

GEOMORPHOLOGISCHE STUDIEN IN DER SÜDLICHEN BUCHT DES KLEINEN UNGARISCHEN ALFÖLD

(MIT DEN FIGUREN 1—5.)

VON ST. FERENCZI



BUDAPEST, 1925
KÖNIGLICHE UNGARISCHE UNIVERSITÄTS-DRUCKEREI

ABHANDLUNGEN.

GEOMORPHOLOGISCHE STUDIEN IN DER SÜDLICHEN BUCHT DES KLEINEN UNGARISCHEN ALFÖLD.

— Mit den Figuren 1—5. —

Von ST. FERENCZI.

I. Die Sedimentenreihe des jüngeren Neogens und des Quartärs.*

Die grosszügige geologische Tätigkeit, deren Resultate die Öl- und Gasschätze von Siebenbürgen, Egbell und Slavonien, sowie auch die Erkenntnis des geologischen Aufbaues jener Gegenden waren, lebte 1920—21 in den transdanubialen Teilen Rumpfungarns zu neuem Leben auf. An diesen Arbeiten konnte ich im Auftrage des kgl. ung. Finanzministeriums ebenfalls teilnehmen. Vorher hatte ich Gelegenheit an der Seite des Herrn Chefgeologen DR. PÁVAI VAJNA das Somogy-Zalaer Hügelland vom gleichen Gesichtspunkt kennen zu lernen. Hier bespreche ich das Gebiet, das von der Linie Kőszeg—Rohonc—Német-újvár—Szentgotthárd—Kőrmend—Vasvár—Celldömök—Marcaltő—Soproni vár—Kőszeg umgrenzt wird.

Seit der ziemlich detaillierten Übersichtsaufnahme KARL HOFMANN'S wurden bloss einzelne kleinere Abschnitte dieses Gebietes geologisch aufgenommen. Die wichtigeren diesbezüglichen Werke folgen in einem Literaturnachweis (beim ung. Text).

Bezüglich der Tektonik will ich bloss erwähnen, dass dieselbe nach LÓCZY sen. (21) und CHOLNOKY (26) durch ein System von latitudinalen Verwerfungen und abgesunkenen Gräben gekennzeichnet ist. Durch die Studien von H. v. BÖCKH, PÁVAI VAJNA, PANTÓ, A. VENDL und meine eigenen Untersuchungen wurde auch in diesem jungen Beckenteil der brachyantiklinale Aufbau nachgewiesen und sogar der Zusammenhang des Faltungssystems mit dem jüngeren Bazaltvulkanismus, sowie mit der Faltung der Alpen erkannt.

* * *

Der Ostrand der Alpen tritt im Kőszeger Gebirge, sowie in einigen südlicher gelegenen palaeozoischen Schollen zutage. Das Mesosoi-

* Auszug aus dem Vortrage in der Fachsitzung der Ung. Geol. Gesellsch. am 1. März 1922.

kum fehlt hier vollständig. Auch die älteren Glieder des Neogens treten nur an einzelnen Stellen als litorale Konglomerate und Kalksteine am Rande des Grundgebirges auf. Das untere Mediterran wird durch das „sannersdorfer Konglomerat“ HOFMANN's, das obere durch Leithakalk, das Sarmatikum abermals durch Abrasionsbreccien repräsentiert. Ob die mit diesen litoralen Ablagerungen korrespondierenden Ablagerungen der offenen See gegen das Innere des Beckens zu vorhanden sind oder nicht, kann in Ermangelung von Tiefbohrungen nicht entschieden werden. Das Meer des sog. mediterranen „Schlier“-s war in den tieferen Teilen des Beckens vorhanden, wofür die Zusammensetzung der salzigen Säuerlinge von Sósútfaľu und Tarcsafüďd (21 äquiv.-% Cl Ionen, 61 äquiv.-% Na Ionen) den Beweis liefert.

Die grösste Rolle spielen hier die Ablagerungen der jüngeren neogenen Reihe, u. zw. 1. die pontisch-unterlevantinische Ton-, Schotter- und Sandgruppe, 2. der mittellevantinische Basaltuff, 3. die oberlevantinische fluviatile Schotterdeckengruppe.

a) Die **pontisch-unterlevantinischen Ablagerungen** treten mit ihren tieferen, vorwiegend aus Tonen, mit stellenweise eingelagerten Ligniten bestehenden Gliedern in der Nähe der Grundgebirgsschollen auf, während der höhere, mehr Sand und schliesslich vorwiegend Sand enthaltende Schichtenkomplex in den hohen Ufern der Rába—Répcé anzutreffen ist. HOFMANN sammelte an mehreren Stellen in der Nachbarschaft meines Gebietes organische Reste aus den tieferen Tonen, während aus den stets diskordant parallel geschichteten Sanden und den stellenweise eingelagerten Schottern kaum von einigen Stellen kleinere Faunen bekannt wurden. Von letzteren ist jene die bekannteste, die von HOFMANN bei Doroszló gesammelt wurde und auch von HALAVÁTS (1171) und H. BÜCKH (18742) erwähnt wird, und die neben den Mollusken: *Unio Halavátsi*, *U. baltavárensĳis* = *Neumayri*, *Vivipara Semsey* = *Suessi* (3431) von einem etwas höheren, aber noch zu diesem Horizont gehörigen Fundort einen Zahn des *Mastodon arvernensis* enthält.

In einer Sandgrube an der Landstrasse Vasvár—Zalaegerszeg fanden wir mit Herrn Chefgeologen PÁVAI VAJNA eine Bank aus *Unio*-schalen. DR. SÜMEGHY, den ich darauf aufmerksam machte, sammelte dann nicht nur hier, sondern auch an mehreren Stellen des Hügellandes zwischen der Zala und Rába reiche Faunen (33 und 34).

Unsere Schichtengruppe wurde bis jetzt hier, sowie auch im benachbarten oststeirischen Becken von sämtlichen Autoren in die pontische Stufe verlegt. Die ältere Literatur erwähnt levantinische Ablagerungen von Transdanubien nur aus der Tiefbohrung von Nagyatád. Bezüglich der Oberfläche weisen LÖRENTHEY und LÓCZY sen. einigemal darauf

hin, dass die Ausfüllungen gewisser Flussläufe eventuell bereits levantinisch sein dürften. Südlicher, in Slavonien zeigt das Levantikum eine Entwicklung, die ihre Horizontierung zulässt. Als wir in der Gegend von Nagykanizsa weilten, sprachen die Herren H. v. BÖCKH und PÁVAI VAJNA davon, dass der obere Teil der transdanubialen, in das Pontikum gestellten Schichtengruppe wahrscheinlich bereits levantinisch ist, und dass PÁVAI VAJNA gewisse von Eisen gefärbte höhere Sandhorizonte in seinen Karten auch tatsächlich dorthin gestellt hatte.

Diesen Gedanken suchte ich durch meine geomorphologischen Beobachtungen weiter zu entwickeln. Dass meine Schlüsse nicht unrichtig waren, das wurde durch die erwähnten Faunen SÜMEGHY's bewiesen (33), die er in der Zeit nach meinem Vortrage gesammelt hat.

Das transdanubiale Pontikum wurde von HALAVÁTS und LÖRENTHEY horizontiert. Im Wesentlichen gelangen sie zum gleichen Resultat: *Unio Wetzleri* bezeichnet den höchsten Horizont. In einem älteren Aufsätze LÖRENTHEY's (9208) gehört noch *Congeria rhomboidea* in den obersten Horizont, während *Unio Wetzleri* zum Levantikum gezählt wird. Vor LÖRENTHEY stellen noch NEUMAYR und PAUL (669) einzelne Faunen (sämtlich mit *Unio Wetzleri*) in den unteren Horizont der *Paludinen*-Stufe, d. h. in das untere Levantikum. Nach LÓCZY sen. (21390 und 414) ist diese Schichtengruppe zur Bezeichnung eines Horizontes nicht geeignet, weil die *Unio* führenden Sandlinsen sowohl ober- als auch unterhalb der Schichten mit *Congeria balatonica* anzutreffen sind. Aus den Profilen und Faunen von HALAVÁTS und LÖRENTHEY ist es jedoch ersichtlich, dass unterhalb dieser Schichten immer nur *Unio Halavátsi* vorkommt, während die bekannten Fundorte von *U. Wetzleri* sämtlich zum Horizont oberhalb *Congeria rhomboidea* gehören. Nur VITÁLIS (15668) erwähnt 2 Exemplare von *U. W.* aus den Schichten unterhalb *C. balatonica* von der Halbinsel Tihany, LÖRENTHEY bezweifelt jedoch, dass diese Art mit jener oberhalb *C. rhomboidea* identisch wäre (16684). Wenn auch folglich die *Unio*-Schichten im Allgemeinen nicht zur Bezeichnung eines Horizontes geeignet sind, die speziell durch massenhaftes Auftreten von *U. W.* gekennzeichneten Schichten sind es jedenfalls.

