunft aus den westlichen Randgebirgen hin. Ich bezeichne diese Epoche als „Kapfensteiner Phase“ (Kapfensteiner Schotter). Kleinere Schotterlager, die anscheinend im gleichen Niveau da und dort der Schichtfolge eingeschaltet sind, betrachte ich als Aufschüttungen zugehöriger

Seitenflüsse. Östwärts wurde der Übergang des Kapfensteiner Schotter in ein Kiesdelta, das im südlichsten Burgenlande und anschließendem jugoslawischen Gebiete festgestellt wurde, beobachtet.

Das neuerliche Übergreifen des mittelpontischen Sees macht dieser Landphase ein Ende. Die Ablagerungen des letzteren Sees weisen auf eine dauernd geringe Wassertiefe hin, und die Einschaltungen von groben Kiesen und Sanden deuten vielfach auf die Einwirkung naher fluviatiler Strömungen, die freilich gegen O hin mehr zurücktreten. Neu war die Feststellung eines in diese Serie (höher oben) eingeschalteten Flußbettes, das speziell in der Gegend von Edelsbach-Riegersburg (nördlich der Raab bei Feldbach) ermittelt wurde und wohl den Verlauf der Hauptentwässerungsader dieser Phase markiert. Ich bezeichne es als „Kärnerbergniveau“. Die oststeirischen Lignite des Fehringer-Jennersdorfer-Gillersdorfer Reviers (vermutlich auch jene des Ilzer Reviers) wurden mit dieser Verlandungsphase in zeitlichen Zusammenhang gebracht.

Ein neuerliches Vordringen der zentralalpinen Flüsse — nach Abschluß der mittelpontischen Seephase —, das sich bis in das südliche Burgenland hinein geltend macht, habe ich bereits 1921 als Scheide zwischen mittel- und oberpontischer Epoche¹⁾ beschrieben. Nunmehr wurde dieses Kleinschotterniveau auch im Raume zwischen Raab, Lafnitz und weiter nördlich, ferner im jugoslawischen Gebiete, südöstlich der Schieferinsel, festgestellt. Ich bezeichne diese Phase, in welcher die Oststeiermark ganz trockengelegt war, als „Taborer Phase“. Diese ausgedehnten Kleinschotterlagen betrachte ich als ein zeitweise trockenliegendes Delta, dessen Spitze am unmittelbaren Südsaum des Gleichenberger Kogels zu suchen ist, woselbst die zum Teil recht groben Schotter des „Mühlsteinbruchs“ hierhergehörige Ablagerungen bilden. Sie können mit Sicherheit einem großen, hinreichend transportkräftigen Flusse zugeschrieben werden, jedenfalls der Hauptentwässerungsader des damaligen steirischen Beckens, deren Treibholzreste in der bekannten „fossilen Flora von Gleichenberg“ vorliegen. Gegenüber den vorangehenden Kapfensteiner und Kärnerberger Phasen hatte sich nunmehr die Flußachse weiter nach Süden zu verschoben und das Gleichenberger Massiv im Süden umgangen.

Nochmals dringt, im weiteren Verlaufe des Oberpontikums, der See über die Schotterflächen hinweg, seine Sande und sandigen Tone darüber ausbreitend.

Die Seen des unteren, mittleren und oberen Pontikums haben an den Gleichenberger Kogeln, die beiden erstgenannten auch am paläozoischen Massiv (Roter-Stadelberg), gebrandet und prächtige, durch Brandungsgeröll markierte Terrassen geschaffen. Der dauernden Niederbiegungstendenz entsprechend sank aber die oststeirische Scholle immer mehr unter die Schwemmbedeckung ab, so daß schließlich, im Oberpontikum, zuerst die Schieferinseln und dann auch das Gleichenberger Massiv vollständig unter einem Sedimentmantel eingehüllt waren.

