

FÖLDTANI KÖZLÖNY

A MAGYARHONI FÖLDTANI TÁRSULAT FOLYÓIRATA

EGYSZERSMIND

A MAGYAR FÖLDTANI INTÉZET HIVATALOS KÖZLÖNYE

SZERKESZTI

TASNÁDI KUBACSKA ANDRÁS

ELSŐ TITKÁR

HETVENHARMADIK (LXXIII.) KÖTET. 1943.

FÖLDTANI KÖZLÖNY

(GEOLOGISCHE MITTEILUNGEN)

ZEITSCHRIFT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

ZUGLEICH

AMTLICHES ORGAN DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT

REDIGIERT VON

ANDRÁS TASNÁDI KUBACSKA

DREIUNDSIEBZIGSTER (LXXIII.) BAND. 1943.

BUDAPEST, 1943.

A MAGYARHONI FÖLDTANI TÁRSULAT TULAJDONA

EIGENTUM DER UNG. GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

BUDAPEST, VIII., MÚZEUM-KÖRÚT 14—16.

MAGYAR NEMZETI MÚZEUM, ŐSLÉNYTÁR

A Magyarhoni Földtani Társulat titkári hivatalának címe:

Budapest, VIII., Múzeum-körút 14—16.

Die Adresse des Sekretariates und der Redaktion der Ung. Geologischen Gesellschaft ist:

Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, VIII., Múzeum-körút 14—16.

TARTALOMJEGYZÉK:

I. MEGEMLÉKEZÉS.

Tokody László: <i>Lőw Márton (1885—1943)</i> 623

II. ÉRTEKEZÉSEK.

Bulla Béla: <i>A Gyergyói-medence és a Felső-Marosvölgy kialakulása</i> ... 633
Szentpétery Zsigmond: <i>Az Újhatárvölgy közettani szelvénye a Bükkhegységben</i> 639
Strausz László: <i>Földtani adatok a Muraközből</i> 648

INHALTSVERZEICHNIS.

ABHANDLUNGEN.

Bulla, Béla: <i>Morphologische Studien im Tal der Oberen-Maros und im Gyergyóer Becken in Transsylvanien</i> 652
Szentpétery, Zs.: <i>Das petrographische Profil des Újhatár-Tales im Bükk-Gebirge</i> 687
Strausz, L.: <i>Geological Data from Muraköz (Medjinnurje)</i> 687
Tokody, L.: <i>Eine geochemische Regel und ihre Anwendung</i> 688

Felelős kiadó: *Tasnádi Kubacska András.*

FÖLDTANI KÖZLÖNY

Band LXXIII. kötet 1943 október—december Heft 10—12. füzet

I. MEGEMLEKEZÉS.

LŐW MÁRTON
(1885—1943)

Irta: Tokody László.

Napjainkban nagy a halál aratása.

A földön ma végigdübörgő vihar tombolása az emberi életeket mint porszemeket sodorja el. A kegyetlen halál kérlelhetetlenül sújt le öregre



és fiatalra a vérködös harctereken és a békésnek hitt otthonokban egyaránt. Végzetes útjának semmi sem szab határt. Irgalmat nem ismerő szava Lőw Márton-t is elszóltotta s támasztott fájó ürt szerető családjá és tisztelő barátai körében.

L ö w M á r t o n családja bajor eredetű. Nagyapja, L ö w E r h a r d a bajorországi Plessbergből jött Magyarországra, Budapesten telepedett le és alapított családot. Fia, L ö w J ó z s e f S c h w e t z J u l i a n n a - v a l kötött házasságot, amiből 7 gyermek származott; közöttük a legfiatalabb, M á r t o n 1885 április 25.-én született.

L ö w M á r t o n középiskolai tanulmányait a Zerge-utcai főreáliskolában (ma Horánszky-u.-i Vörösmarty gimnázium) végzi (1895—1903), majd az 1903-tól 1907-ig terjedő időben a Pázmány Péter Tudományegyetem természettan-vegytanszakos hallgatója. Egyetemi éveiben különösen T h a n K á r o l y, W a r t h a V i n c e, W i n k l e r L a j o s és K r e n n e r J ó z s e f gyakorolnak rá nagy hatást. Érdeklődését eleinte főleg a vegytan köti le. Már 1904 nyarán részt vesz H ü l t l E r n ő kémiai intézeti tanársegéd tudományos vizsgálataiban. A következő év nyarán W i n k l e r L a j o s vezetésével dolgozik és különböző gázok tömény kénsavban való oldhatóságát igyekszik megállapítani. L ö w M á r t o n valószínűleg a kémiát választotta volna életcéljául, ha 1906-ban K r e n n e r J ó z s e f nem hívja meg az ásvány-közetani tanszék tanársegédének. Ettől kezdve ásvány-, kőzet- és földtani kérdésekkel foglalkozik, de vonzódása a kémiához nem szűnik meg. K r e n n e r vezetése mellett készíti doktori értekezését a rézbányai cerusszitokról s 1908-ban az ásványtanból mint főtárgyból, föld- és őslénytanból, továbbá kémiából mint melléktárgyból szerzi meg doktori oklevelét. 1911-ben Zomborban és Piliscsabán leszolgálja önkéntesi évét. Ezután megválík K r e n n e r intézetétől és a József Nádor Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetemen S c h a f a r z i k F e r e n c ásvány-földtani tanszékén tölti be a tanársegédi, majd 1912-től az adjunktusi állást. Tanszéki munkája mellett folytatja ásványtani vizsgálatait, de egyidejűleg készül pedagógiai vizsgájára, s 1913-ban megszerzi középiskolai tanári oklevelét. A következő tanévben (1913—14.) egy félévre a Charlottenburgi Műegyetemre megy és H i r s c h w a l d J . intézetében a kőzetek műszaki vizsgálatával foglalkozik.

Mint sok annyi másnak, az 1914. évi világháború L ö w M á r t o n békés munkásságát is megszakítja. A háború első napjaiban mint zászlós bevonul hadtestéhez és az orosz frontra indul. Rövidesen — 1914 dec. 19-én — orosz hadifogságba kerül. A fogolysors sodorta az európai és ázsiai Oroszországon keresztül Chabarowszk, Skotovo, Krasznája-Rjecska után a Japán tenger partjára Vladivosztokba. A fogság nehéz napjaiban sem szűnik meg érdeklődése szaktárgyai iránt. A fogolytáborokban létesített tanfolyamokon ásványtant, talajismeretet és geológiát ad elő fogolytársainak. S mikor a fogság szigora enyhült s a foglyok némi mozgási szabadsághoz jutottak, Skotovo és Krasznája-Rjecska környékén földtani megfigyeléseket végez. Utóbb említett helyen jó-

minőségű fehér agyagot talál s ennek felhasználásával a táborban agyagedény-gyártó üzem létesült, ami nemcsak elfoglaltságot jelentett az egyhangú hadifogoly életben, de jövedelme sokat lendített a foglyok helyzetén. 1918-ban két hónapig a chabarowszki múzeum ásvány-közet-tani gyűjtemény anyagát meghatározza és rendezi.

A háború véget ér és a hadifogság végtelennek tetsző egyhangú napjai után felcsillan a szabadulás és a régóta nélkülözött otthon viz-szontlásának reménye. Lőw Márton hadifogolytársaival Vladivostokból tengeri úton a Scharnhorst fedélzetén Ázsiát megkerülve, 1920-ban hazatér. Rövidesen elfoglalja helyét a Műegyetemen és hamarosan felveszi a megszakított munka fonalát. Az 1921. és 1922. év nyarán a magyar pénzügyminiszterium megbízásából a Mátra- és Bükk-hegység hasznosítható ásványelőfordulásaival, geológiai tanulmányozás-ával, valamint a Rudabányai vasércelőfordulás és Telkibánya ezüst-és aranyérctelepeivel, illetve azok folytatásának kiderítésével foglalkozik. E munkáját 1926-ban folytatja a telkibányai ezüstabányászat újra megindításának érdekében.

1924 augusztusában megválízik a műegyetemi ásvány-földtani tanzsékttől. Több meghívást kap. Budapest Székesfőváros geológusi állást ajánl fel Lőw Márton-nak, ugyanakkor Törökországba mehetne geológusi minőségben. Ő azonban a Műegyetem műszaki mechanikai laboratóriumával kapcsolt Kísérleti Állomáson folytatja 1925 május 15-től munkásságát adjunktusi minőségben; ekkor már a mérnöki ka-mara tagja (1924) és bírósági szakértő földtani kérdésekben.

A Kísérleti Állomáson bő alkalmá nyílik széleskörű vizsgálatokra, melyek főleg a föld- és közettan, valamint a vegytan gyakorlati műszaki kérdéseire vonatkoznak. Mindenekelőtt korszerű műszerekkel és eszköz-ökkel szereli fel a Kísérleti Állomás laboratóriumát. Gondosan meg-határozza és rendezi az ottlévő közetgyűjteményt, amely ma a Műegye-tem főépületének folyósóin elhelyezve, nagymértékben előmozdítja a mérnök-hallgatóság közettani ismereteinek gyarapodását. Figyelme és érdeklődése most már az építő- és kötőanyagok, útépitésre alkalmas közetek kémiai és közettani, valamint műszaki vizsgálatára irányul. Új munkakörében az állandó és meglehetősen sok munka közben is tovább gyarapítja elméleti és gyakorlati ismereteit. 1926-ban részt vesz a milánói nemzetközi útügyi kongresszuson, ahol különösen a korszerű útépités anyagát tanulmányozza.

A Kísérleti Állomáson elfoglalt állása nem volt véglegesíthető, ezért 1939 március 1-én középiskolai tanári kinevezést kap, de szolgálat-tételre továbbra is az Állomáson marad.

A Kísérleti Állomás teendői igénybe veszik minden idejét, de Lőw Márton készségesen vállalja a rárótt feladatokat. Még betegen is

fáradhatatlanul bejár laboratóriumába és végzi vizsgálatait. Pedig egészsége már 1936-ban megrendült. A hadifogság felette sem múlt el nyomtalanul. Kétségtelen, hogy betegsége a fogságban töltött idők viszonyosságainak következménye. Jóságos szíve nem bírta el a megfeszített munkát, szívbillentyű-zavar és szívizomelfajulás lépett fel. Orvosai tanácsára sokat kell pihennie, keveset mozognia. Betegsége 1937 őszen komolyabb formát ölt, életmódja még nagyobb gondot és elővigyázatosságot követel, hogy fáradt szivét kímélje. Zokszó és panasz nélkül viseli betegségét. 1943 nyarát Klotildligeten tölti, október 29-én Pestre jön és november 2-án már klinikán keres enyhülést. Állapota egyideig javul, de hirtelen rosszabbodás áll be, ereje egyre gyengül, s 1943 november 30-án este fáradt szíve türelmesen viselt kínos betegség után csendesen megállt.

L ő w M á r t o n tudományos érdeklődése széleskörű s ennek megfelelően munkássága sokoldalú. Több tudományos társulat tagja: Magyarhoni Földtani Társulat (1907 óta), Kir. Magyar Természettudományi Társulat (1904), Bányászati és Kohászati Egyesület (1914), Magyar Mérnök- és Építész Egyesület (1914), Magyar Anyagvizsgálók Egyesülete (1928), Anyagvizsgálók Új Nemzetközi Szövetsége (1928). A Magyarhoni Földtani Társulatnak több cikluson át választmányi tagja. Dolgozatait legszívesebben a *Földtani Közlöny*-ben jelentette meg.