Der *U. W.*-Horizont sowohl, wie auch die tiefer gelegenen Sandlinsen mit *U. Halavátsi* sind nach dem einstimmigen Urteil sämtlicher Autoren fluviatiler Herkunft. Die Quellen stimmen auch darin überein, dass alle Horizonte unterhalb *U. W.* in stehendem Wasser abgelagert wurden, mit der Abweichung, dass einzelne Forscher von einem grossen See, andere von einer Reihe kleinerer Seen, einzelne von süßem, andere von Brackwasser sprechen. Diese Meinungen lassen sich auf die natür-

lichste Weise dahin vereinigen, dass der aus dem sarmatischen Meer entstandene grosse pontische See anfänglich Brackwasser enthielt, das sich allmählich versüsste, während der ursprünglich einheitliche See in kleinere Teile zerfiel. Die Zerteilung des Sees wurde durch den hineingeschwemmten fluviatilen Detritus verursacht, mit dem gleichzeitig durch *Helix* und *Unionen* gekennzeichnete Süsswasserfaunen in die Schichtenfolge unweit des Seeufers gelangten, wie es das Beispiel der Sandlinsen mit *U. Halavátsi* zeigt.

Im Gegensatze zu diesen fluviatilen Sandlinsen gelangten die ebenfalls fluviatilen Schichten mit *U. W.* unter bereits veränderten Verhältnissen zur Ablagerung, wie dies aus den Profilen von HALAVÁTS, LÖRENTHEY, VITÁLIS und LÓCZY sen. ersichtlich ist.

Oberhalb des *U. W.*-Horizontes sind nirgends mehr Seeablagerungen anzutreffen. Typische terrestrische Ablagerungen (Süswasserkalke, Löss) folgen darüber, die sich nur auf dem endgültig trockengelegten Boden des Sees ablagern konnten, da sie sonst abermals von Seeablagerungen überdeckt worden wären. Für die Richtigkeit meiner Auffassung spricht auch der Umstand, dass *U. Halavátsi* nur aus der Nähe des einstigen Ufers bekannt ist, während *U. Wetzleri* auch in grösserer Entfernung davon vorkommt. Dies führt zur Annahme eines Flusssystemes, das vom Grundgebirge weit in das Gebiet des ausgetrockneten Sees hineinreichte. In Slavonien konnten die Seen, Dank ihrer grösseren Tiefe, mit völlig süss gewordenem Wasser auch im Levantikum weiterbestehen, so dass in ihren Ablagerungen eine typische levantinische Fauna vorzufinden ist.

Im transdanubialen Becken des pontischen Sees waren also gegen Ende dieses Zeitalters keine bedeutenderen Wasserflächen mehr vorhanden und auf dem neu entstandenen Festlande setzte ein Denudations-Zyklus ein, dessen Beginn durch die Entwässerung des kleinen ungarischen Alföld und den Durchbruch der Donau bei Visegrád angedeutet ist. Im Zusammenhange hiemit entstand der grosse levantinische Schuttkegel ober Budapest. Nach SÓBÁNYI (14339) reicht zwar der Anfang dieses Vorganges bis in das Ende des Pontikums zurück, da jedoch die Entwässerung des pontischen Sees das Ende seines Lebens bedeutet und eine Festlandperiode einleitet, muss ich den *U. W.*-Horizont, der diesen Vorgang kennzeichnet, an den Anfang des Levantikums verlegen. Nach WINKLER (3016) erfolgte die Auffüllung des steirischen Beckens am Anfange des oberen Pontikums und griff am Ende desselben auch auf das kleine ungarische Alföld über. Auf die Verschüttung des letzteren führe ich den Umstand zurück, dass hier *Congeria ungula caprae* den höchsten Horizont des Pontikums bezeichnet, während südlich vom Bakonygebirge auch der höhere *C. rhom-*

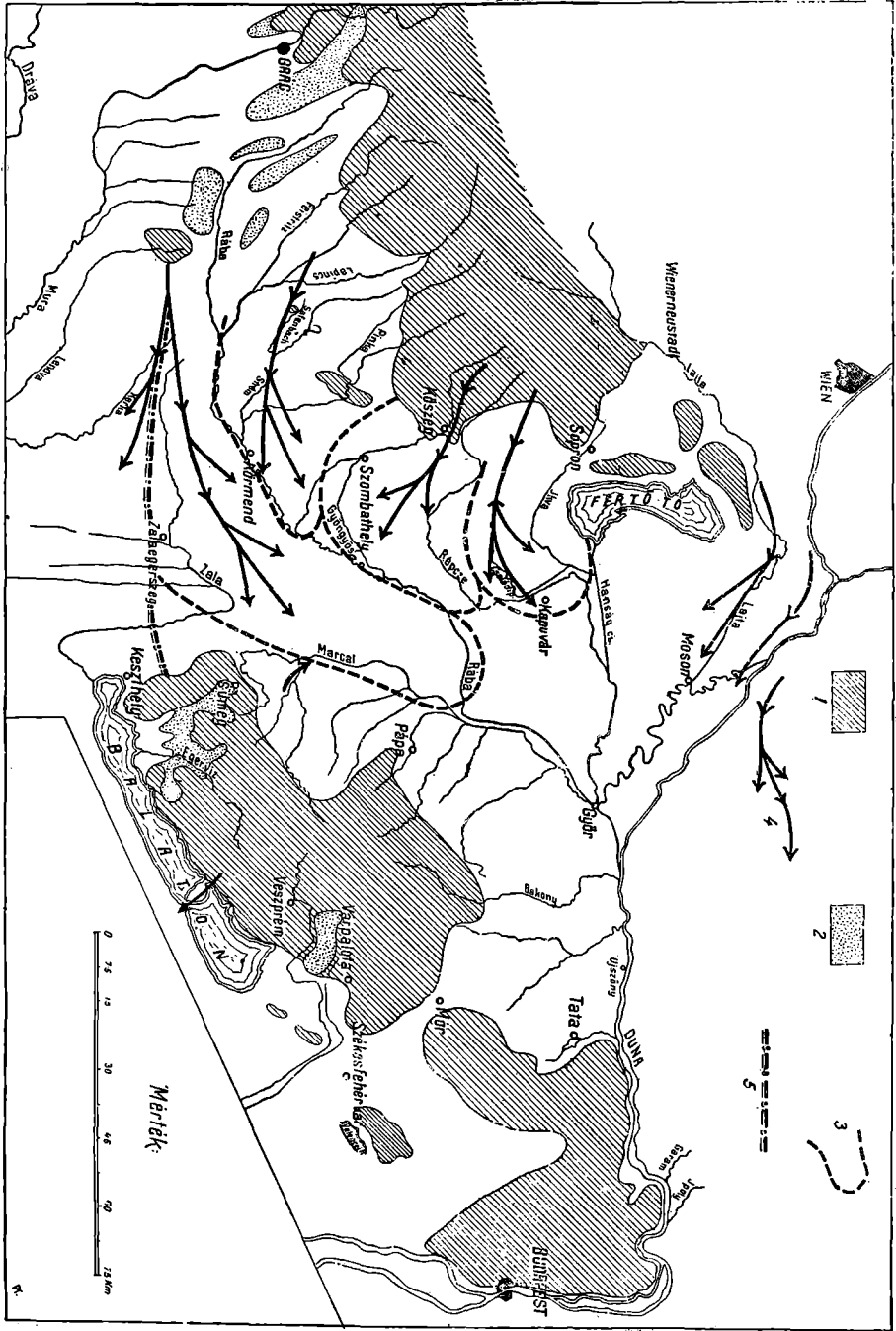
hoidea-Horizont vorhanden ist. Dies erweckt den Anschein, als hätte der über beiden folgende, durch *Unio Wetzleri* charakterisierte Denudations-Zyklus im grossen ungarischen Alföld später eingesetzt, als im kleinen. Diesen Gedanken fixiert auch H. БÖCKH in seiner Geologie (18742). Ich finde keine Ursache zur Annahme dieses Unterschiedes. Die Verhältnisse stimmten im kleinen und im grossen Alföld bis zum Anfang des oberen Pontikums (*C. ungula caprae*) überein. In letzterem bestand während des oberen Pontikums noch die Möglichkeit der Ablagerung ordentlicher Seesedimente, während im ersteren die nach Anschüttung des steirischen Beckens hereindringenden Sandmassen die Entstehung der über dem *C. ungula caprae*-Horizont folgenden Faunen verhinderte. Der durch *Unio Wetzleri* gekennzeichnete Denudations-Zyklus setzte im kleinen Alföld nach der vollständigen Entwässerung, im grossen Alföld gelegentlich des starken Rücktrittes der pontischen Uferlinie vom Fusse des Bakonygebirges, jedoch in beiden Gebieten gleichzeitig, am Anfange des Levantikums ein.