Neu sind die Ergebnisse, die in dieser Studie bezüglich der jüngsten pontischen Phase, dem Jungpontikum, mitgeteilt werden konnten. Diese letztere Zeit bedeutet nicht nur eine vollkommene,

1) Der letzteren zugehörig.

sondern auch eine dauernde Verlandung des steirischen Beckens, die jedenfalls auch noch weit in die Kleine ungarische Tiefebene eingegriffen hat.¹⁾ Der Bereich grober und mächtiger Aufschüttung erscheint nunmehr nach O hinaus vorgerückt. Eingehender wurden die Beweisgründe auseinandergesetzt, die für das noch pontische Alter dieser am Silberberge (ungarisch-juglawischer Grensrücken) in größerer Mächtigkeit erschlossenen Schottermassen sprechen. Die einstige weite Ausbreitung dieser „Silberbergschotter“ im Raabgau ist durch die massenhaften Einschlüsse in den jüngeren Basalttuffen erwiesen. Aus der groben Beschaffenheit des Schottermaterials — vergleichbar jener der gegenwärtigen Flüsse — kann geschlossen werden, daß es nunmehr schon sehr transportkräftige Gewässer gewesen sind, welche von den kristallinen Randbergen herab das Becken durchmessen haben. Auch die Silberbergschotter sind nur eine allerdings hier im O (im Gleichenberger Eruptivgebiete) sehr breite, flache Talausfüllung, deren Auskeilen und Aussetzen im S unter der jüngeren Basaltdecke des Hochstradens beobachtet werden kann und welcher anscheinend auch im NO, im Güssinger Gebiete²⁾ (südliches Burgenland), eine nordöstliche Talwand gegenüberstand. Wie die Mächtigkeit der Schotter in ihrem Hauptverbreitungsgebiete, im breiten Saum beiderseits der Raab und südöstlich davon zeigt, sind auch noch die Silberbergschotter auf dauernd sinkendem Boden entstanden.

Gegen Ende der Silberbergverschotterung setzt der basaltische Vulkanismus in Oststeiermark ein, dessen zeitliche Einordnung hier Gegenstand eingehender Darlegung gewesen ist. Seine Bauten werden, wie dies am Stradner Kogel und im Klöcher Massiv mit Sicherheit festgestellt werden konnte, unter dem Einfluß fortdauernder Senkung noch von weitgehender Überschotterung betroffen, die ich mit dem Schluß der jungpontischen Silberbergphase in Verbindung bringe (Quarzgeröllüberstreuung noch am Gipfel des 609 m hohen, basaltischen Stradner Kogels). Die vielgestaltigen Erscheinungen des Vulkanismus in Oststeiermark bilden den Gegenstand einer speziellen Abhandlung, die in der Zeitschrift für Vulkanologie 1927 erschienen ist.³⁾

Der Abschluß des Jungpontikums bedeutet das Ende der vorherrschenden Senkungs- und Aufschüttungstendenz in Oststeiermark. Die Schilderung nachfolgender Zeiten der Aufwölbung der Scholle und ihrer Modellierung, von deren ersten Stadien uns die zum Teil noch recht hoch gelegenen (bis über 550 m!) mittelplozänen Terrassen Zeugnis ablegen, geht schon über den Rahmen vorliegender Darstellung hinaus.

1) Bei einem Besuche des Somlyohegy (Schomlauerberg) inmitten der kleinen, ungarischen Ebene, den ich unter Führung von Professor Dr. L. v. Jugovics unternahm, fand ich eine hoch hinaufreichende Überstreuung mit Quarzgeröllen, die ich als Reste im übrigen abgetragener Schotterbedeckung auffassen möchte.

2) Die Basalttuffe von Güssing und Tobaj enthalten keine Schottereinschlüsse jungpontischen Alters. Hier befindet man sich offenbar schon nördlich der jungpontischen Flußschotterebene.