Kezdetben kristálytani kérdések vonzották. Első és egyben doktori értekezésében a *rézbányai cerusszitek* részletes és igen alapos kristálytani vizsgálatának eredményeit foglalja össze (1). E kristályokat P e t e r s K. (1860) és S c h r a u f A. (1873) vizsgálta, de kristálytani sajátásaikról teljes képet L ő w ad. P e t e r s és S c h r a u f 18—18 kristályalakot állapít meg, míg L ő w 35 formát ír le, ezek között 4 újat. A kristályokat öt típusba sorolja: 1. brachitengely szerint nyúlt, 2. a(100), 3. b(010), 4. c(001) szerint táblás és 5. oszlopos. Gondosan tanulmányozza az ikerkristályokat s a 2. típus kivételével mindegyikben megállapítja azok előfordulását. Az ikerkristályok kivétel nélkül m(110) szerint alakultak; az r(130) szerinti ikertörvény a rézbányai cerussziteken nem lép fel. Megfigyeli a ritka hármas és négyes, látszólag hatszöges rendszerű, c-tengely szerint nyúlt ikerkristályokat és ezek optikai orientációját tanulmányozza. Közli a cerussziten addig ismert formák szögértékeit és gömbprojekcióját. Ismerteti az előfordulás körülményeit.

Szabatos dolgozatban írja le a *nagybányai Kereszthegyi bánya* IV. szintjén gyűjtött parányi — 1 mm hosszú, $\frac{3}{4}$ mm széles — *miargirit* kristálytani tulajdonságait, 17 kristályalakját és kísérő ásványait (2).

Az 1911. évben különösen termékeny L ő w M á r t o n kristálytani munkássága. Ebben az esztendőben öt dolgozata jelenik meg. A *mercuriammoniumklorid* és *metiljodid* egymáshatásakor keletkezett kristá-

lyos termékekre vonatkozó megfigyelései nemcsak kiváló kristálytani képzettségéről, de kitűnő kémiai érzékéről is meggyőznek (3). Ha a j-nóci S.-től előállított termékek közül három féleséget különít el. Vizsgálatai szerint az első, a mercurijodid-metilamin ($\text{HgJ}_2 \cdot \text{NH}_2\text{CH}_3$) világossárga kristályai a rombos rendszerbe tartoznak, rajtuk 10 forma állapítható meg s a kristályok oszlopos és $h(010)$ szerint táblás típusba oszthatók. A második termék összetétele ismeretlen. A sötétsárga kristályok a rombos rendszer szimmetriáját követik; oszloposak, táblásak és piramisosak. A harmadik vegyület — valószínű összetétele $(\text{NH}_4)\text{J} \cdot 2\text{HgJ}_2$ — világossárga, kéregszerű dudoros képződményeket alkot; hosszú szálakban kristályosodik, melyeken csak a prizmaszög határozható meg. Igen alaposan tanulmányozza mindhárom anyag oldódási sajátságait káliumjodid-oldatban, éterben, alkoholban és nitrobenzolban, úgyszintén a frakcionált kristályosításuk folyamatát. Részletesen megvizsgálja a termékek viselkedését hosszabb-rövidebb ideig tartó izzításra.

Tanulmányozza a boszniai *Zepče*-től északra kb. 10 km-re fekvő *Novi Seher* piritkristályait (4). A szerpentinben ülő kristályok 1—3 mm nagyok. Három típusba tartoznak: 1. hexaédres, 2. hexaéder-oktaéder közép-kristályok és 3. az $e(210)$ uralkodó fellépésével jellemzett kristályok. Rajtuk 5 biztos és 6 bizonytalan formát állapít meg.

Vaskő bányáiból több ritka ásványt ismertet (5). A Reichenstein-bányából leírja a Vaskőről addig nem ismert *brochantit* 2—3 mm-es kristályait. A c -tengely szerint nyúlt kristályokon 4 biztos és 1 kétes formát figyel meg. Vizsgálja az ásvány optikai viselkedését és megállapítja, hogy a goniométeres mérések az egyhajlású, viszont az optikai adatok a rombos rendszerre utalnak. E kérdés még ma sem tisztázott. A *brochantit* malachit kíséretében jelenik meg, ebből keletkezett kén-savas oldatok hatására.

Ugyancsak a Reichenstein-bányából c -tengely szerint nyúlt, 1 cm hosszú *gipsz* kristályokat gyűjt és rajtuk három formát határoz meg.

S z a b ó J ó z s e f a vaskői Terézia-külfejtésből göthit-kristályokat ismertetett. L ő w megtalálja az ásványt a Reichenstein-bányában is, ahol vesés hematiton fordul elő 0.5—1 mm hosszú és 0.1—0.2 mm széles kristályokban, s rajtuk négy biztos és egy magas indexű vicinális forma jelenik meg. Tanulmányozza az ásvány optikai sajátságait.

Rendkívül érdekesek a vaskői Dániel-hegyről származó *szájbélyitra* vonatkozó vizsgálatai. Az általa gyűjtött egyik darabon a ludwigit nem a szokott módon magnetittel, hanem mészkövel határos. L ő w arra gondolt, hogy a ludwigit esetleg benyomult a mészköbe, ha tehát azt eltávolítja, a ludwigit terminális lapjait tanulmányozhatja. A mészkővet híg sósavval feloldja, ekkor ugyan a ludwigit tetőző formáit nem figyel-

hette meg, de egy fehér, rendkívül finom tűkből álló ásványt talált, melyről optikai és kémiai vizsgálatokkal megállapítja, hogy az szájbélyit. Ennek az ásványnak optikai tulajdonságai akkor még nem voltak teljesen tisztázottak, ezért a P e t e r s-től 1861-ben Rézbányáról leírt eredeti kristályokkal végez összehasonlító vizsgálatokat és meghatározza az ásvány törésmutatóit, valamint a szájbélyit hosszirány szerinti elválását és az arra merőleges hasadását. A szájbélyit keletkezését a ludwigit mállásából származtatja.

A *felsőbányai* pompás *realgárral* kristálytani szempontból F l e t c h e r foglalkozott. L ö w saját gyűjtésének anyagát tanulmányozza (6). A nagyobb, 1 cm-t elérő kristályokon csak prizmaalapokat határozhat meg, de a kisebb, 1—2 mm-es kristályokat lapdúsaknak találja. Ez utóbbiak közül hármat goniométerrel mér és F l e t c h e r-rel szemben, aki 12 formát írt le, L ö w 28 alakot állapít meg, ezek között egy újat és egy kétest.

Az 1911. évben még egy ásványról, az *óradnai bournonit*-ről közöl előzetes jelentést (7), a részletes feldolgozást későbbre ígéri, amire azonban csak 17 év múlva kerül sor, amikor együttes dolgozatban közöltük ennek az érdekes ásványnak kristálytani sajátosságait (8). Az alaktanilag négy típusba tartozó kristályokon 40 formát határoztunk meg, közöttük 9 új alakot. Behatóan foglalkoztunk az óradnai bournonit ikerképződésével. Megállapítottuk, hogy az előbbi négy típus kristályai a kísérő ásványok szerint két csoportba tartoznak.

Hasonlóan együttesen írtuk le *Nagybánya* és *Borpatak* néhány ásványára vonatkozó kristálytani megfigyeléseinket (9). *Nagybánya*-ról két ásványt, *pirargirit*et és *tetraedrit*et írtunk le, míg *Borpatak*-ról három ásvány: *pirit*, *pirargirit* és *barit* kristálytani sajátosságait ismertettük, kiegészítve a borpataki barit optikai tanulmányozásával. Részletesen tárgyaltuk az említett ásványok alaktani tulajdonságait, kristályalakjait, típusait és a formákban gazdag nagybányai tetraedriten egy új triakiszoktaédert határoztunk meg.

L ö w M á r t o n kristálytani vizsgálatai során mindig különös figyelmet fordít a kémiai és optikai tulajdonságokon kívül az ásvány előfordulási viszonyaira és keletkezési körülményeire. A vizsgált ásványokat a rézbányai cerusszit és a boszniai pirit kivételével maga gyűjtötte. Mindenkor tanulmányozta a lelőhelyek kőzet- és földtani sajátosságait. Így teljesen érthető, hogy bányageológiai tanulmányokkal is foglalkozott. Ilyeneket végzett *Verespatak* környékén (10). Bejárta *Verespatak* közelebbi és távolabbi vidékét, hogy a kárpáti homokkőről és az azokat áttörő eruptív képződményekről s ezzel kapcsolatban az arany előfordulásáról áttekintést szerezzen. Kimutatta, hogy a verespataki medencét kitöltő vulkáni kőzetek a *Kirnik-Csetátye* vulkán termékei. A vul-

káni működés hosszú ideig tartott, mert a majdnem szintes településű dácittufa vastagsága a 150—200 métert meghaladja. A dácit kiömlése után tört fel az egész medencét körülvevő legfiatalabb eruptív képződmény, az amfibolandezit. Ugyanakkor vizsgálja a verespataki telérek ásványos összetételét (kvarc, dolomit, kalcit, arany, arzenopirit, galenit, szfalerit, pirit, adular, barit, melanterit, gipsz). Kifejezi azt a szándékát, hogy a verespataki bányakerület monografiáját megírja. E szép és érdekes terv azonban nem valósult meg. Megakadályozta az 1914-ben kitört háború, Lőw hadifogsága, azután az országrész elvesztése.

Bányageológiai tanulmányaival kapcsolatban ismerteti L a z a r e v i c M i l o r a d nézetét a zöldkövesedés, kaolinosodás és kvarcosodás, valamint ezek vonatkozását a fiatal arany-ezüst érctelérekre (11).

Ezután Lőw Márton tudományos munkásságában nagy hézag következik. Az 1914-től 1920-ig tartó hadifogsága alatt — természetesen — semmiféle irodalmi tevékenységre nem volt alkalma. A hadifogságból visszatérve, újra beilleszkedett a tudományos munkába. Érdeklődése azonban már — mondhatni — teljesen elfordult az ásvány- illetve kristálytantól és inkább a földtan s különösen a teleptan kérdései felé irányul. A magyar pénzügyminisztérium megbízásából hasznosítható ásványok, réz-, vas-, ezüst- és aranyérccek előfordulását tanulmányozza. E vizsgálatainak és kutatásainak eredményeiről nyomtatásban csak egy közleménye jelenik meg a *mátrai ércelőfordulásokról* (12), melyeket három csoportba oszt, ezek között az első a *Parád* és *Recsk* közé eső *Mátrabánya*, *Lahoca-hegy*, *Fehérvő*, *Veresvár* és *Hegyesető* terület, a második *Gyöngyösoroszi*-től északra a *Kisbükk* déli lábánál terül el és végül a harmadik a *bajpataki* termésváz előfordulás. Irodalmi adatok felhasználásával vázolja a bányászat fejlődését. Saját megfigyelései alapján a tanulmányozott területet a *buttei* (Montana, É.-Amerika) és a *bóri Cuka-Dulkán* (K.-Szerbia) enargit-covellines előfordulásokkal hasonlítja össze s azokkal nagy egyczést állapít meg. Végül javaslatot dolgoz ki a bányászat megindítására, illetve fejlesztésére.

Az 1921 és 1922. évben a magyar pénzügyminisztérium megbízásából végzett földtani kutatásainak eredményeiről szóló jelentései nyomtatásban nem jelentek meg.