Obige Ausführungen zusammenfassend, glaube ich bewiesen zu haben, dass ein Teil der transdanubialen, in das Pontikum eingereichten Sedimente, namentlich der durch das massenhafte Auftreten von *Unio Wetzleri* gekennzeichnete Horizont samt dem darüber folgenden Schichtenkomplex bereits levantinisch ist. Für die Kartierung bietet dieses Resultat keine grosse Perspektive, denn die angeschütteten Flussläufe mit *Unio Wetzleri* besitzen nur eine lokale Bedeutung, und enthalten auch nicht überall die Fauna, so dass sich die vom Pontikum in das Levantikum hinübergeschwemmten Sande von den Anstehenden kaum überall unterscheiden lassen. Immerhin ist dadurch eine Lücke in der Schichtenfolge ausgefüllt.

b) Oberlevantinische, fluviatile Ton-, Schotterdecke.

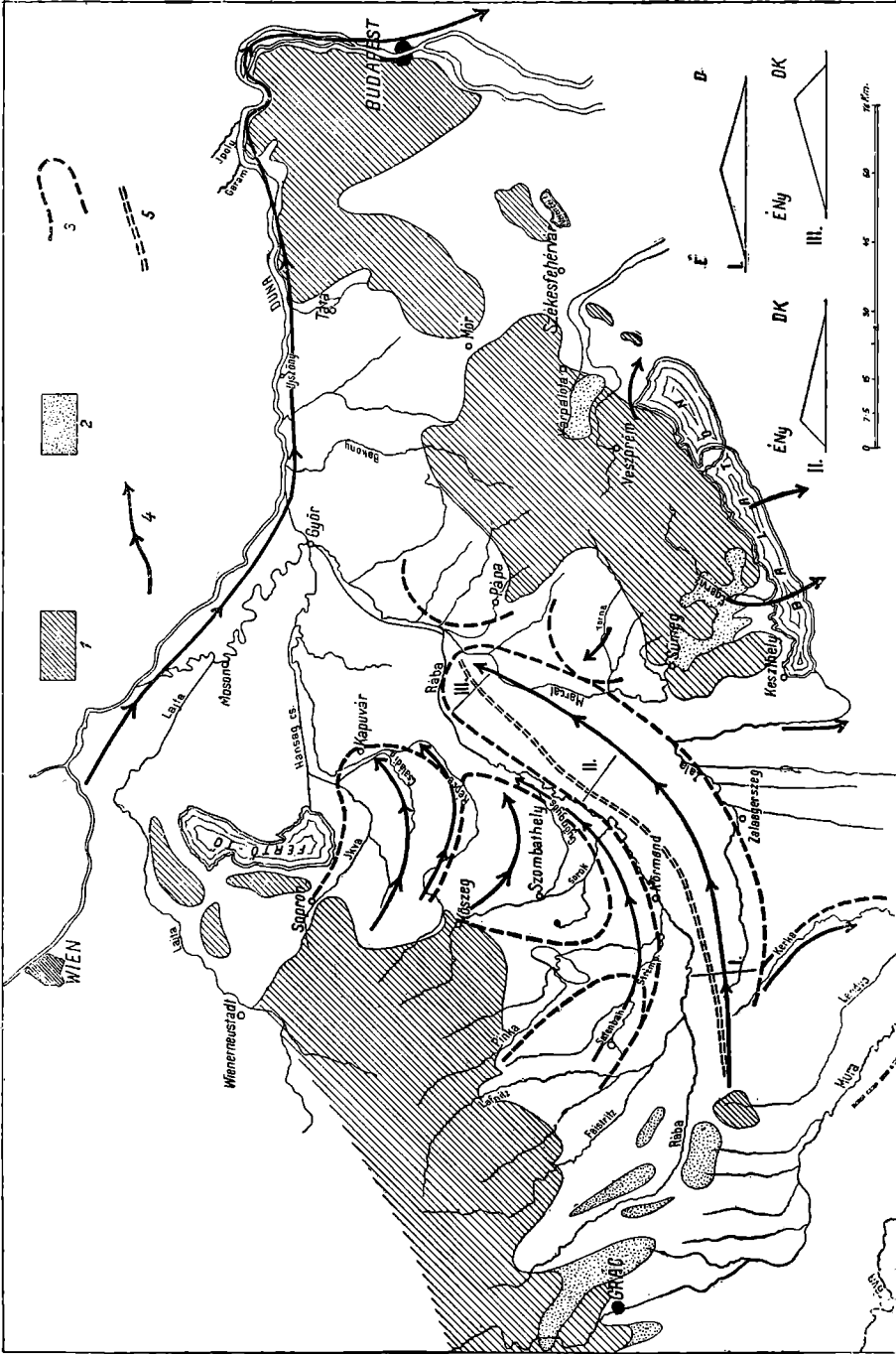
Auf der erodierten Oberfläche der pontisch-unterlevantinischen, tonig-sandigen Sedimentreihe erschien der Basaltvulkanismus, dessen Produkte im grössten Teil unseres Gebietes von einer mächtigen fluviatilen Schotterdecke überlagert sind. Diese besteht aus Haselnuss-Faust grossen, gut abgerundeten, durch Eisen stark gefärbten Geröllen, mit feinkörnigem Sand und schlammigem Ton als Bindesubstanz. Zwischen den rostbraunen Geröllen treten stellenweise 2—3 cm mächtige, bläulichgraue Tonschichten auf, die als vollständiger Wasserabschluss fungieren. Die stets gute Schichtung des Schotters wird von der fluviatilen, diskordant-parallelen Struktur niemals verdeckt. Die Gerölle bestehen aus Quarzit und anderen kristallinen Schiefnern, Karbonate fehlen gänzlich.

Die Schotterdecke fand ich auch an solchen Stellen vor, wo sie in



Figur 1.

Kartenskizze der geomorphologischen Verhältnisse am Ausgang des Pontikums in der südlichen Bucht des Kleinen Ungarischen Allföld. 1. Vorpontisches Grundgebirge; 2. bis zum jüngeren Abschnitt des oberen Pontikums ausgestaltete Schotterlager; 3. Sanddeltas im jüngeren Teil des oberen Pontikums; 4. die den pontischen See verschüttenden Flüsse; 5. die im oberen Pontikum entstandene S-Grenze des Kleinen Ungarischen Allföld.



Figur 2.

Kartenskizze über den Ausgang des Levantikums ebendort. 1. u. 2. wie in Fig 1.; 3. Oberlevantinische Schotterdecken; 4. Unter- und mittellevantinische Flußtäler; 5. Linie der heutigen höchsten Punkte der Schotterdecke längs der Rába; I—III. Profile durch diese Schotterdecke.

der alten Karte nicht verzeichnet ist, wie z. B. südlich von Németsújvár. Am schönsten ist sie auf der Anhöhe des rechten Rábaufers ausgebildet, wo sie in einer Mächtigkeit von 8—10 m scheinbar alles gleichmässig überdeckt, und von Szentgotthárd bis zur Mündung der Marcal verfolgt werden kann. Die Decke steigt bis zu einer Höhe von 320 m ü. d. M. auf das Grundgebirge hinauf.

Lóczy sen. (21447) weist darauf hin, dass die Schotterdecke des rechten Rábaufers keine gleichmässige Mächtigkeit besitzt, und zwischen Sittke und Sárvár in grosser Breite fehlt.

Dies konnte ich sowohl hier, als auch an anderen Stellen bestätigen. Meine Erklärung hiefür ist, dass die Schotterdecke überall, wo sie über einem antiklinalen Rücken liegt, dünner wird, am Scheitel der Gewölbe fehlt oder nur in Fetzen vorhanden ist, in den Mulden jedoch zunimmt, — ein Zeichen dafür, dass die Fältelung des Beckens im Zeitpunkt ihrer Ablagerung bereits vorgeschritten war, so dass sich der Schotter dementsprechend placierte.

Die Decke liegt bei Ivánc um 240 m, fällt gleichmässig bis ungefähr 200 m bei Sárvár und sinkt im Rába-Marcal-Winkel bis auf 140 m hinab. Die Linie ihrer Höhepunkte bezeichnet im Abschnitte Szentgotthárd-Vasvár die Wasserscheide und halbiert anfangs die Entfernung zwischen der Rába und der Zala. Diese Linie passiert südwestlich Vasvár eine Antiklinale und nähert sich allmählich der Rába, wodurch ein sanftes Gefälle in der Richtung auf die Marcal entsteht. Vom Schnittpunkt der Antiklinalen in der Gegend von Sárvár-Sittke wendet sich die Kulminationslinie der Marcal zu, wodurch sich das Gefälle gegen die Rába zu neigt, bis das ganze schliesslich bei einer Höhe von ca. 140 m in der Rába-Marcal-Ebene verschmilzt. (Siehe die Profile von Fig. 2.)

Die Schotterdecke des rechten Répceufers zeigt ein ebenfalls gleichmässiges, jedoch erheblich steileres Gefälle. Ihre Höhe beträgt bei Kőszeg ungefähr 300 m, in der Gegend von Acsád 210—220 m, und sinkt bei Répcelak und Csán auf 130—140 m herab. Am linken Répceufer erreicht sie ihren Höhepunkt auf meinem Gebiet bei Und und Völcséj, wo sie jedoch bereits bis auf 210 m gesunken ist; sie nimmt bis zur Linie Ujkér—Sajtoskál stark an Mächtigkeit ab; im Hangenden tritt Löss auf, im Liegenden kommen die älteren Sande zum Vorschein. Östlich Sajtoskál steigt die Decke abermals empor und fällt von hier an gleichmässig gegen den Rába-Marcal-Winkel ab.