3) Vergl. hierzu auch meine älteren Arbeiten: „Das Eruptivgebiet von Gleichenberg“ (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1913), „Die Eruptiva am Ostrande der Alpen“, Zeitschrift für Vulkanologie, 1914) und die vulkanologischen und vulkanotektonische Abschnitte in den „Erläuterungen Blatt Gleichenberg“.

Zusammenfassend kann hervorgehoben werden, daß der Abbröcklungs- und Niederbiegungsprozeß des südoststeirischen Beckens im Obermiozän und Altpliozän ein Vorgang gewesen ist, welcher gegen O und NO ausgreifend, die das steirische Becken im Alt- und Mittelmiozän gegen O hin noch abschließende, paläozoische, „Südburgenländische Schwelle“ zum völligen Versinken unter dem Schwemmantel gebracht hat. Aber schon im höheren Pontikum deutet sich das Vorrücken der aus dem SW wieder vordringenden Hebungswellen an, welche als Vorläufer der noch späteren, jungpontisch und nachpontisch sich stärker akzentuierenden Aufwölbung des Grabenlandes anzusehen sind.

Auf dem niedersinkenden Felde vollziehen sich die mannigfaltigen Trans- und Regressionen der Meere und Seen, die zum Teil wenigstens wohl nicht nur durch örtliche Intensivitätsschwankungen der tektonischen Senkung, sondern — angesichts ihrer weiten Verbreitung — durch regionale Ursachen (eustatische Schwankungen des Wasserspiegels oder weiträumige, epirogenetische Schwellungen des Bodens) bedingt sein dürften. So läßt sich das Übergreifen des jungmediterranen Meeres, jenes des älteren Sarmats und schließlich des mittelsarmatischen Meeres feststellen. Der pontische See dringt in Unterpontikum, in Mittelpontikum und in Oberpontikum vor. Zwischen den genannten Meeres- und Seeüberflutungen aber konnten mehr oder minder ausgeprägte Zeiten völliger Trockenlegung des oststeirischen Beckens und die Verschüttung fluviatiler Kegel festgestellt werden. Dieses vielgestaltige Vor- und Rückfluten des Meeres hat im Verein mit den tektonischen Bewegungen ein mannigfaltiges und kompliziertes Bild im Schichtbau und Sedimentfazies geschaffen, dessen Auflösung im einzelnen die voranstehenden Darlegungen gewidmet waren.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorbemerkung	393—394
I. Die sarmatischen Schichten der Südoststeiermark	394—421
A. Allgemeines	394—397
B. Das ältere Sarmat	397—407
1. Das sarmato-carinthische Delta	397—402
2. Die untersarmatischen Schichten	402
3. Die mittelsarmatischen Schichten	403—407
C. Das Obersarmat	408—421
1. Allgemeines	408—410
2. Der Aufbau des Obersarmats im Gebiete östlich des Gnaser Tales	416—418
3. Obersarmat im Untergrunde des pontischen Bereiches	418—419
4. Die obersarmatischen Schichten im Gebiete westlich des Gnas- bachtals	419—421
II. Die pontischen Schichten der Südoststeiermark	421—450
A. Allgemeines	421—422
B. Unterpontikum	422—426
C. Die Trockenlegungs- und Erosionsphase an der Basis des Mittel- pontikums	426—432
D. Das Mittelpontikum	432—435
E. Ältere pontische Brandungsterrassen am Gleichenberger Massiv und an den paläozoischen Höhen	435—537
F. Das Oberpontikum (Höheres Pontikum)	437—442
G. Jungpontische Ablagerungen	442—446
H. Der basaltische Vulkanismus in der Oststeiermark und seine Ein- reihung in das geologische Zeitschema	446—449
I. Zusammenfassung über die pontische Zeit	449—450
K. Ein Rest einer jüngstpontischen oder altlevantinen Ablagerung	450
III. Zusammenfassung und allgemeine Ergebnisse	450—455
Inhaltsverzeichnis	456