Lőw Márton két dolgozata hidrológiai kérdésekkel foglalkozik. Az egyikben *Óbuda* ármentesítéséről szól és különösen az *Aranyhegyi árok* 1922 február 24. és 25.-i áradását ismerteti, megállapítván, hogy a gondosan végrehajtott árvízvédelmi intézkedések ellenére az *Aranyhegyi árok* környékén a jelzett időben az árvíz a meteorológiai viszonyok ritka összjátékának véletlen eredményeként következett be (13). Másik dolgozatában a *Gellérthegy* dunai oldalán felfedezett újabb hévforrásnyomokról számol be (14). 1923 február 21.-én a Gellérthegy lábá-

nál az Erzsébet-híd és a Ferenc József-híd budai hídfője között elszórtan olvadó hófoltokat figyel meg, ezekről kimutatja, hogy nem a Rudasfürdő forrásaitól, hanem a Gellérthegy felől a Duna felé tartó melegvíz erektől származnak, melyek a Schafarik Ferenc-től felfedezett szökevény forrásokat is táplálják. E hévvíznyomokon várható hévvíz vízszíne magasabban van a szökevényforrások vízszíne fölött, a víz mennyisége az Árpádforrás vízbőségével azonos vagy inkább nagyobb és a remélhető hévvíz emanációban dúsnak ígérkezik.

Irodalmi tevékenységéhez számíthatjuk, hogy a *Tablets annuelles des constants et données numériques*-nek az évkönyv megindításától 1924-ig a magyar szerzőktől megjelent ásvány- és kőzettani állandók referense volt.

A Kísérleti Állomáson folytatott munkásságának eredményei — sajnos — rajta kívül álló okoknál fogva nyomtatásban nem jelenhettek meg.*

Munkaköre elsősorban az építőanyagok (cement, beton, műkő, pala, fedéllemez, stb.) kémiai tanulmányozása. Hosszú időn intézi a Kísérleti Állomás útburkolati (főleg bitumen) vizsgálatait. Rendkívül értékes és alapos kutatásokat végez a bauxitcement addig ismeretlen tulajdonságainak felderítése céljából.

Nagy szerepet visz az építőanyagok M. O. Sz. szabványainak megalkotásában. Ilyen irányú tevékenysége az alábbi szabványokkal volt kapcsolatos. Építési fehérmez M. O. Sz. 108. szabványtervezet megalkotása során a Kir. József Műegyetem kiküldötte volt. Nyers papírosfedéllemez M. O. Sz. 134. szabványtervezet, fedél- és szigetelőlemezek M. O. Sz. 135. szabványtervezet kidolgozásánál a Magyar Anyagvizsgáló Egyesületet képviselte. Portlandcement M. O. Sz. 32. M. M. É. E. szabványtervezet kidolgozásában elnöki meghívásra vett részt. Padozatburkoló betonlapok M. O. Sz. 58. szabványtervezet megalkotásában a Műegyetemet és a Kísérleti Állomást képviselte és az előadóbizottságnak is tagja volt.

Legnagyobb elgondolása a magyar trasz — szerinte csodálatos lehetőségeket nyújtó — kihasználására irányult. Sajnos, eredmény nélkül.

Lőw Márton dolgozatait a tiszta világosság, könnyű érthetőség és hasznos rövidség jellemzik. Nem törekedett hosszú és terjengős értekezések írására. Teljesen tisztában volt azzal, hogy helyes fogalmazásban a lényegét tömören kifejezhetjük. Dolgozatait gondosan elké-

* Lőw Mártonnak a Kísérleti Állomáson kifejtett munkásságáról értékes adatokat volt szives közölni Ecsödi Tibor főmérnök úr, a Műegyetemen a műszaki mechanikai tanszék v. adjunktusa, kinek előzékenységéért e helyen is köszönetemet fejezem ki.

szített csinos rajzok díszítik. Majdnem mindegyik munkája német nyelven is megjelent, amiben kiváló német nyelvtudása segítette. A magyar és német nyelvet szóban és írásban tökéletesen bírta, de elég jól tudott angolul és franciául s kevésbé oroszul és olaszul.

Eredményei kiválóan pontosak és minden tekintetben megbízhatók. Vizsgálatait nagy lelkiismeretességgel és körültekintő gondossággal végezte. Alaposan mérlegelt minden megfigyelési adatot. Munkájában sohasem sietett a pontosság rovására. Sokszor a főfeladat megoldása közben felmerülő kisebb kérdések tisztázására sok időt és fáradságot áldozott. Lassú, megfontolt munkamenete és elért eredményeinek írásbafoglalásától való idegenkedése miatt sokkal kevesebbet közölt, mint amennyit dolgozott — de megjelent munkái mintaszerűen pontosak.

L ő w M á r t o n szeretetreméltó egyéniségét egyenes gondolkodás, jellemszilárdság és nyíltszívűség jellemezte. Végtelen nyugodtságából sohasem zökkent ki. Nagy megértéssel viseltetett az emberi gyengeségek iránt. Érzelmien mindig uralkodott. A harag sohasem hatalmasodott el rajta. Az ellentéteket mindig békésen kiegyenlíteni törekedett. Mindenkinek készségesen igyekezett segítségére lenni.

Meleg szívének nyugodt derűjével szemlélte a világot. Kétséges és nehéz helyzetekben sem veszítette el lelkiegyensúlyát. Mindíg bizakodva nézett a jövőbe, reményét soha fel nem adta. Kínzó betegségét szelíd türelemmel viselte. Akiket szívébe fogadott, azokhoz erősen és rendíthetetlenül ragaszkodott.

A munkára szentelte idejének nagy részét. A pihenést boldog házasságának nyugalmaiban találta meg. 1926 május 16-án kötött házasságot S z a b ó A n n a úrnő, okl. középiskolai tanárnővel. Házasságukból három gyermek származott: L á s z l ó (szül. 1927), A n t ó n i a (szül. 1929) és M i k l ó s (szül. 1936). Megértő, jóságos lelkű hitvese és forrón szeretett gyermekei körében elfeledte a munka fáradsalmát, a mindennap gondját és a betegség súlyát. Boldog örömmel üdült fel meleg otthonában, övéinek szeretetében és ragaszkodásában.

S h a L ő w M á r t o n valamit fájdalmasan hagyott itt, az a családja. De mindenki megfutja az arasznyi létben rászabott utat. L ő w M á r t o n is végére ért a neki kiszabott életútjának: fáradt szíve csendesen megállott és nemes lelke jobb hazába költözött, de szeretettel övezett emléke élni fog.

Lów Márton munkáinak jegyzéke.

1. A rézbányai cerussitek kristálytani viszonyai. Földtani Közlöny. **38.** 1908. 165—179.
Die kristallographischen Verhältnisse der Cerussite von Rézbánya. U. o. 205—220.
2. Miargirit Nagybányáról. Földtani Közlöny. **40.** 1910. 624—627.
Miargirit von Nagybánya. U. o. 674—677.
3. A mercuriammoniumchlorid és methyljodid egymásrahatásakor keletkező termékek. Magyar Chemiai Folyóirat. **17.** 1911. 91—96.
Die Producte der Reaction von Mercuriammoniumchlorid und Methyljodid. Zeitschr. f. Krist. **51.** 1912. 138—142.
4. Pirit Boszniából. Földtani Közlöny. **41.** 1911. 65—67.
Über einen Pyrit von Bosnien. U. o. 190—192.
5. Néhány ritka ásvány a krassószörénymegyei Vaskő bányáiból. Földtani Közlöny. **41.** 1911. 746—750.
Einige seltene Mineralien aus den Gruben von Vaskő. U. o. 811—815.
6. Adatok a felsőbányai realgár kristálytani ismeretéhez. Mat. és term. tud. értesítő. **29.** 1911. 830—835.
7. Bournonit Óradnáról. Földtani Közlöny. **41.** 1911. 67.
Bournonit von Óradna. U. o. 192.
8. Zur Krystallographie des Bournonits von Óradna. Centralbl. f. Min. 1928. 105—113. — Tokody Lászlóval együttesen készült dolgozat.
9. Adatok Nagybánya és Borpatak ásványainak ismeretéhez. Földtani Közlöny. **58.** 1928. 87—92.
Beiträge zur Kenntnis der Mineralien von Nagybánya und Borpatak. U. o. 212—215. — Tokody Lászlóval együtt készült dolgozat.
10. Bányageológiai tanulmányok Verespatak környékén. A M. Kir. Földtani Intézet 1913. évi jelentése. 397—401.
Montangeologische Studien in der Gegend von Verespatak. Jahresber. der geol. Reichsanstalt für 1913. 450—455.
11. Ismertetés: Lazarevic Milorad: a propilotosodás (zöldkövesedés), kaolinosodás és kvarcosodás, valamint ezek vonatkozása a fiatal aranyezüst érc telér csoportra. Földtani Közlöny. **43.** 1913. 472—476.
12. Ércelőfordulások a Mátrában. Földtani Közlöny. **55.** 1925. 127—143.
Erzlagstätten in der Matra (Komitat Heves, Ungarn). U. o. 319—323.
13. Óbuda ármentesítése és az Aranyhegyiárok 1922 február 24. és 25.-i áradásáról. Hidrológiai Közlöny. **2.** 1922. 96—103.
Die Wassergefahr von Óbuda (Altöfen) und die Hochflut im Graben des Aranyberges am 24—25. Febr. 1922. U. o. 210.
14. Újabb Gellérthegyi hévforrásnyomok. Hidrológiai Közlöny. **10.** 1930. 110—114.

II.

ÉRTEKEZÉSEK.

A GYERGYÓI-MEDENCE ÉS A FELSŐ-MAROSVÖLGY
KIALAKULÁSA.

Írta: Bulla Béla.

I.

A Kárpátok hegységi tájai megoldásra váró geomorfológiai problémákban rendkívül gazdagok. Ezért fogadtam nagy örömmel a Magy. Áll. Földtani Intézet felszólítását 1941-ben, hogy megbízásából a Keleti Kárpátokban, a Székelyföldön, a Felső-Maros vidékén terraszmorfológiai-völgyfejlődéstörténeti és pliocén-pleisztocénkori tektonikai tanulmányokat folytassak. Feladatom kettős volt, mert munkaterületem is két alaktani részből áll: egyrészt tisztázni kellett az intrakárpáti Gyergyói-medence keletkezésének körülményeit és megrajzolni alaktani jellemvonásait, másrészt feleletet kellett keresni a Felső-Maros völgye kialakulásának és ezzel kapcsolatosan a Maros salamás-déai szoros völgye eredetének és korának kérdésére is.

Munkaterületemen geomorfológiai részletes tanulmányokat előttem senki sem folytatott, mert Sawicki 1910. évi (1), Wachner 1927. évi (11) és a gráci R. Mayer (12) 1930. évi, a Keleti-Kárpátokban folytatott tanulmányaikban csak rövid említést tesznek a jelzett kettős problémáról, ám megoldását nem adják.

Pedig különösen a Keleti-Kárpátok zárt kismedencéi, a Gyergyói, Alcsiki, Felcsiki medence keletkezésének, kialakulásának és lecsapolódásának problémája a geológusokat már a múlt század hatvanas éveitől foglalkoztatta, azonban a kérdés megoldását célzó elméletek és magyarázatok a mai napig is csak munkahipotézisek maradtak.