Meines Wissens ist der Mastodon-Fund HOFMANN's von Doroszló der einzige organische Rest, der irrtümlich einmal in diese Sedimentengruppe gereiht wurde, obzwar derselbe aus einer Schotterlinse des pontisch-unterlevantinischen Horizontes her stammt. Nach HOFMANN ist

diese Sedimentengruppe „diluvial und jüngstes Neogen“, Lóczy sen. nennt sie im Allgemeinen postpontisch, levantinisch und unterpleistocän. In seiner Tabelle (21591) ist die Partie vom rechten Rábaufer älter, mit den levantinischen Schottern von Budapest—Rákos gleichalterig, die Schotter des linken Rábaufers hingegen wären jünger.

Zwischen Text und Tabelle zeigt sich ein kleiner Widerspruch. Im Text (21449) bezeichnet er die Decke an beiden Ufern der Rába als gleichalterig und jünger, als levantinisch, nämlich altpleistocän. WINKLER (3045) beschreibt eine ganze Reihe levantinisch-holocäner Terrassen aus der oststeirischen Bucht.

In dem von mir durchforschten Gebiet kommen keine Terrassen vor, die älter wären, als die jungpleistocänen Schotterterrassen. Die grosse Schotterdecke jedoch entstand in der Form von 3 Schuttkegeln gleichzeitig, im letzten Drittel des Levantikums, zur Zeit, als die Donau das levantinische Schotterdelta oberhalb Budapest durchschnitt.

Während der ersten Phase des nach dem Rückzug des pontischen Sees am Anfange des Levantikums einsetzenden Denudations-Zyklus verrichteten in diesem Gebiete 4 Flüsse die Arbeit der Erosion. Diese waren neben der Urform der Zala- und Gyöngyös-Flüsse der Sióbach zwischen Sopronlővő und Pusztacsalád und der Strémbach, respektive dessen Fortsetzung auf steirischem Boden, der Safenbach. Längs dieser Wasserläufe erfolgte auch die Anschüttung des Beckens. (Siehe Fig. 1.) Nach WINKLER (3017) besteht das jüngste Pontikum der oststeirischen Bucht aus typischen Flussablagerungen, an der Wasserscheide zwischen der Lendva und Rába entstand jedoch ein Sanddelta, das langsam vordringend am Ende des Pontikums an der durch die Grundgebirgsschollen von Gleichenberg und Keszthely vorgebildeten Linie die Becken des grossen und des kleinen Alföld auch tatsächlich von einander trennte. In ähnlicher Weise waren auch die übrigen 3 Urflüsse tätig, über deren flache Sanddeltas sich die von den Alpen ablaufenden Wassermengen in zahlreichen Ästen fortbewegten. Mit dem Durchbruch der Donau bei Visegrád setzte hier eine Erosionstätigkeit ein, und aus den vielen Ästen des Delta entwickelte sich ein bestimmtes Flusssystem, welches die tiefsten Stellen aufsuchend, sich den Berührungslinien der einzelnen Sanddeltas anschmiegen musste. (Siehe Fig. 2.) Die in den Figuren dargelegten Verhältnisse erkläre ich folgendermassen.

Unterhalb der Schotterdecken am rechten Ufer der Rába und Répce fällt das Gelände sanft in der Richtung gegen diese Flüsse ab. Die Decken sind auch an den höchsten Stellen der gegenwärtigen Rücken nicht mächtiger, als am hohen Ufer der Flüsse. Der Abhang reicht dem Anscheine nach nur bis zum hohen Ufer, setzt sich aber in Wirklichkeit weiter gegen Norden fort. Hieraus ist ersichtlich, dass sich das

Sanddelta des Ur-Zala, respektive Ur-Gyöngyös-Flusses in nördlicher Richtung über deren jetzige Täler hinaus erstreckte. Im Rábaabschnitt unterhalb Körmend ist das Bild des Deltas verwischt, das oberhalb Körmend, in der Gegend von Ivánc—Nagycsákány entworfene Profil (Siehe Fig. 3.) zeigt jedoch deutlich, dass es sich über das heutige Rábatal, ja sogar über den Strémbach hinaus erstreckt hatte. Auch die Grenzen des Abhanges und zugleich des Ur-Zala-Deltas sind in der Verlängerung des Strémabschnittes zwischen Németyjvár—Pinkaminszent, durch die Depression von Nagykölked—Egyházásrádóc klar bezeichnet. Viel schöner kommt dies bei der Répce, in der Fig. 232 Lóczy's zum Ausdruck; hier bezeichnet der Lauf des heutigen Pósbaches den Nordrand des Ur-Gyöngyös-Deltas in der Gegend von Lóc.

Das durch den Durchbruch bei Visegrád bedingte Absinken der Erosionsbasis modellierte aus dem am Ende des Pontikums trockengelegten Boden des Sees zu Beginn des Levantikums 3 grosse, flache Kegel heraus, während in dem durch das Grundgebirge abgetrennten

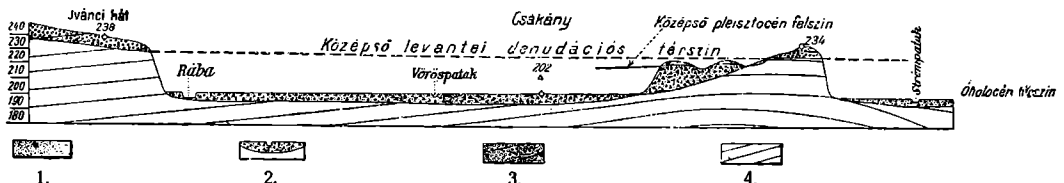


Fig. 3. Profil durch den Abschnitt der Rába in der Gegend Ivánc und Nagycsákány. 1. Lehm mit Bohnerz (Löss); 2. mittelpleistocäner Schotter (z. T. unter dem heutigen Inundationsgebiet); 3. oberlevantische Schotterdecke; 4. Pontikum. Középső pleisztocén felszín = Mittelpleistocäne Oberfläche; középső levantei denudációs térszín = Mittellevantinische Denudationsfläche.

Abschnitt bei Németyjvár ein konkaves Gelände entstand. Nach wiederholtem Sinken der Erosionsbasis übernimmt die Donau die Arbeit der Erosion und während sie im oberen Levantikum das Schotterdelta oberhalb Budapest durchschneidet, setzt in unserem Gebiet eine Akkumulationsperiode ein, und die zunehmenden Wassermassen lassen auf dem flachen Gelände den gröberen Teil des mitgeführten Materials fallen, wodurch die Schotterdecke zustande kam. Nur durch starke, beständige Wasserströme kann ich mir die Entstehung dieser mächtigen Schotterdecke erklären, deren gleichmässige Lagerung eigentlich nur durch die tektonische Vorbildung des Geländes und durch die neuere Tätigkeit der Erosion gestört wurde. Diese Lagerungsweise der gut bearbeiteten Gerölle und das gänzliche Fehlen der Karbonatgerölle veranlassen mich im Anschluss an SÖLCH und WINKLER (3041) die Ansicht LÓCZY'S und CHOLNOKY'S, wonach diese Schottermassen durch zeitweise tätige Torrenten zusammengetragen worden wären, zu bezweifeln.

Lóczy nimmt innerhalb unseres Gebietes 4 Schuttkegeln an. (21, Taf. xv.) Meine einigermaßen abweichende Auffassung ist aus der Fig. 2 ersichtlich.

Zu Füßen der Schuttkegel scheidet LÓCZY auf Grund eigener und von CHOLNOKY stammender Beobachtungen eine hohe Schotterterrasse aus, die vom oberen Abschnitt der heutigen Zala auf die Ostseite des Marcaltales hinüberreicht. Über die Schotterdecke des rechten Rábaufers finden wir schon bei LÓCZY die Angabe, dass sie am Kandikó-Berg fehlt, also nicht über den oberen Lauf der Zala hinausreicht. Nach meiner Ansicht stellt der antikinale Rücken zwischen den Grundgebirgesschollen von Gleichenberg und Keszthely jene tektonische Grenze dar, durch welche die beiden Teile des Beckens abgesperrt und die Schotterdecke eingedämmt wurde. In der hohen Terrasse LÓCZY's und CHOLNOKY's längs der Zala sehe ich den abgetrennten Saum der Schotterdecke vom rechten Rábaufer. Die Decke erstreckt sich von der Rába über die Gegend von Oszkó, Oloszka, Győrvár und Vasboldogasszonyfa und fällt gleichmässig bis zur Zala ab, obzwar sie hier auf den alten Karten nicht eingetragen ist. Auch oberhalb Baltavár ist die Schotterdecke in der direkten Fortsetzung derjenigen des Rábagebietes anzutreffen, so dass man es längs der Zala nicht mit einer Terrasse, sondern mit einer abgeschnittenen Stirnpartie zu tun hat. Eine offene, interessante Frage bleibt das Verhältnis der hier besprochenen Schotterdecken zu den Schuttkegeln des Bakonygebirges und den hohen Terrassen der Gegend von Ács.

c) Pleistocäne Schuttkegel, Löss, pleistocäne und holocäne Terrassen.