Ezek az elméletek két úton igyekeztek a kérdés megoldásához közel férközni. Voltak, akik a Gyergyói- és a két Csiki-medence keletkezését *vulkáni elgátolásnak*, mások pedig *tektonikus mozgásoknak* tulajdonították. Az első elmélet Hauer-től és Stache-tól (2) származik és ehhez csatlakozott később Herbich is (3, 4), Primics (5) is és id. Lóczy is (8). Pálffy velük ellentétben ezeket a medencéket határozottan tektonikus süllyedékeknek tartotta (8). Ugyanilyen értelemben nyilatkozik 25 évvel később Mayer is (12).

Egy dologban azonban a két ellentétes nézet képviselői valamennyien megegyeznek; nevezetesen abban, hogy mindnyájan édesvízű,

levantei beltavakat feltételeznek a medencékben. A hipotetikus levantei beltőről mindössze csak Koch nyilatkozott szkeptikusan (6).

Még kevesebbet tudunk a Maros Kelemen- és Görgényi-havasok közti völgyének kialakulásáról. Bár már Herbig leírása nyomán (3) valamiféle *interkollin* völgyképződés bontakozik ki az olvasó előtt, a későbbi földrajzi leírásokban (Cholnoky, Prinz, Bányai) a salamás-dédai völgyszakasz *áttörései* völgyként, egyik-másik szerzőnél egyenesen *terrasztalan, felsőszakaszjellegű szurdokvölgyként* szerepel, pedig pleisztocén terraszokról a szoros völgyben már Hauer, Stache és Herbig is megemlékezett, Sawicki pedig elég részletesen le is írta a Maros „palotai főterraszát“ (1). A brassói Wachner sem végzett részletes terrasztanulmányokat a völgyben, mégis a völgyszakaszt *regressziós* eredetűnek tartja. Szerinte a Maros hátráló erózióval réselte át a vulkanikus tömegeket a pleisztocén elején és csapolta le a Gyergyói-medence levantei beltavát (11). Meg kell említenünk, hogy Wachner magyarázata nincs minden előzmény nélkül. Xántus már 1913-ban nagyon hasonló módon írt (13) a Maros salamás—dédai „áttöréséről“.

Ilyen volt a Gyergyói-medence és a salamás-dédai Maros-szakasz kialakulása és fejlődése problémájának állása, amikor megfigyeléseimet megkezdtem. Eredményeim alapján talán sikerült a két, egymással szorosan kapcsolódó kérdést a megoldáshoz közelebb juttatni.

II.

A dolgozat német szövegében részletesen leírom a Gyergyói-medencére és a salamás—dédai Maros-szakaszra vonatkozó morfológiai megfigyeléseimet, itt csak az eredmények ismertetésére kell szorítkoznom.

A kereken 30 km hosszú, 13—20 km széles Gyergyói-medence típusos intrakárpáti *tektonikus medence*. A Keleti Kárpátok kristályos vonulatának hullámos tönkfelületté letarolódott felszínébe süllyedt be a Hargita vulkánosságával egyidejűleg és utána is, a harmadkorvégi és negyedkori kárpáti hegységképződésfázisok idején és következményeként. A kistályos tömegek É-on, K-en és D-en körülövezik, mindössze Ny-on borulnak a Hargita és a Görgényi-havasok andezittufái a kristályos palákra és fillitekre, kizárva annak a feltevésnek a lehetőségét, hogy a medence a vulkáni tömegek felhalmozódása előtt az Erdélyi-medence keleti peremterülete lett volna. Az Erdélyi-medence harmadkori rétegei sehol a medencében, a peremeken sem, de még a medence délnyugati sarkában sem találhatók meg, ahol pedig a kristályos alaphegység is a felszínre bukkan, pliocén kavicsal gyéren borított, lapos, hullámos tönk alakjában.

Bizonyítékok a Gyergyói-medence tektonikus eredete mellett.

1. Intrakárpáti elhelyezkedése. 2. Területét ÉK—DNy-i és ÉNY—DK-i irányú törésvonalak nyírták ki. 3. Felszine fluviatilis feltöltéssel elegyengetett, délről észak felé enyhén lejtő síkság (Vasláb 768 m, Remete 719 m). 4. Felszínén a Marosnak tulajdonképpeni völgye nincs, ártere kivételével mellette *egyetlen folyóterasz sem mutatható ki*. 5. A fluviatilis lerakódásokat kiterjedt, lapos, de mégis nagyeresű törmelékkúpok képviselik. Különösen nagyok a Keleti-Kárpátokból jövő patakok (Hevederpatak, Tekerőpatak, Bekény) törmelékkúpjai. A Bekény törmelékkúpjának sugara 13 km. Rajta a patak esése a törmelékkúp csúcsától (839 m) a torkolatig (731 m) több, mint 100 m, azaz 9 m/km. A patak mégis erősen alsószakaszjellegű. Ilyen nagy esés mellett alsószakaszjelleg, tehát akkumuláció a medence süllyedésének kétségtelen bizonyítéka. A fluviatilis feltöltés vastagsága nem ismeretes. Tény, hogy a gyergyószentmiklósi artézi kút fúrásakor még 78 m mélységben is folyókavicsban járt a fúró. A medencét szubaeरिकus lerakódások, hulló porból képződött, mésztelen jégkorszaki vályogok is segítettek feltölteni. Vastagságuk 3—6 m. Löszökkel egyidejű és ekvivalens jégkorszaki képződmények. 6. A Keleti-Kárpátoknak a Gyergyói-medencébe nyíló völgyei (pl. a Bekény völgye) *terraszosak*. A terraszok a medence felé haladva *rendre belesimulnak a törmelékkúpok felszínébe*, vagyis az eróziós tevékenységet a medencén kívül felváltja a medencében a tektonikus süllyedés bizonyítékaként az akkumuláció, a normális sztratigráfiai sorrendű feltöltődés. 7. A medence plio-pleisztocén tektonikus süllyedésének bizonyítékaként északi kijáratánál a törmelékkúpok fokozatosan a törmelékkúpok és az igazi folyóteraszok közti átmeneti képződményekben, majd terraszokban folytatódnak..

A medence besüllyedésének kora. A süllyedés kezdetét illetően a közvetlen morfológiai bizonyíték kevés. Mindenesetre idősebb, mint a Maros pliocénvégi (VI. sz.) terrasz. Ezt látszik bizonyítani a medencét délnyugaton keretező kristályos mészkőfelszín pliocén kavicsa is. A medence besüllyedésének kezdete valószínűleg egyidejű a Hargita vulkánosságának főfázisával (hegységképződés, gyűrődés a flissben és a szubkárpáti övben, kratogenezis, vulkánosság a kárpáti kristályos övben), de a süllyedés a fentebb felsorolt bizonyítékok szerint az egész pleisztocén folyamán tartott. Ma a medencében a Maros középszakaszjellegű, csak a medence alsó részében (Remete táján) válik alsószakaszjellegűvé. Mindez azt mutatja, hogy a medence süllyedése a jelenkorban vagy szünetel, vagy nagyon lassú, alsó részében azonban ma is tart. A fiatal, pleisztocénvégi és posztpleisztocén mozgásokat szépen igazolja a Bekény és a Borzont patak eltört törmelékkúpja. A süllye-

dés éppen a Bekény—Borzont vonalon következett be. Hogy a törés ma is élő szerkezeti vonal, azt nemcsak Alfalu, Csomafalva, Kilyénfalva és Tekerőparak törésvonal mentén feltörő „borvizei“ igazolják, hanem a két patak óholocén és jelenkori bevágódása saját törmelékkúpjába. A patak kb. 1.5—2 m-nyi bevágódása jól feltárja a pleisztocénkori törmelékkúpanyagot. A törmelékkúp kavicsa típusos „zsákos“ szerkezetet mutat, tehát utolsó jégkorszaki vázталajképződést bizonyít.

Végezredményben a Gyergyói-medence posztpannon-levantei süllyedék, de süllyedése az egész pleisztocén folyamán is tartott, sőt alsó (északi) kijárója még ma is gyenge süllyedésben van. Kárpáti és hargitai peremlejtőin fagyhatásra keletkezett periglaciális törmelék- és görgetegmezők és talajfolyásos jelenségek nyomai is találhatóak, illetve megállapíthatók. Ezeket Koch még „vulkáni iszapfolyások“ eredményeinek tartotta (6).

*A Gyergyói-medence feltételezett levantei, édesvízü, esetleg lefolyástalan beltavának létezését a morfológiai vizsgálatok nem igazolják. Pedig, ha hosszabb időn át élő tó lett volna a medencében, annak parti abrázios színlőjét, vagy színlőit, partmenti lerakódásait még a süllyedésben lévő medence peremén is meg kellene találunk. Ilyeneknek sehol semmi nyoma. Nem ismerünk a medencéből tavi faunát sem. A Hauer és Stache által említett remetei mocsári növénylenyomatok és faopálok és a Koch által megemlített phragmites-maradványok sem nagykiterjedésű, édesvízi levantei tó fennállásának bizonyítékai, hanem inkább olyan mocsári növényzeté, amely a Maros mocsaras alluviumán és a medence északi, mocsaras, süllyedő öblözetében ma is vígan tenyészik (égeres, füzes ligetek, nádasok, káka, szittyó, sulyom). A kérdésre végleges választ csak mélyfúrások alapján lehetne adni, de ilyenek hiányoznak. Mindenesetre az említettekén kívül a feltételezett levantei tó létezését a Maros pliocénvégi terraszai is cáfolják, hiszen kavicsanyagukban a salamás-dédai völgyszakaszon *szenitkavics* található a Piricskéből, márpedig tóból kifolyó patak durva hordalékban mindig nagyon szegény.*

III.

A salamás—dédai szűk völgyszakasz kialakulása.

A völgyszakasz a várakozásnak megfelelően *terraszos*. A folyó remete-salamás-dédai szakaszán, a Kelemen- és a Görgényi-havasok között *hat* terraszt vésett ki. A Gyergyói-medence északi kijárójában a törmelékkúpok átmenete a terraszokba fokozatos; kitűnően megfigyelhető.

Az I. sz. (alluviális) terrasz (jelenkori ártér) amphibikus forma. Árvíz idején még víz borítja. Magassága 0.4—1.5 m. A Maroshévízi, Nyágrai, Palotai és Ratosnyai kismedencékben, továbbá Ditró alatt és Füleháza táján erőteljesen fejlett.

A II. sz. (újpleiszticén) terrasz felkavicsolódása utolsó jégkorszaki, kivésése posztglaciális. Magassága 6—10 m a folyó tükre felett. Fontos a gyergyóremetei újpleisztocén terraszfeltárás. A terrasz alapja andezittufa, amelyet az erózió 7 m vastagságban tárt fel. A tufára 3 m vastag újpleisztocén andezit- és kvarckavics települ *lapillivel* keverten. Felette 0.8 m vastag *száiban álló andezittufa*, ezen 0.5 m vastagon folyókavics, legfelül 0.4 m vastag jelenkori talajzóna fekszik. Mivel a lapilli is, a tufa is elsődleges fekhelyen van, a remetei újpleisztocén terraszfeltárás minden kétséget kizáróan igazolja, hogy a *Görgényi-havasok* (Mezőhavas) *vulkános tevékenysége, egyre gyengülő kitörésekkel a pleisztocén végéig folyamatban volt.* Ezt igazolja különben közvetve a Mezőhavas és a Fancsaltető ép, fiatalos vulkáni kúpja és krátere is. Vulkáni kitöréseiknek az ősember még mindenestre szemtanuja volt. Hasonló terraszfeltárásokat Salamásról és Hódosról is leírtam a II. és III. sz. terrasz szintjében.

A II. sz. terrasz kisebb-nagyobb részletekben az egész völgyszakaszon végigkövethető. Mintha helyenkint (Déda—Ratosnya között) kettőződést mutatna. Lehetséges, hogy két, egymástól független újpleisztocén terrasz kiképződésével van dolgunk.

A III. sz. (középső-pleisztocén) terrasz minden valószínűség szerint riss-jégkorszaki völgyfenékmaradvány. Ez a 18—23 m magas terrasz a salamás—dédai völgyszakasz legkifejezettebb, legtípusosabb folyóterrasza. S a w i c k i említett leírásában a Maros „főterraszaként” szerepel. Gyergyóvárhegytől kezdve Dédáig számos szép, típusos részletét térképeztem. Különösen fejlett a Maroshévízi és a Palotai medencében, Gödemesterháza, Csobotány és Füleháza táján. Felszínét helyenkint jégkorszaki vályog (nem lösz!) emeli meg néhány m-rel.

A IV. sz. (idősebb pleisztocén) terrasz magassága 40—53 m a folyó felett. A III. sz. terrasznál jóval szerényebb szerepet játszik. Legszébb kifejlődése a Ratosnyai-medencében található. A Bisztra torkolata táján már 10 m vastag terrasz kavicsal borított, széles mező.

A Belső-kárpátmedencei terraszok fossziliáinak vizsgálata alapján ópleisztocénnek bizonyult V. sz. terraszt csak néhány részlet képviseli a salamás—dédai szakaszon. Átlagos magassága a folyó felett 70—85 m. Nagyobb darabjai Maroshévíz—Ratosnya között, Galócánál és Déda felett térképezhetők. Mindezek az előfordulások azt igazolják, hogy a Gyergyói-medencében a posztlevantin-praegünz időben *tó már nem lehetett*, annál is inkább nem, mert a terrasz anyagában a Maros

forrásvidékéről való szienit-, kristályospala- és kvarckavics található.

A Maros salamás—dédai szakaszának legidősebb, kimutatható terrasza, a VI. sz. terrasz, *levantei korú*. Magassága 95—110 m a folyó felett. Ennél idősebb terraszokat nem találtam. Valószínű, hogy a prelevantei időben nagyobb folyó még nem is járt a Kelemen- és Görgényi-havasok között akkor már kialakulóban levő, *interkollin* mélyedésben. Annyi azonban bizonyos, hogy a Maros bevágódása a tufa- és konglomerátumrétegekből kb. 150 m-nyit tárt fel és a völgy oldalfalain a konglomerátum kavicsai és görgetegek helyenkint erős folyóvízi meggörgetettséget mutatnak. Ez készíthette *Wachner-t* arra, hogy idézett munkájában a Maros felett 150 m magasan Ratosnya táján a kezdeti Maros lerakódásait vélte felismerni. Ilyen alapon mondotta ki, hogy a Maros salamás—dédai szakasza regressziós eredetű; a folyó fokozatosan hátráló erózióval érte el és csapolta le a Gyergyói levantei tavat. Ám, ha nehezen is, de mégis megkülönböztethető a Maros terrasz kavicsa a pliocén konglomerátum görgetegeitől. Fontos a szienítés a kvarckavics a Maros forrásvidékéről. *Ezek a terrasz kavicsok és maga a VI. sz. terrasz is, amely átmenő terrasz, a regresszióknak is, meg a Gyergyói levantei tó tartós létezésének is cáfolói. A völgyszakasz, mint már Herbig is sejtette, interkollin eredetű a Kelemen- és Görgényi-havasok vulkáni felhalmozódásai között; elsődleges térszíni mélyedés, amely a posztpannonban a Maros eróziós pályája lett.*

A VI. sz. terrasz kijelölése sokszor nehéz pliocénvégi tektonikus mozgások háborgatásai miatt. A mozgások pliocén korát nemcsak a salamási telérszerű bazaltvulkánosság mutatja, hanem a pleisztocén terraszok tökéletesen zavartalan futása is.

A VI. sz. terrasz legszebb kifejlődésben Gatonya és Déda között található meg a jobboldalon 300—500 m széles, völgyekkel és suvadásokkal szabdaltnak mező formájában.

A terraszokat sok helyen elborító vöröses-sárgásszínű jégkorszaki vályogok a Kárpátmedence „fiatalabb-löszével” egykorú, ekvivalens képződmények.

IV.

Összefoglalás.

A Gyergyói-medence nem vulkáni elgátolással keletkezett, hanem plio-pleisztocén süllyedékterület, intrakárpáti tektonikus medence. A morfológiai vizsgálatok még óholocén tektonikus mozgásokat is ki tudnak mutatni. A feltételezett Gyergyói levantei tó létezését, ill. tartósabb állandóságát a morfológiai vizsgálatok nem igazolják.

A salamás-dédai völgyszakasz kialakítása vulkáni interkollin mélyedésben a pliocén végén kezdődött. Azóta a Maros közbeiktatott pihenőkkel hat terraszt vésett ki a szűk völgyben, tehát a völgyszakasz nem áttöréses-regressziós eredetű, hanem interkollin mélyedésben kialakult, terraszos eróziós völgy. A terraszfeltárások bizonyossága szerint a Görvényi-havasok (és a Hargita) tevékeny vulkánossága a pleisztocén végéig volt folyamatban. A völgyben pliocén és óholocén tektonikus mozgások mutathatók ki.

A terraszok száma egyezik a Duna, a Tisza és mellékfolyóik holocén, pleisztocén és pliocén terraszainak számával. A völgyszakasz terraszmorfológiai viszonyainak más kárpátmedencei folyóvölgyek terraszmorfológiai és völgyfejlődéstörténeti viszonyaival való bámulatos egyezése azt a régóta hangoztatott felfogásomat látszik igazolni, hogy a kárpátmedencei folyók terraszainak kialakulását legelső sorban pleisztocénkori éghajlati hatásoknak (jeges és jégmentes idők váltakozása) kell tulajdonítanunk.

(Az ábrákat és az irodalmi felsorolást lásd a német szövegben.)

AZ ÚJHATÁRVÖLGY KÖZETTANI SZELVÉNYE A BÜKK-HEGYSÉGBEN

Irta: Szentpétery Zsigmond.

A Bükkhegység déli részén, Szarvaskő község határában tekintélyes bázisos eruptív terület van. A területet feltáró vízerek közül egyike a legfontosabbaknak az Újhatárvölgy nevű patak. Ez a kis patak Szarvaskőtől ÉK-re a Magasverő hegy alján ered és innen nagyjában déli irányban húzódik valamivel kevesebb mint 3 km hosszúságban a Határtető és Cseresbérc között a Tóberc aljáig, ahol az Eger patakba torkollik. Torkolata Szarvaskőtől keletre kb. 1 km-re van. Ennek a pataknak mély feltárásában, továbbá a torkolata mellett lévő Tóbercbányában jól lehet tanulmányozni a különböző gabbrófajták egymásba és a diabázba való átmenetelét, továbbá a gabbróid magma differenciálódásának az eredményeit.

Az alap és az uralkodó képződmény a gabbró, de az eredeti gabbróid-magmából a normális differenciálódás mellett a különböző fizikokémiai és asszimilációs folyamatok következtében a kőzetfajtáknak hosszú sorozata származott. Eltekintve a telérkvartcit és a tiszta oxid-

érc (ilmenit, magnetit) kiválásoktól, a több, mint 80%-os kavasav-tartalmú gránitaplit és a kevesebb, mint 25%-os kavasav-tartalmú ércperidotit között nagyon sokféle abisszikus és hipabisszikus kőzet állott elő.

A magmabeli hasadás nemcsak a különböző gabbró és diabáz fajtákban megjelenő különböző telérek képződésében nyilvánult, hanem a vastag karbonüledék takaró alatt, valamint a diabázburokkal fedett helyeken végbemenő hosszas megszilárdulásnál a slires szétválásban is, főleg a gabbrótömegben. De szerepet játszanak a különböző helyekre került magma különböző fizikokémiai viszonyai is. Itt elsősorban arra gondolok, hogy a felfelé nyomuló olvadék különböző helyekre, különböző szintekig hatolhatott, különböző nagyságú üregekbe, különböző anyagú és különbözően felhevített kőzetek közé került. Az asszimilációra is biztos adataim vannak. Természetes, hogy különböző kőzetek származtak az érintkező anyagok minősége szerint, de a beolvasztás mértéke szerint is, de különösen aszerint, hogy az eredeti vagy a már szét-hasadozott magma érintkezéséről van-e szó? Természetes az is, hogy a kristályosító anyagokban gazdagabb savanyú magmarészek nagyobb átalakító hatást gyakoroltak a mellékkőzetekre, amint ezt nemcsak az Újhatárvölgyben, de a vonulat több helyén (pl. Majorláp) is tapasztalhatjuk.

Az említett slires hasadástól el lehet választani még ezekben a nem mindig kedvező, sőt általában gyenge feltárási viszonyok mellett is a késői slires (hiszterogenetikus slires) elkülönződéseket, amelyeket legalább eddig mindig a gabbróid tömeg szélein vagy azokhoz közel találtam. A lassú lehülésnél felszabaduló és kiszabadulni törekvő gázok és gőzök a széleken, azokhoz közel, de olykor a tömeg belsejében gyűltek meg, ahol a szétválás a felmelegített karbonüledék-falak mellett és azokhoz közel v. mélyen a kihülő magma tömegben bent, a bőven felgyűlt ásványképzők jelenlétében történt, bizonyára igen lassan és hosszú idő alatt. Ennek a differenciálódásnak a folyamán különösen sokféle kőzet származott, legtöbbször nagyszemű savanyú és neutrális, ritkábban bázisos és ultrabázisos fajta.

Így származtak az eredeti gabbróid-magmából a különböző diabáz, gabbró, diorit, peridotit, piroxenit, amfibololit-fajták, a telérkőzeteknek (gránitoporfiros, aplitos, pegmatitos, lamprofiros teléreknek) különböző fajtái, végül az érintkezési kőzetek.

Ásványos és vegyi tekintetben meglehetősen nagy különbség van az Újhatárvölgy felső részein kiképződött diabáz és az alatta közvetlenül következő, vele fokozatos átmenetekkel összekötött gabbrók között is. De megvan a fokozatos átmenet vegyi és ásványos összetétel tekintetében az egyes gabbrófajták között, sőt a többi összes kőzeteknél is,

így pl. gabbró és ultrabázit között. Az itt-ott észlelhető élesebb határokat részben fizikai folyamatok (mint pl. nyomáscsökkenés) részben utólagos mozgások idézték elő. Ezek a mozgások a süllyedő hőmérséklet mellett a magmatikus szétválás után történtek, amikor még megvolt az olvadékrészeknek a képességük arra, hogy egymásba hatolhattak, de egymással már nem vegyülhettek.