Die im oberen Levantikum entstandenen Schuttkegel konnten ihre ursprünglichen Formen ebenfalls nicht lange behaupten. Es meldete sich alsbald eine neue Phase des seit dem Ende des Pontikums anhaltenden Denudations-Zyklus: die Donau schneidet sich nicht weiter ein, sondern füllt ihr Bett auf, in unserem Gebiete zerstört die rückschreitende Erosion die Formen der Schuttkegel. Den Beweis dieser Phase liefert der Umstand, dass sich der Löss während jener trockenen Perioden, die gelegentlich des wiederholten Stillstandes der Erosion eingetreten sind, auf diesem neumodellierten Gelände ablagerte. Diese zweite Phase bedeutet eine ausgiebige Annäherung an die heutigen Zustände. Die Ur-Zala, die vom Rücken zwischen der heutigen Rába und Zala gegen die Marcal hin floss, wandert weiter nach Süden und als der von seinem heutigen, zwischen Türje und Zalavár gelegenen unteren Abschnitt ausgehend rückschreitende Fluss die Gegend von Türje erreichte, wurden seine Gewässer grösstenteils gegen Süden hin abgeleitet. Der übrige Teil des Wassers modellierte nun den oberhalb Körmend gelegenen Abschnitt der Rába; durch diese Wassermenge wurde auch die aus der Richtung Safenbach—Strémbach kommende Ur-Rába weiter gegen Süden gedrängt, und begann die südlich gerichtete

Unterwaschung der Schotterdecke am rechten Rábaufer. In den selben Zeitraum entfällt die Südwardwanderung der Gyöngyös und die

Ausgestaltung ihres Bogens, sowie auch die nach Süden, gegen den Schuttkegel der Gyöngyös zu gerichtete Bewegung der Ur-Répece. Solche Bewegungen erwähnt auch WINKLER (3037): im steirischen Gebiet verschiebt sich die Rába gegen Norden, die Mura strebt nach Süden. Diese Wanderung der Täler, aus welcher die mächtige, bogenförmige Bahn der Rába, Gyöngyös, Répce resultierte, steht in engem Zusammenhang mit der gefalteten Struktur des Beckenteiles. Dafür, dass die oberhalb und unterhalb Körmend gelegenen Abschnitte der Rába verschieden alt sind, liefert die dort symmetrische, hier asymmetrische Beschaffenheit des Tales einen Beweis; unterhalb Körmend hat der sich gegen Süden bewegende ältere Abschnitt des Flusses die Nordseite bereits vollständig abgehobelt. (Siehe Fig. 3. und 4.)

Die oben erwähnte zweite Erosionsphase begann zu Anfang des Pleistocäns, als die Tätigkeit der Donau eine anhäufende war und ihr Bett sich bis zum Niveau der Elephas Meridionalis-Terrasse auffüllte. Als nach dieser Phase mit der Einschneidung der Donau in das altpleistocäne Gelände auf unserem Gebiet eine neue Akkumulationsphase einsetzte, füllte sich das neu entstandene Zalatál bis zum Niveau seiner ersten Terrasse auf, desgleichen auch das neue Rábatal im Abschnitt oberhalb Körmend. Auch der sekundäre Schuttkegel des

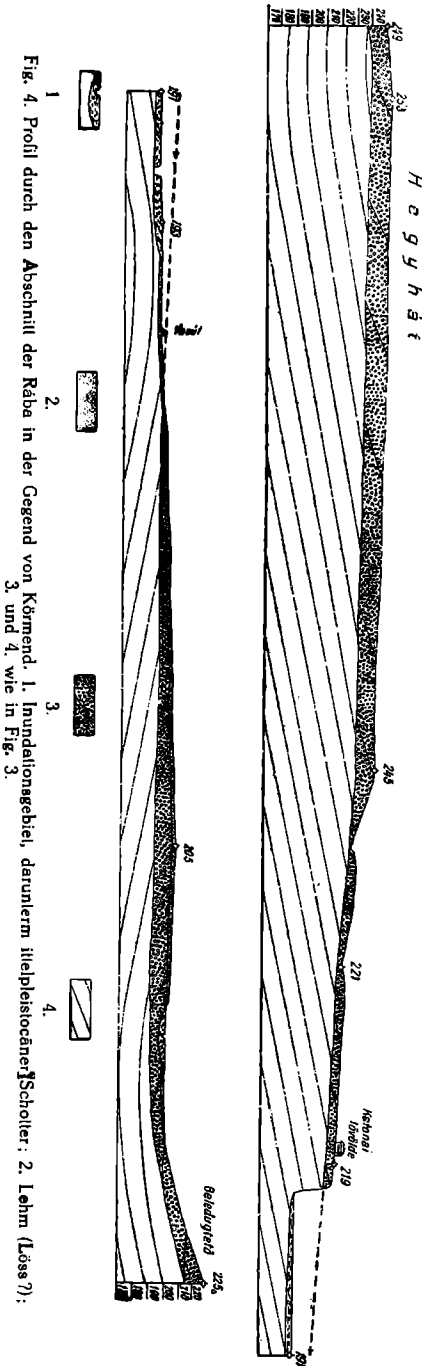


Fig. 4. Profil durch den Abschnitt der Rába in der Gegend von Körmend. 1. Inundationsgebiet, darunter (Mittelpleistocänen) Schotter; 2. Lehm (Löss ?); 3. und 4. wie in Fig. 3.

Gyöngyös-Flusses baute sich in diesem Zeitraume auf. Die erste Terrasse der Zala wurde von LÓCZY (21455) und CHOLNOKY (26118—147) nachgewiesen und verfolgt. Sie erwähnen daraus Reste des *Elephas primigenius* von Zalaszentgrót. Diese Terrasse ist jünger als jene der Donau mit *E. meridionalis*. Auch die Ablagerung der Lössdecke erfolgte innerhalb dieser Akkumulationsphase. Sie ist im Bereiche der Répce bedeutender, südlich davon schützte das Gebirge von Kőszeg die Schotterdecken gegen den Staubfall, und auch der kaum 60 cm—1 m mächtige Löss verwandelte sich in eine Art kalklosen Lehmes.

Auf die Lössablegerung folgte in unserem Gebiet abermals eine Erosionsphase, jedoch von erheblich geringerer Kraft. In dieser Zeit bildeten sich die Seitentäler aus, die Donau aber baute ihre an das Ende des Pleistocäns gehörige Terrasse auf. Hierauf folgte noch eine Akkumulationsphase am Anfange des Holocäns, die zur Entstehung des „Städte-Terrasse“ am Grunde des Rábatales führte. Die Tätigkeit der neuesten Zeiten offenbart sich abermals in einer geringfügigen Erosion innerhalb der Haupttäler, während sich am Grunde der Seitentäler gleichzeitig eine Anhäufung von Sedimenten in der Form kleiner Schuttkegel merklich macht, wie dies im Abschnitte der Rába zwischen Szentgotthard—Csákány sehr wohl sichtbar ist.

Die Resultate des I. Teiles sind in nachstehender Tabelle zusammengefasst. (S. Seite 150.)

Über die Geologie des Basaltvulkanismus.*

Dieses Problem besitzt eine umfangreiche Literatur, bezüglich der ich auf den Nachweis am Schlusse dieser Abhandlung verweise. Hier soll 1. die Lage, 2. die Form der Basaltvulkane und 3. das Alter des Basaltvulkanismus besprochen werden.

Die Lage der Basaltvulkane wurde zuerst von JOHANN BÖCKH behandelt. Nach seiner Auffassung traten die vulkanischen Erscheinungen längs solcher 4 Linien auf, die entweder parallel oder senkrecht zu den Bruchlinien des Balatonhochlandes verlaufen (495). Zwei davon berühren auch unser Gebiet. Die Linien HOFMANN's schmiegen sich nicht genau an die Tektonik, sondern gehen von den grösseren Massen des Systems aus. SIGMUND (12405) verteilt die steirischen und transdanubialen Basalteruptionen auf 10 Linien, die z. T. mit den transversalen Reihen BÖCKH's und HOFMANN's identisch sind. Nach VITÁLIS (1713) gelangte ein Teil der Basalte längs tektonischer Linien, der grösste Teil aber im Zusammenhang mit dem ruckweisen

* Auszug aus dem Vortrage in der Fachsitzung der Ung. Geol. Gesellsch am 5. Apr. 1922.

Horizontierungstabelle der aus der Südbucht des kleinen ung. Alföld bekannten jungneogenen und quartären Ablagerungen.