Az elemzések tanúsága szerint maguknak az újhatárvölgyi gabbró-fajtáknak a vegyi összetétele nem nagy határok közt változik, tehát e tekintetben jó egységes képet nyújtanak. Kavasvartartalmuk 38%—45% közt ingadozik, de meglehetősen kis területeken, éppen olyan gyorsan és szeszélyesen, mint az ásványos összetétel. Az ásványok közül a femikus alkatrészek mennyiségi viszonyának állandó változása mutatja ezt legjobban, még pedig a három legfontosabbnak: az orto- és klinopiroxénnek és az amfibolnak mennyiségi viszonya. Állandó a diallág, ezt részben helyettesíti az augit, ritkán a diopszid. Majdnem állandó a barna amfibol, a bronzit felé hajló hipersztén pedig olykor hiányzik is. Az olivin nagyon ritka, amikor eredeti jelenléte kimutatható, akkor is legtöbbször elváltozott, felszívódott állapotban jelenik meg. Nagyon jellemző ezekre az olivines kőzetekre a magnéziumoxid csekély mennyisége, ami még az olivinben leggazdagabb kőzetekben is feltűnően csekély. Azt a korreláns viszonyt az olivin és hipersztén között, ami a déli részen, a Vaskapu vidéki olivinben olykor nagyon gazdag tagokban kimutatható, itt az Újhatárvölgyben az olivines kőzetek ritkasága és ezekben is az olivin csekély volta miatt némi valószínűséggel is csak következtetni lehet. A tömeg nagyobb részében nem voltak kedvezőek a viszonyok az olivin képződésére v. legalább is a fennmaradására. A biotit jóval gyakoribb, de nagyobb szerepet igen ritkán visz (endogén kontakt kőzetek). Mindezeknek az ásványoknak a társulása még teljesen egyenlő vegyi összetétel mellett is különböző. Ez az izotektikus differenciálódás különböző fizikokémiai képződési viszonyokra és létfeltételekre utal.

Ami a kőzetek változatosságát illeti, arról a legjobb képet nyerjük, ha egészen röviden átnézzük a hosszú évek során gyűjtött anyagot:

E tekintetben érdekesen változatos az Újhatárvölgy torkolatánál lévő Tóbérci (Forgalmi) bánya feltárása. Uralkodó kőzet itt a gabbró, amely a teléres és a késői slires kiképződésnek sokféle formáját mutatja. A sok éven át felkeresett bánya szinte évenként változó külsőt mutatott a bányászat előrehaladásával kapcsolatban. Voltak évek (1926, 1932, 1934, stb.), amelyekben a hatalmas területű bányában ezek a slirképződmények uralkodtak, az alapkőzetnek pedig a gabbródiorit mutatkozott. Pl. 1932. június második felében, amikor éppen hosszabb szünet volt a művelésben, a gabbró csak a bánya alapzatá-

ban és nyugati falában volt található, míg a déli oldalában főleg az érintkezési kőzetek mutatkoztak: A bánya középső legnagyobb része pedig késői slíres képződményekből állott, amelyeket sűrűn szeldeltek át a valódi és a slirtelérek. A nyert kép minden évben változott.

Az érintkezési övet 1927-ben találtam legvastagabbnak, kb. 12 m volt; ilyen vastagságban látszott a bánya K-i oldalán az érintkezési hatás az üledéken. De átváltozott a beolvasztott anyag hatására maga az eruptivum is. Különösen ott látszott igen erősnek az átalakulás az üledéken, ahol savanyú slir kőzete érintkezett vele közvetlenül. Más helyeken, így a bánya északi oldalán több éven át látható volt a gabbrónak sűrű diabázburka. A nyugati oldalon a bázisos elkülönzések a jellemzőek, itt általában is mindig sűrűbb volt az alapkőzet, mint máshol. Az aplitos telérek vastagsága 60 cm-ig emelkedett, még a savanyú slirtelérek között több méteres is akadt. Különösen vastagok a pegmatitos slirtelérek. Megjegyzendő azonban, hogy a vastag slirtelérek anyaga nagyon változó, egyenletes alig akad közöttük. A késői slírek alakja és terjedelme a bánya függélyes falában nagyon különböző. Az alak legtöbbször szabálytalan, de gyakran nagyjában kerekded vagy hosszúkás ovális. Két vagy több szomszédos késői slir gyakran összefolyik egymással, egymásba mintegy átmennek. A belső rész legtöbbször savanyú, de nem mindig és legtöbbször pegmatitos szerkezetű kőzetből áll. A külső rész jóval gazdagabb femikus ásványokban. A legkülső öv néha ismét szálikus.

Jellemzők a szakadások és vetődések. Az elvetődéseket csak egyes esetekben jelzik dörzsbreccsiák, néha viszont két-három m vastagon látszott az összemorzsoló kőzet. Ezt sok vékonyabb dörzsbreccsiás irány keresztezi. Az összemorzsolódott kőzeteket kalcit, prénit és néha kvarc ragasztja össze, de ezek erek formájában is átszeldelik a vastagabb dörzsbreccsiás helyeket. A vetődéseket különösen jól mutatják a sötét gabbróid falban a világos telérek és slirtelérek, de itt-ott maguk a slírek is.

A bánya alapkőzete tehát a gabbró. Uralkodik a diállagmfibolgabbró, de a bánya keleti oldalán egyes években az amfibolgabbró uralkodott. Ritkább típus már a biotitdiállaggabbró és biotitaugitgabbró. Igen rika az endogén kontakt biotitgabbró, kevés diállagreliktummal, amely gránátot is tartalmaz. Az egyéb gabbrófajták közül elég gyakori a kevés amfibolt tartalmazó diállaggabbró és az amfibolbiotitdiállaggabbró. A bánya felső részein ugyancsak alapkőzetnek mondható a diabázgabbró, amely legfelül igazi diabázba megy át.

A késői slírek változatos kőzeteinek legnagyobb része savanyúbb a gabbrónál. Vannak közöttük egyenletesen nagyszeműek, amelyek részben átmeneti fajták, ilyenek a gabbródioritok (diállaggabbródiorit,

amfiboldioritgabbró stb.), részben elég jó típusú dioritok és kvarcdioritok (biotitkvarcdiorit, amfiboldiorit, amfibolbiotitdiorit, amfiboldiopsziddiorit). Ezek között gyakori az endogén kontakt kőzet, ilyen pl. a gránátbiotitdiorit. A dioritkőzetek is átmennek diabázba: dioritdiabáz. Némely években jelentékeny felületű világos, sőt szürkésfehér foltok jelennek meg a bányászat kapcsán a bánya falában. Ezeket a foltokat nagy részben plagioklászitos kőzetek alkotják és pedig főleg oligoklászit, de találtam biotitandezinitet is. Általában egyenletesen nagyszeműek ezek, de van közöttük gránitoporfirios szerkezetű is. Különösen nagyszemű kőzetek vannak a pegmatitok között. Ezek összetételük szerint főleg a gabbrópegmatitnak felelnek meg (és pedig diallággabbrópegmatitok), de vannak kvarcdioritpegmatitok és dioritpegmatitok is, főleg amfibollal, ritkábban biotittal. Jellemző ezekre a slirpegmatitokra az eredeti kalcit gyakorisága. Úgy az igazi telérekben, mint a slirtelérekben ritkán gabbróporfirrit és dioritporfirrit is előfordul.

Az aplitok legnagyobb részben valódi telérekben jelennek meg, azonban a késői slirek savanyú kiválásaiban egyes részeken, olykor a szélek felé ilyen aplitos szerkezetű és összetételű kőzetek is előfordulnak, amelyekbe néha fokozatosan megy át a belső rész felé következő, főleg nagyszemű pegmatitos rész. Fontosabb fajták: amfibolgabbróaplit, biotitgabbróaplit, kvarcdioritaplit, biotitkvarcdioritaplit, biotitdioritaplit, stb. Keverék dioritfajták: biotitgabbródioritaplit, amfibolbiotitgabbródioritaplit. Igen érdekesek a tanulmányozásra az endogén kontakt gránátos biotitdioritaplitok, gránátos biotitgabbródioritaplitok, stb. A femikus ásvány minimális, sőt olykor hiányozni is látszik, különösen a plagiaplitokban, melyek közül leggyakoribb az oligoklászitaplit. Úgy ezekben az aplitokban, mint a kvarcittelérekben általánosan elterjedt ásvány a turmalin, de majdnem mindig csak szórványos szemekben, ritkán valamivel nagyobb mennyiségben. Érdekes, hogy a turmalin hiányzik a kalcitos kvarctelérekben, míg a tiszta kalcittelérekben megtaláljuk egy-egy kristályát.

De vannak melanokrata telérek és slirrészek is. Így előfordul a kerzantit (biotitkerzantit, biotitamfibolkerzantit, gránátamfibolkerzantit), spesszántit (amfibolspesszántit) és odinit (biotitaugitodinit, amfibolodinit, amfibolaugitodinit), de csak minimális mennyiségben. Nagyszemű ultrabázisos kőzetrészeket eddig a bányában nem találtam.

Az érintkezési kőzeteknek több fajtája is előfordul. Jellemzőek a nagyon különböző szemnagyságú gránátkőzetek, továbbá a szarukövek, aminő a csillám-(biotitmuszkovit)-szarukő, cordieritbiotitszarukő, biotitgránátszarukő, muszkovitpenninszarukő, stb.

A Tóbércbánya után a völgyön felfelé menet, magában a völgyben a folyóhordalék, a környező Tóbérc és Pallagdomb belső oldalán karbonüledék takarja az eruptívumot, csak a Kishegy felé, valamint a Kispallag alján jut ki az üledéktakaró alól a gabbrótömeg fedője, a diabáz, illetőleg a Kispallag alján a gabbródiabáz. A gabbró első nagyobb előfordulása a Tóbércibánya után a *Sirokilápa* nevű kis árokban van, amelyben az eruptívum az árok 100 m-étől a 195 m-éig van feltárva. Az elején lévő kisebb sziklák erősen teléres gabbródioritból, amfiboldiallág-gabbróból és préhnites diallággabbróból állanak, majd „Siroki nagy sziklák” amfiboldiallággabbróból állanak. A déli oldalon a differenciálódás jeleképpen az uralkodó gabbró mellett dioritgabbró és diorit is megjelenik. A 162 m-es útszakasztól kezdve a sziklák közei zöldszínűek lesznek a kloritos elváltozás következtében, amelyhez gyakran erős préhnitképződés is járul. A határon (195 m) éles kontakthatár választja el karbon agyagos homokkötőtől.

A fővölgyben a Sirokilápatól északra 150 m-re (a Margit forrástól 670 m-re) meredek bordaképen kiálló tekintélyes sziklafallal kezdődik szálban a gabbróid kőzet, telve slirgumókkal és sávyszerű fészkekkel. Az alapkőzet itt amfibolgabbró, azonban a slirképződmények uralkodnak, amellet, hogy a diabázos széli képződmények is tipikus kifejlődésben jelennek meg (gabbródiorit, amfiboldiorit, dioritdiabáz, gabbródiabáz stb.) és a slirtelések közül is több fajta. A *Sólápa* nevű árok szájához közel a 720 m-es szakaszon levő hatalmas sziklatömegek a késői slireknek szintén igen szép példáit mutatják. Az alapkőzet itt amfiboldiallággabbró, amelyet itt-ott diallágbiotitgabbró és diallághiperszténgabbró vált fel, benne a dioritos kőzeteknek (amfiboldiorit, ilmenitdiorit, amfibolgabbródiorit), plagioklászitoknak (oligoklászit, albitoligoklászit, andezinit) és a telér-slirtelér kőzeteknek (albitgránitaplit, albitgránitpegmatit, plagiaplit, mikrogabbró) hosszú sorozatát gyűjtöttem, ugyancsak itt találkoztam először a slirekben a nagyszemű, mindig igen kis terjedelmű ultrabázisos kiválásokkal: gabbróamfibolit, amfiboldiallágit stb.