		Südbucht des kleinen ungarischen Alföld	Umgebung von Budapest, Bakony und SO Abhang desselben	
Holocän	neues	Einschneidung in den Haupt- und Nebentälern, Schnittkegel bei den Seitenästen der letzteren.	Im Haupttal Erosions-Periode	Die Donau schneidet die „Städte“-Terasse an.
	altes	Nivellierung des Rábatales bis zum heutigen Niveau, kleine Schuttkegel am Fusse der Seitentäler.	Akkumulations-Periode	
Pleistocän	oberes	Zerstörung der Lössdecke, Einschneidung in das Gelände der Rábaterasse, Ausgestaltung der Seitentäler.	Erosions-Periode	Die Donau nivelliert ihr Bett bis zur „Städte“ Terasse.
	mittleres	Sekundärer Schuttkegel der Gyöngyös, Anschüttung des Rábatales bis zur 15–20 m-Terasse oberhalb Körmend, die Terasse von Egerszeg—Zalavár im Zalatal.	Akkumulations-Periode	Die Donau schneidet die ältere pleistocäne Terasse an.
	unteres	Südwärtswanderung der Flüsse, Entwässerung der Zala, Ausgestaltung des Rábatales oberhalb Körmend, endgültige Zerstörung der Schotterdecke.	Erosions-Periode	Die Donau füllt ihr Bett bis zur „Burgen“-Terasse auf.
Levantikum	oberes	Schotterdecke der Urformen der Zala, des Safenbach—Strémbaches, der Gyöngyös und der Sió. Schuttkegel des Bakony?	Akkumulations-Periode	Die Donau schneidet ihr Bett in den Schotterkegel hinein.
	mittleres	Rückschreitende Erosionstätigkeit der Urformen der Zala, des Safenbach—Strémbaches, Flussbettausfüllungen mit <i>Unio Wetzleri</i> bei Rohonc, Doroszló, Baltavár, Vasboldogaszonyfa, Egervár, Gálos Neszmély etc.	Erosions-Periode	Schuttkegel der Donau mit <i>Mastodon arvernensis</i> . Einschneidung der Donau bei Visegrád, Flussbettausfüllungen mit <i>Unio Wetzleri</i> im trockengelegten Gelände: Pestszentlőrinc, Érd, Fonyód, Peremarton, Karád, etc.
unteres	Basaltvulkanismus	Erosions-Periode		
Pannikum—Pontikum	oberes	Gänzliche Zuschüttung des Sees durch die Serie der fluviatilen Sande. bisher ohne Fauna. Höhenschotter in der Gegend von Acs? C. ung. capr.-Horizont: Somlyóvásárhely.	See, Binnensee mit süßem, früher mit	Horizont der <i>Conger rhomboidea</i> . Horizont der <i>C. ba latonica</i> und <i>C. triangularis</i> .
	unteres	Durch Faunen mit <i>Melanopsis Martinianu</i> u. <i>M. vindobonensis</i> gekennzeichnete tonig-sandige Sedimentenreihe: Szentelek, Pinkafó, Kúp etc.	Brack-Wasser	Horizont der <i>C. ung. caprae</i> . Wie im kleinen ung. Alföld. Tinnye, Budapest (Kőbánya), Peremartoner Wald.

Festland, Denudations-Periode

Langames Sinken des Wasserspiegels; Rückzug des Sees

Flussbette mit *Unio Halavátsi*
Süßwasserkalke: Neszmély, Sütő, Ocs, Nagyvácszony etc.

Sinken der durch Brüche bestimmten Täler und Becken an die Oberfläche. Nach LÓCZY sind die Eruptionen zwischen dem Bakony und dem Gebirge von Keszthely an jene Depressionen gebunden, die hier durch oligocäne oder miocäne Grabenbrüche entstanden sind, der Somló, Sághegy etc. hingegen umgeben die Depression des Marcal—Cinca-Baches (21422). Auch WINKLER (23 Taf. LIII) verteilt die steirischen Basalte entlang solcher peripherischer Senkungen, mit dem Schlossberg von Németsújvár auf der einen Bogenlinie.

HUGO BÖCKH machte mich darauf aufmerksam, dass die Kovácsiberge von Zalaszántó in einer Synklinale sitzen. Auf Grund meiner diesbezüglichen Studien konnte ich feststellen, dass die Lage der im Inneren des Beckens auftretenden kleinen Basalteruptionen durch die tektonischen Faltungslinien des Beckens bestimmt wurde, welche letztere natürlich mit der Tektonik des Grundgebirges korrespondieren. Der Basaltvulkanismus tritt immer längs der Linien der Faltungstektonik auf, und zwar sowohl auf den Wölbungen und in den dazwischen gelegenen Mulden, als auch längs der Verbindungslinien benachbarter Gewölbe, in den relativen Antiklinalen und relativen Synklinalen. Die grösseren Eruptionen sind längs der Synklinalen, die kleineren auf den Antiklinalen anzutreffen. Da die vom Basalt durchbrochenen Wölbungen vom Gesichtspunkte der Erdgasforschung belanglos sind, kann ich einige Beispiele anführen. Wölbungen sind gekrönt durch die Tuffringe von Sittke und Egyházaskesző, am höchsten Punkt der Synklinale dazwischen liegt das Vorkommen von Kemenesmagasi. In einer Mulde liegt der Kissomlyó, in Synklinalen bauten sich der Nagysomlyó und der Festungsberg von Németsújvár auf, während der Sághegy auf einer Antiklinale sitzt, deren tektonische Elemente ich jedoch nicht näher zu bestimmen Gelegenheit hatte.

Die Form der Basaltvulkane wurde von LÓCZY auf 4 Typen zurückgeführt, von denen die abgestutzt kegelförmige, selbständige Kuppe auch in unserem Gebiet vertreten ist (Schlossberg von Németsújvár, Kis- und Nagysomlyó, Sághegy). Einen 5-ten morphologischen Typus repräsentiert der Tuffring von Kemenesalja.

Die abgestutzte Kegelform der „Zeugenberge“ führt LÓCZY ausschliesslich auf die Arbeit des Windes zurück. Nach seiner Auffassung zeigen diese Formen keine Spuren einer Abrasion oder Denudation. Die Deflation allein hatte alles lose Material vom Gelände des ausgetrockneten pontischen Sees bis zum miocänen Schotter am Balaton und bis zum Pontikum am kleinen ung. Alföld entfernt (21410). Die Mächtigkeit des fortgewehten Materials würde im Umkreis des Szentgyörgy Berges 180—200 m, am Sághegy 80 m (heutiges Gelände um 140 m, höchstes Niveau des Pontikums am Berg 220 m), am

Nagysomlyó ebenfalls 80—90 m, am Schlossberg von Németsújvár 40 m betragen. Ob diese Erklärung in der Balatongegend vollkommen stichhaltig ist, weiss ich nicht, auf meinem Gebiete spielte jedoch die Denudation eine viel grössere Rolle bei der Ausbildung dieser „Zeugenberge“, und die Deflation beendigte bloss die vorgeschrittene Arbeit. Die Tätigkeit der Denudation erkannte bereits JUGOVICS an den Tuffen bei Vasdobra. Nach LÓCZY setzte die Deflation im Pliocän ein, und erreichte ihr Maximum im Pleistocän. Nach meinen Studien begann im kleinen ung. Alföld im unteren Levantikum ein Denudations-Zyklus, dessen erste Erosionsphase den sandigen Grund des pontischen Sees am Nagysomlyó bis auf 270 m, am Sághegy bis 210 m und in der Gegend des Tuffringes von Sittke bis auf 160 m entfernte, so dass sich der Basaltvulkanismus bereits im denudierten Gelände offenbarte. Die hierauf folgende Akkumulationsphase bedeckte die tiefergelegenen Produkte des Basaltvulkanismus stellenweise mit einer Schotterdecke, die samt dem Gelände des Pontikums der gesteigerten Erosionsphase am Anfang des Pleistocäns zum Opfer fiel. LÓCZY schliesst aus der Tiefbohrung von Nagyatád (21483) auf ein altpleistocänes oder jungpliocänes Flussbett zwischen dem westlichen Balaton und Nagyatád, mit einem Gefälle von 20—25 m auf 55 km, also mit ziemlich rasch fliessendem Wasser. Ich glaube, dass dieser Fluss bereits im Levantikum entstanden war. Hierfür spricht bei Fonyód die Sandlinse mit *Unio Wetzleri*. Die oberen Äste dieses Flusses erblicke ich in den Tapolca-, Egerviz- und Burnóti-Bächen, deren denudierende Tätigkeit meiner Ansicht nach erheblich zur Ausgestaltung des pontischen Geländes, sowie der Formen des Basaltvulkanismus beigetragen hatte. Die Deflation im mittleren Pleistocän, deren handgreiflicher Beweis uns die Lössablagerung an windschattigen Stellen liefert, bearbeitete gewiss auch diese Bergformen, anderseits verdeckte sie aber auch die Flussläufe des Mecsekgebirges und des gegen das slawonische Becken abfallenden levantinischen, unterpleistocänen Geländes.