Ez a nagyon változatos tarka képet nyújtó slires kiképződés tart tovább is: A 735 m-nél amfiboldiallággabbró az alapkőzet, amelyben sok helyütt préhnitesedő részek vannak, a 760 és 780 m-nél amfiboldiorit és amfibolgabbródiorit fészkek vannak nagy (m³-es) kiválásokban. Ez követhető a 800 m-ig.

Az el-eltűnő sziklák a 830 m-nél hatalmas sziklacsoportozattá egyesülnek, ahol ismét megjelennek a késői slirek: amfibolbiotitdiorit, biotitdiorit, biotitandezinit, dioritpegmatit, gabbrópegmatit a legfontosabb slirfajták, a gabbrópegmatitban 70 mm-ig emelkedő amfibolkristályokkal. Majd a kvarcit is megjelenik 876 m-nél, ahol a slirfészkekben

az amfibolkvarcdioritpegmatit néhol kvarcitba megy át. Itt már közel van a *Tólápa* nevű tekintélyes csermely, amely mellett (850 m) és amelytől felfelé nagy sziklafejek jutnak a felszínre, uralkodólag amfiboldiallaggabbróval, amely helyenként vastag préhnitteléreket tartalmaz és maga is több helyütt préhnitesedett.

A Tólápa felett vagy 50 m-re már hipersztendiallaggabbró van, itt-ott kevés amfibollal és sok ilmenittel. Kissé feljebb, a 960 m-nél ugyancsak a Ny-i oldalon van egy kis árok: a *Csereslápa*, amelyen út is vezet felfelé jelentékeny sziklafalak mellett, melyeknek anyaga diallaghipersztengabbró és amfibolgabbródiorit. Magában a fővölgyben a lápa mellett lévő nagy sziklacsoport diallagamfibolgabbróból áll, amfibolosodó piroxénnal, mindjárt felette késői slirek és injekciók diallaggabbróban. Ezek a slirek és injekciók igen szépen látszanak innen 130 m-re, ahol amfiboldiallaggabbróban amfiboldioritpegmatit, amfiboldiallaggabbrópegmatit, továbbá préhnites plagioklászitos fészkeket és fehér plagiaplitteléreket találunk (1094 m táján). Pár méterrel feljebb nagy sziklákban erősen kloritos diallagamfibolgabbródiorit, fentebb olivingabbró van, több helyen dörzsbreccsiás. Még fentebb az 1190 m-től felfelé ismét injekciós lesz a slires tömeg: plagiaplit (albitoligoklászitaplit), kvarcdioritaplit és préhnit, kvarcit telérek vannak oligoklászitban és dioritban, helyenként bő turmalinnal.

Kevéssel az Újhatárvölgy nagy kanyarulata előtt üde diallaghipersztengabbró (itt-ott amfibollal) van tekintélyes sziklákban, amelyek nagyobbodva a *Füveslápa* (1260 m) hatalmas sziklatömegében egyesülnek, közetük diallagamfibolgabbró, benne néhol elég sok bászit, itt-ott közönséges augit. Pár m-rel feljebb (1274 m) ismét injekcióssá válik az egyébként is slires gabbró, gabbródioritaplit, oligoklászaplit és albitgránitaplitellérek vannak benne. A slirekben troktolit és itt-ott gabbrópiroxenit is előfordul itt. Az alapközet itt már diallaggabbró kevés amfibollal. Itt-ott erősen össze van zúzódva, így az 1310 m-nél, majd el is szösszűrítessedett (1344—1354 m). Az 1390 m-nél a patak árkában tekintélyes sziklákban maradt meg a kontakt közet: pleonast és kordierit tartalmú csillámszarukő.

A bővizű *Tisztartólápa* bejáratánál (1419 m) ismét hatalmas sziklákat találunk a csermely ÉK-i oldalán, amelyek üde diallaggabbróból állanak kevés amfibollal és bronccittal, mindjárt mellette a hegy oldalának felsőbb részén sűrű elváltozott gabbró és gabbróperidotit is van a karbon-üledék határához közel. Ezt a piroxéngabbrót találjuk tovább is, de az amfibol folytonosan szaporodik benne, úgy, hogy az 1537 m-nél már amfibolgabbró van számban kevés augittal. Ezt azonban rövidesen ismét diallaggabbró váltja fel. Itt-ott slirifészkek vannak benne (1593 m) oligoklászittal, amely erősen préhnites. Ugyancsak itt a femi-

kus részek erős felszaporodása folytán gabbrópiroxenit is kifejlődött.

Nem messze innen (1717 m) a keleti oldalon torkollik a fővölgybe a gyakran száraz *Cseresznyefalápa*, melynek szájánál diallághiperszténgabbró van, beljebb a lábában diallágamfibolgabbrót találunk kb. 100 m távolságig, itt-ott kevés olivinnel. Itt a lábában, de magában a fővölgyben is találunk slirfészkeket, így az 1448 m-nél is fent a hegyoldalon, ahol különösen nagyszemű gabbródiorit és kloritos andezinitfészkek vannak. Az egész hely erősen dörzsbreccsiás. Ugyancsak ilyen közet van magában a patak medrében is szálaban, néhol erősen teléres. A lábától feljebb (1873 m táján) diallággabbró területen kiemelkedő nagy sziklákban maradt meg az andaluzitos csillámszarukő, amely más helyütt erősen le van koptatva és szét is hullott.

A diallággabbró, itt-ott amfibollal, tart egészen a nyugati oldal legnagyobb csermelyéig, a *Határlápáig* (Szénhegylápa), amelynek torkolatánál lévő sziklacsoportozat szintén diallággabbró, azonban több helyütt diallághiperszténgabbróba és amfibolhiperszténgabbróba megy át, nagy ritkán egy-egy olivin-reliktummal. Mindegyikben sok slirfészkek és slirtelér van, uralkodólag szálikus aplitos és pegmatitos szerkezetű anyaggal (plagiopegmatit, gránitpegmatit, kvarcdioritaplit, oligoklászitaplit, andezinit, andezinitaplit, stb.). Magában a Határlápában kb. 140 m hosszúságban van feltárva az eruptivum, amely az északi oldalán (a 60 m táján) nagyszemű amfibolhiperszténgabbró kevés diallággal, ezt rövidesen ismét felváltja a diallághiperszténgabbró.

Elhagyva a Határlápát, fent a magas hegyoldalon már a határon túl, az elhanyagolt Beniczky-féle erdőben a nagy gabbrókőfolyáson túl aplitos telérekre és tekintélyes slirtelérekre akadunk, az erősen elváltozott és erősen eltakart szosszürítgabbróban, lent a völgyben azonban üde diallággabbró, majd amfiboldiallággabbró hatalmas szikláik emelkednek. Ezek tartanak majdnem egészen az *Ikerlápák* torkolatáig (2121—2161 m), ahol ismét hatalmasan feltornyosulnak. Fent a hegyoldalon többhelyütt ismét slirfészkek és slirtelére (gabbróaplit) vannak a diallággabbróban, a slirekben változatos plagioklászitos tartalommal. Általában az egész oldalon világos foltokkal tarkított gabbró van szálaban. Az alsó Ikerlápában mindössze 120 m széles a feltárt gabbrósáv. Különösen az alsó Ikerlápá felső részén levő vastag slirtelér ad üde kőzeteket, míg a felső Ikerlápában a hiperszténes amfiboldiallággabbróban erősen elváltozott bázisosabb plagioklászitos (labradorandezinit, labradorózit) slirfészkek vannak.

Az Ikerlápától felfelé a forráspatakok (*Magaslápa*, *Hagymáslápa*) közül a Magaslápában a gabbró messze ÉNy-ra követhető, ahol itt-ott annyi amfibol van a majdnem földpátmentes gabbróban, hogy a közet gabbróamfibololtnak mondható. De a keleti forráspataokban a Hagy-

máslápában még sokkal jobban fel van tárva, különösen ott, ahol több mint 100 m hosszúságban terjedelmes sziklák állanak ki a patak mellett és felette. A Hagymáslápában a gyűjtés tanúsága szerint amfibol-gabbbró, diallágamfibol-gabbbró és diallághiperszténgabbbró az alapkőzet.

Nem sokkal a sziklaszoroson (Kőkapu) túl már mindent fed a lejtőtörmelék egészen a forrásig (2860 m), ahonnan meredek út vezet fel a félkör-alakú mocsaras forrásmélyedésen át a Határtető—Magasverő-i gerinc-útra.

Nyilvánvaló tehát, hogy az Újhatárvölgy gabbbrója uralkodólag amfibolpiroxéngabbbró, amely ritkán biotit-tartalmú. De az amfibol is csak ritkán szaporodik fel annyira a piroxéntartalom csökkenésével karöltve, hogy az amfibol-gabbbróról lehessen szó. Tiszta biotitgabbbró, kivéve a kontakt tagokat, pedig egyáltalában nincs. A piroxének közül a diallág általános, csak igen kevés esetben nem tudtam kimutatni, elég gyakori a broncit felé hajló hipersztén, ritkább a broncit, augit, igen ritka a diopszid.

Feltűnő az, hogy diabázba átmenő gabbbró aránylag minő ritka a feltárásokban. A gabbbró a karbonüledék felől is gyakran nagyszemű és ha aprószemű is, akkor is gabbbróösszetételű és szerkezetű. Diabázba átmenő gabbbrót főleg csak a déli részeken, Tóbércen, Rakottyásbércen találunk, északon csak a Magasverő alján, a Magaslápában. Ennél még talán gyakoribb az elváltozott endogénkontakt gabbbró. Ebben biotit is előfordul.

Budapest — Magyar Nemzeti Múzeum Ásvány- és Közettára.

Használt irodalom.

1. M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése, 1912-ről. p. 147—148, 1913-ról p. 334—335, 1915-ről. p. 352—399, 1916-ról. p. 364—382, 1917—1919-ről. p. 75—88. Budapest.
 2. Földtani Közlöny LXV. p. 90—105. Budapest, 1935.
 3. Acta Litterarum Ac Scientiarum R. Universitatis Fr. Jos. Acta Scientiarum Naturalium. Tom. II. p. 113—124. Szeged 1923.
 4. Acta Chemica Mineralogica et Physica. Tom. VII. p. 60. Szeged 1939.
 5. Akadémiai Matematikai és Természettudományi Értesítő. XLVII. p. 432—465, XLIX. p. 399—430, LVI. 1172—1212.-ig. Budapest, 1930, 1933, 1937.
-

FÖLDTANI ADATOK A MURAKÖZBŐL

Irta: Strausz László.

(Előadta a szerző a M. Földt. Társ. 1943. XII. 1.-i szakülésén.)

A Muraköz ÉNy-i részén, Stridóvár, Szelence és Csáktornya közt, az 5356. sz. 1:75,000-es térképlap DK-i sarkában, az 5456. sz. lap ÉK-i sarkában, az 5357. sz. lap DNy-i sarkában és az 5457. sz. lap ÉNy-i sarkában geológiailag felvettem 1942-ben 140 km² területet.