Eine am Balaton fehlende Erscheinungsform des Basaltvulkanismus representieren am kleinen Alföld die 3 Tuffringe. Jene von Egyházaskesző und Kemenesmagasi sind bereits ein wenig verwischt, jener von Sittke ist noch so vollständig, dass er von HOFMANN als prächtige Ruine eines mit offenem Krater erhalten gebliebenen Tuffvulkans beschrieben wird (8450). Die Entstehung der Form erklärt HOFMANN durch den nachträglichen Einsturz des aus losem Material bestehenden Fundamentes, wodurch in der Aschenkuppe das gegen den zentralen Kanal gerichtete Einfallen der Schichten verursacht wurde. Nach SIGMUND (12404) erfordert die Rekonstruktion eine kühne Phantasie. Dieser Ansicht ist auch VITÁLIS (1748), der die Form ausschliesslich

der Erosionstätigkeit zuschreibt. LÓCZY sieht im Tuffring von Sittke keinen einfachen Krater, er denkt vielmehr (21421) an eine Anhäufung von Tuffmassen, die aus mehreren kreisförmig placierten Schloten herkommen, die Kraterform aber schreibt er einer durch die Auswaschung der pontischen Tone und Sande des Liegenden verursachten Senkung zu. Andererseits erwähnt er aus der Balatongegend gewisse morphologische Erscheinungen, deren Zusammenhang mit den Basalt-eruptionen auch seiner Ansicht nach wahrscheinlich ist. Solche sind z. B. der innere und äussere See von Tihany, in welch' letzterem er einen Explosionskrater vermutet, der sich mit dem Laacher See im Eifelgebirge vergleichen lässt (21335).

Der Tuffring von Sittke kann mit dem von LÓCZY beschriebenen kleinen Strato-vulkan des Sándorhügels bei Balatonboglár verglichen werden (21345). Wie aus der nach den Aufnahmen von JUGOVICS hergestellten Kartenskizze (siehe Fig. 5) ersichtlich, ist jedoch der Tuffring grösser, als der des Sándorhügels, dessen Durchmesser bloss 90 m beträgt, und auch die

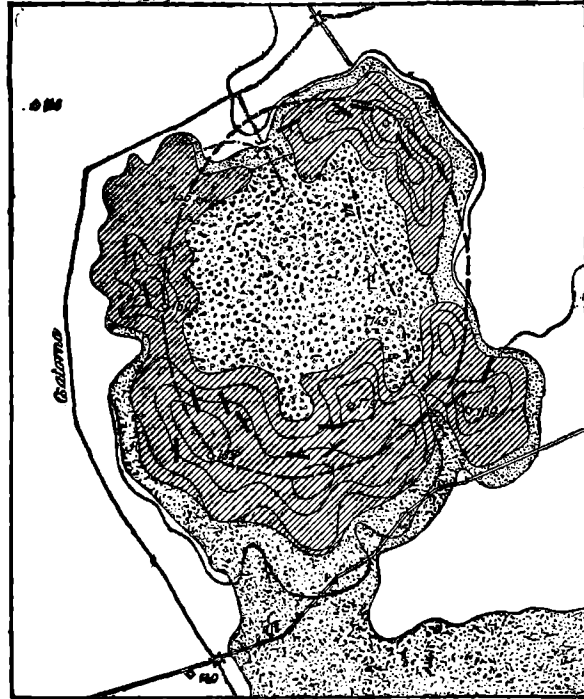


Fig 5. Geologische Karte des Tuffringes von Sittke z. T. auf Grund der Aufnahmen JUGOVICS. — 1. Holocän; 2. oberlevantinischer Schotter; 3. mittellevantinischer Basaltuff; 4. Pontikum.

Krateröffnung des ersteren war breiter. Hier wie dort, zeigen die Tuffschichten ein 14—15° erreichendes Einfallen in der Richtung gegen das Innere des Kraters. An den äusseren Abhängen des Ringes lässt sich, mit Ausnahme des NO-lichen Teiles, wo kein anstehendes Gestein vorkommt, ein etwas steileres, 25—30°-iges Einfallen, nach radialen Richtungen nachweisen. Ich sehe in diesen Ringen nicht bloss herrliche Ruinen der einstigen Tuffvulkane, sondern besonders in jenem von Sittke ein Ebenbild der auf den Campi Phlegrei innerhalb kurzer Zeit

aufgebauten monogenen Ringvulkane, in denen — wie beim Lago di Averno — auch kleine Kraterseen entstehen konnten. Ähnlicher Herkunft dürften auch der Sándorhügel und die übrigen 3 Typen Lóczy's gewesen sein, bei denen infolge des engeren Kraters ein einheitlicherer Aschenhügel zustande kam, während sich das Tuffmaterial im Umkreise des breiteren Kraters bei Kemenesalja in Form eines niedrigen Ringes anhäufte. Beim kleinen Vulkan von Boglár ist der Einfallswinkel der Schichten nach aussen hin sanfter, bei jenem von Sittke gerade in dieser Richtung steiler, und zwar deshalb, weil letzterer auf dem Scheitel einer Wölbung sitzt. Ob sich nun die Wölbung hebt, oder die Depression weiter senkt, oder aber beides zugleich stattfindet, das Resultat zeigt sich darin, dass die Schichten gegen den Krater hin ein sanfteres, nach aussen ein steileres Gefälle annehmen.

Das Zeitalter des Basaltvulkanismus betreffend sind mir — abgesehen von den Angaben der älteren Literatur, bezüglich welcher ich auf die Monographien von VITÁLIS (17) und LÓCZY (21) verweise — 4 Ansichten bekannt. Nach LÖRENTHEY (13184) ist der Vulkanismus jünger, als der durch massenhaftes Auftreten von *Unio Wetzleri* gekennzeichnete Horizont, und fällt in das Levantikum. Nach VITÁLIS (17158) begann die Eruption auf der Halbinsel von Tihany und vermutlich auch an mehreren anderen Stellen nach der Ablagerung des grössten Teiles der durch *Congeria balatonica* und *triangularis* gekennzeichneten Sedimente. LÓCZY (21416) äussert sich im Einvernehmen mit JOHANN BÖCKH und HOFMANN dahin, dass die ersten Tuff- und Ascheneruptionen nach Ablagerung des Gros der pontischen Schichten erfolgten, in der Zeit, als sich die jüngsten Glieder der Reihe: die Süswasserkalke ablagerten. WINKLER schliesslich (3015) spricht von einer Wechsellagerung der steirischen Basalttuffe mit dem oberen pontischen Schotter.

VITÁLIS ist bis jetzt der einzige, der in den Tuffen eine pontische Fauna konstatierte, wonach er behauptet, dass sie sich im Wasser des pontischen Sees abgelagert haben, während nach den übrigen Autoren die Hauptmasse der Basalttuffe auf den bereits trockengelegten Grund desselben herabgefallen ist. Nirgends wurden typische Sedimente des pontischen Sees oberhalb der Basalttuffe beobachtet. Die von HOFMANN am Sághegy erwähnten Ton- und Sand-Zwischenlagerungen lassen sich im Einvernehmen mit LÓCZY (21414) als emporgerissene Partien des Liegenden deuten, und es bleibt das einzige Positivum, dass die Tuffe mit Süswasserkalkschichten abwechseln. Die Angaben WINKLER's muss ich auf Grund der Beobachtungen von JUGOVICS bezweifeln, der in den Tuffhügeln von Hárspatak, unweit der steirischen Grenze, zwar eine Wechsellagerung mit Schotter erkannte (2465), von den übrigen nahe-

liegenden Vorkommnissen jedoch mit Bestimmtheit behauptet, dass sie auf der denudierten Oberfläche des pontischen Sandes und Schotters sitzen.

Das Problem ist übrigens noch ziemlich ungeklärt. LÓCZY (21416) stellt die Fischabdrücke der Kalktuffe des Tihanyer Nyársashegy und Templomoldal in das oberste Pontikum, und beurteilt auch den Beginn des Vulkanismus (21341) danach. VITÁLIS (17141) hingegen berichtet, dass er sich seinerzeit an jener Stelle mit LÓCZY nicht darüber einigen konnte, ob das fragliche, Fossilien führende, kalkige Süßwassersediment auf oder unter dem Basalttuff liegt. Andererseits bezweifelt LÓCZY, dass die Hauptargumente VITÁLIS', die in den Basalttuffblöcken des Eruptionsschlotes am Tihanyer Szarkádoldal gesammelten Fossilien an ihrem ursprünglichen Orte gewesen wären; nach seiner Ansicht hätte sich vielmehr die pontische Fauna erst im vulkanischen Sprudel dem Tuffmaterial beigemischt (21339). Widersprechend sind auch folgende Angaben LÓCZY's. Er hält die Eruptionen für gleichalterig mit den Süßwasserkalken des obersten Pontikums (21416). Über die Fauna eben derselben Kalke jedoch äussert er sich dahin, dass sie vom unteren Pliocän bis zum Pleistocän gleichartig, wenn nicht gar identisch war (21417), es ist also gleichgültig, ob die Kalke mit dem Tuff abwechseln, oder als Einschlüsse darin vorkommen, denn sie besitzen keinen zeitbestimmenden Wert. Desgleichen haben auch die Basaltgerölle in der Sandlinse mit *Unio Wetzleri* am Lázhegy von Zsid keine grosse Bedeutung, denn sie beweisen nur, dass schon vor der Ablagerung der Linse Eruptionen stattgefunden hatten, die Linse selbst konnte sich jedoch gleichwohl im unteren, als auch im mittleren Levantikum abgelagert haben.

Da die palaentologischen Schlüsse versagten, versuche ich die Lösung dieses Problems auf Grund meiner geomorphologischen Beobachtungen und Erwägungen. Im I. Teil zeigte ich, dass am Ende des Pontikums der Zusammenhang zwischen den Becken des kleinen und grossen Alföld gänzlich aufhörte. Ersteres wurde vollständig aufgefüllt und auch das levantinische Wassergebiet des letzteren zog sich weit vom Fusse des Mittelgebirges zurück. Auf dem trockengelegten Gelände entwickelt sich eine starke Erosionstätigkeit, deren Beweis die durch massenhaftes Auftreten von *Unio Wetzleri* gekennzeichneten Ausfüllungen einstiger Flussbetten liefern. Letztere stelle ich im Gegensatze zu den bisherigen Meinungen in das untere und mittlere Levantikum, eine Ansicht, welche durch die Faunen SÜMEGHY's (33) bereits gerechtfertigt wurde. Der Basaltvulkanismus entwickelte sich auf diesem trockengelegten Gelände, als sich die Uferlinie des levantinischen Sees weit gegen das Innere des Beckens zurückgezogen hatte. Höchstens hier und da, wie z. B. bei Tihany, dürften kleinere Wasserflächen zurückgeblieben sein, in die dann

der Tuff hineinfallen konnte. Während die Ergüsse der Lavadecken, und überhaupt die grösseren Eruptionen — wie schon von LÓCZY betont wurde — gleich zu Beginn der Erosionsperiode erfolgten, representieren die kleineren Tuffvulkane eine jüngere Periode. Hiefür liefert das Gelände, auf dem die Eruptionen stattfanden, den Beweis. Nach den Angaben LÓCZY's kulminiert das Pontikum bei ungefähr 300 m; die Tuffe des Badacsony ruhen auf einem ca. 290 m hohen pontischen Sockel, am Szentgyörgy beträgt die Höhe desselben beiläufig 270 m, in den kleinen Tuff-Flecken von Szigliget ist sie noch geringer. Die Kote 242 bezeichnet hier den höchsten Punkt des Tuffes. JUGOVICS gibt folgende Höhen der pontischen Sockeln an: Nagysomlyó 270 m, Schlossberg von Németujvár 250 m, Sághegy 215 m, Kissomlyó 195 m, und am Ring bei Sittke 160 m. Die in den 3 Vorkommnissen des Balatongebietes beobachteten Höhenunterschiede des Sockels lassen sich schwer durch tektonische Motive erklären, da ja die von LÓCZY und VITÁLIS angenommenen Bewegungen den kleinen Kessel in seiner ganzen Ausdehnung betroffen haben dürften. Dem gegenüber könnte man bei den Beispielen vom kleinen Alföld wegen der grösseren Entfernung an bereits ursprünglich vorhandene, oder durch Faltung entstandene Niveauunterschiede denken. Die erste Möglichkeit, d. h. die ungleiche Anschüttung des Seegrundes ist unwahrscheinlich, da der Niveauunterschied zwischen dem Sághegy und Nagysomlyó 50 m beträgt, und das Niveau im nahe liegenden Ring von Sittke weitere 50 m tiefer liegt. Auch die Faltung verursachte den Unterschied nicht, da ja der Ring von Sittke am Scheitel einer Wölbung, der Sághegy auf einem antiklinalen Rücken sitzt, die Bewegung also bei beiden im gleichen Sinne erfolgte. Dass der Basaltvulkanismus nicht auf der ursprünglichen pontischen Oberfläche, sondern in einem bereits modellierten Gelände begonnen hatte, hiefür liefert das Profil des Schlossberges von Németujvár den besten Beweis. Hier liegt das Pontikum an beiden Seiten des Tales in einer Höhe von cca 300 m, die Eruption des Schlossberges jedoch erfolgte auf einem 50 m tieferen Niveau. Ich kann mir nun auf der kaum 1 km breiten sandigen Fläche des pontischen Seegrundes keinen 50 m tiefen Graben vorstellen, und auch die Faltungsbewegung konnte den Unterschied nicht verursachen: die Eruption erfolgte in einer Synklinale, und der ganze Querschnitt des schmalen Tales wurde in gleichem Sinne bewegt. Der 50 m mächtige Sedimentenkomplex konnte also nur durch die Erosion entfernt werden.

Meine Ausführungen zusammenfassend glaube ich erwiesen zu haben, dass der transdanubiale Basaltvulkanismus im Norden nach der gänzlichen Ausfüllung des pontischen Sees, im Süden nach dem

Rückzug desselben auftrat, als auf dem trockengelegten Gelände bereits die Erosion tätig war. Im kleinen Alföld wurde das Terrain durch die Urformen der Zala, Marcal und des Safenbach—Strémbaches, im Süden durch die Flussläufe mit *Unio Wetzleri* von Fonyód—Nagyatád und andere angegriffen. Auf der noch kaum erodierten Oberfläche erschienen der Badacsony, Szentgyörgy, Csobánc, Nagysomlyó etc., mit dem Vorschreiten der Erosion folgten der Kissomlyó, Sághegy, der Schlossberg von Németujvár. Die jüngsten endlich, die winzigen Vulkane von Tihany, Boglár, Fonyód, Szigliget, Kemenesalja entstanden auf einem noch viel stärker denudierten Gelände.

Das Ende dieses Vulkanismus setzt VITÁLIS (17158) auf Grund der Beobachtung, dass die durch *U. Wetzleri* gekennzeichneten oder noch jüngeren Schichten keinen anstehenden Basalt enthalten, in die Zeit vor der Ablagerung des *U. W.*-Horizontes. Aus dem Anhang seiner Arbeit ist es jedoch ersichtlich, dass er auch an das Übergreifen der Eruptionen in das Levantikum dachte, da er jedoch seine Beweise nicht für ausschlaggebend hält, bringt er nur die postvulkanischen Erscheinungen in die levantischen, unterpleistocänen Zeiten herüber (17167). LÓCZY (21416) sah sich durch den Rhinoceros-Rest der auf Tihany „mit Süßwasserkalkschiefern abwechselnden tonig-aschigen Schichten“, durch die Frische der kleinen Eruptionen am Plateau von Kemenes, und schliesslich durch die Gerölle im Tuff bei Sittke, die nach seiner Ansicht aus der obersten pliocänen oder unterpleistocänen Schotterdecke herkommen, veranlasst, die Eruptionen auch in das Levantikum und das untere Pleistocän herüber zu holen, wobei gerade die kleinen Eruptionen von Kemenesalja die letzten Lebensäusserungen des Vulkanismus darstellen würden (21422).

Das Ende des Basaltvulkanismus lässt sich durch die Beobachtungen von JUGOVICS im Jahre 1915 gut fixieren. Im Tuffsteinbruch von Magyargenes, im Eisenbahneinschnitt von Gérce (2471) und auf der Ostseite des Nemeshegy bei Gérce (2468) sind die Basalttuffe von einer dünnen Schotterlage bedeckt. Diese Angabe kann ich bestätigen und damit ergänzen, dass die Schotterdecke in Fetzen auch auf der Höhe des Tuffringes von Sittke vorhanden ist. Der Tuff selbst enthält tatsächlich ebenfalls Gerölle, doch wurden diese aus der Tiefe emporgerissen und sind ganz anders, als diejenigen oberhalb des Tuffes. Letztere gehören in das obere Levantikum, wonach also der Basaltvulkanismus, dessen letzte, im tiefsten Horizont entwickelte Phasen eben diese kleinen Tuffvulkane representieren, am Anfang des oberen Levantikums auch tatsächlich erloschen ist, — nur die postvulkanische Tätigkeit reichte ins obere Levantikum, ins Pleistocän und z. T. bis in unsere Tage herüber.

Die Resultate des II. Teiles meiner Studien kann ich im folgenden zusammenfassen:

1. *Jene Eruptionen des Basaltvulkanismus, die nicht in der Nähe des Grundgebirges liegen, ordneten sich längs der tektonischen Faltungslinien an.*

2. *Die Gestalt der gestutzt-kegeligen „Zeugenberge“ wurde in erster Linie durch die Denudation modelliert, und nur der letzte Schliff ist als das Werk der Deflation zu betrachten.*

3. *Die in der letzten Phase des Basaltvulkanismus entstandenen kleinen, monogenen Tuff-Ringvulkane besaßen eine z. T. auch heute noch nachweisbare Kraterform.*

4. *Der Basaltvulkanismus trat nach der vollständigen Verschüttung des pontischen Sees, respektive nach dessen Rückzug auf, und erlosch vor der Ablagerung der oberlevantinischen Schotterdecke, gehört also ins untere und mittlere Levantikum. (Literatur siehe im ung. Text S. 37—38.)*