E vidék geológiai viszonyait eddig főleg a M. Kir. Földtani Intézet régi 1:144,000 geológiai térképe alapján ismertük; Papp Simon és Moosa rétegtani és szerkezeti kérdéseket alaposan tanulmányozták, de sajnos vizsgálataiknak eredményei nem publikáltattak.

Sztratigrafia.

1. Legidősebb képződmény területünkön felső-mediterrán meszes homokkő és lithothamniumos konglomerát, mely St. Wolfgangtól ÉK-re a régi országhatár közelében van feltárva; néhány *Pecten*-töredéken kívül molluszka-faunát nem tartalmaz. Felette sárgás (néha kissé barnás, vagy szürkés) homokoős márgák és csillámos homokkövek következnek, makrofauna nélkül, néhány ponton csekély foraminifera-faunával: *Globigerina bulloides*-en kívül egy-két *Cristellaria* és *Truncatulina* van bennük. Ezek a normális sós vízben való keletkezés mellett s így a szarmata-kor ellen szólnak.

2. Világosszürkés leveles márga következik néhány helyen (a Szt. Orbánhegytől közvetlen ÉK-re és a Kis Villa mellett) az előbbi rétegek felett. Ezt már Papp S. szarmata korinak tartotta, jóllehet kövület nem akadt benne. Most Winkler H. A. és Tomor J. társaságában sikerült néhány (gyenge megtartású) *Ervilia podolica*-t gyűjtenünk ebből a képződményből s így szarmata kora igazoltnak tekinthető.

3. Az alsó pannóniai képződmények Szelence körül gazdag faunát tartalmaznak (fúrásokból), ellenben a felszínen előforduló pannóniai rétegek olyan kövületszegények, hogy az alsó- és felsőpannónikum elkülönítése is alig oldható meg. Csupán a Prekopahegytől közvetlenül ÉNy-ra találtam szürke agyagban néhány kövületet: *Pisidium* sp., *Congerina Czjzeki* Hörn., *Limnocardium* cfr. *pseudosuessi* Hal., melyeknek alapján ezt a (pannónikum alsóbb rétegeit képező) főleg agyagos, néha kissé márgás, ritkán homokos réteggösszletet alsó-pannónnak tartjuk.

4. Fölfelé ezek a rétegek egyre homokosabbakká válnak, kivétele-

sen aprókavicsot is tartalmaznak, valamint egy vékony, de igen nagy elterjedésű lignittelep ékelődik közük. Faunát Stridóvártól ÉNy-ra tartalmaznak, nagy egyedszámban igen kevés fajt: *Helix* sp., *Melanopsis decollata* Stol., *M.* cfr. *Bouéi* Fér., *Unio* sp., *Congerina* cfr. *Neumayri* Andr., *Limnocardium decorum* Fuchs.

Ez a fauna kétségtelen felső pannóniai; a szóban levő homokos rétegcsoporthoz alsó részén foglal helyet s így a felette levő vastag rétegcsoporttal (közte a lignit) felső pannóniai korát teljesen biztossá teszi.

5. Kisebb foszlányokban találunk durva kavicsokat a felvett terület K-i részén, a dombháton. Ezeket a Felsőlendvától K-re eső területek analógiája alapján, levanteinek tartom; elkülönítésük azonban mélyebb fekvésű fiatalabb kavicsoktól külön vizsgálatokat igényelne.

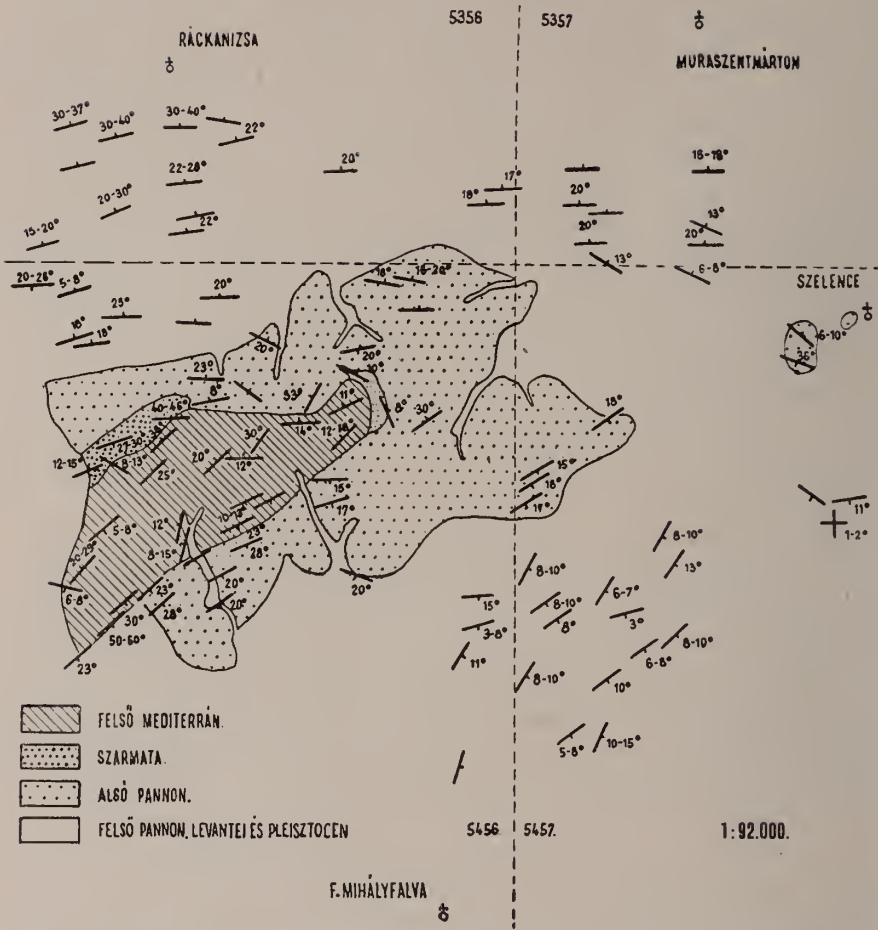
6. A pleisztocén képződmények területünknek csak szélső részein az alacsonyabb dombokon játszanak jelentősebb szerepet. Nyirkos máladékokon és terrasz-kavicsokon kívül kevés lösz is található, főleg az ÉK-i részeken.

A felső-mediterrántól kezdődően a felső-pannón közepéig a rétegsor közzétanilag olyan kevésbé különböző, annyira nincsenek speciálisan jellemző képződményei az egyes szinteknek, hogy azok elkülönítése szinte minden esetben nehézséget jelent. Ennek oka elsősorban az lehet, hogy területünk az egész idő alatt olyan (kevésbé háborított) üledégyiítő árok lehetett, ahol a klasztikumok lerakódása a tenger-, majd félig sós, végül édes vízben lényegében egyformán, hasonló körülmények közt, egyenletesen (valószínűleg elég gyorsan) történt.

Tektonikai viszonyok.

1. Területünk egyetlen antiklinálist képez, melynek tengelye St. Wolfgangtól ÉK-re 1 km-re éri el a régi országhatárt. Eleinte (kb. 3 km hosszan) tovább is ÉK felé húzódik, a 330-as magaslatig, azután KÉK felé a Kis Villáig. Ezután Szelencéig az antiklinális tengelye közvetlenül nem figyelhető meg, de a szárnyak viszonyai mutatják, hogy legfeljebb csekély egyenletlenséggel Ny-ról K-re kellett haladnia.

2. Az északi szárnyban végig (a legdélnyugatibb s a tengely közvetlen közelébe eső részekről eltekintve) a dőlés iránya uralkodólag É-i, míg a dőlés nagysága általában észak felé nő (nem simul el a gyűrődés a Mura síkságánál!). E szárnyban a sztratigrafiai vonalak szerintem nem Ny—K-i egyenletes lefutásúak (a majdnem állandó É-i dőlés dacára se), hanem eleinte É felé kissé kiöblösödnek, majd KDK felé hajlanak vissza; legészakabbra Gibina körül jutnak. Ezt különösen a lignittelepek mutatják jól. Az északi szárny határa pedig a Mura mentén valószínűleg egy nagyobb levetődés.



3. A déli szárny tektonikailag teljesen egyhangú: a dölések iránya végig DK-i, azonban Ny-ról K és DK felé haladva egyre kisebb fokú döléseket találunk. Az antiklinális tengelyének NyDNY—KÉK-i, majd Ny—K-i irányával a déli szárny állandó DK-i dölése csak úgy egyeztethető össze, hogy az antiklinális tengelye K felé fokozatosan a mélybe süllyed, amint a rajz mutatja (szaggatott vonal = az antiklinális tengelye; teljes vonalak = tektonikai izohypszák).



Olajkutatás lehetőségei.

Ez az antiklinális K-i szélén olajat tartalmaz (Szelencénél és Bányavárott), így természetesen a további olajkutatások szempontjából is rendkívül fontos. Ha azonban elfogadjuk azt a nézetet (amit a Maort eredményei támogattak), hogy olajmezőinkben a vertikális migráció nem játszik lényeges szerepet s alsó pannón olajaink nem a fekü tengeri üledékekből kerültek mai helyükre, akkor túlzott reményeket nem fűzhetünk ehhez az antiklinálishoz. Így is nagy fontosságú lenne azonban elsősorban elméleti szempontból egy olyan kutatófúrás, amely az itteni vastag harmadkori rétegsor mélyebb tagjait feltárná. Alig tekinthető kétségesnek, hogy a muraközi antiklinális magvában (mint a lispei olajmezők alatt is) jelen van a slir, melyet sokáig a szénhidrogének anyakőzetének tartottak; de semmit se tudunk arról, hogy ez alatt mezozoi medence-fenék, vagy idősebb harmadkori (oligocén, Sotzka-rétegek?) következnek-e, holott újabban éppen ezek is szóba kerültek az olaj anyakőzeteként. Minthogy e terület Ny-i részén egy kutatófúrás olyan helyre is telepíthető lenne, ahol már a slirt igen kevéssel lehet a felszín alatt, remény volna rá, hogy a slirt teljesen át lehetne fúrni. Így értékes adatokat lehetne nyerni a mélyebb mediterán képződmények szénhidrogéntartalmára és a neogén rétegösszlet itteni fekjére vonatkozóan is.

SUPPLEMENT
ZUM
FÖLDTANI KÖZLÖNY

LXXIII. Band

Oktober—Dezember

10—12. Heft

ABHANDLUNGEN.

MORPHOLOGISCHE STUDIEN IM TAL DER
OBEREN-MAROS UND IM GYERGYÓER BECKEN
IN TRANSYLVANIEN.

Von Béla Bulla.

I.

Nach den terrassenmorphologischen Forschungen, die im Sommer 1940 in den Nordostkarpaten und im Marmaroser Becken zur Durchführung gelangten, wurden im Verlaufe unserer Arbeiten, die sich mit der pliozänen und pleistozänen Entwicklungsgeschichte der Flusstäler im Karpaten-Becken befassten, im Jahre 1941 ähnliche Untersuchungen in Siebenbürgen vorgenommen. Ich habe im Auftrage der Ung. Geologischen Anstalt im oberen Talabschnitt der Maros bis nach Maroskövesd terrassenmorphologische und pleistozäne tektonische Forschungen durchgeführt. Meine Untersuchungen fügen sich organisch an jene Forschungsarbeiten an, die vor etwa einem Jahrzehnt begonnen wurden und die es sich zum Ziel setzten, die nahe geologische Vergangenheit des Karpaten-Beckens in jeder Hinsicht zu klären, also jene Ereignisse des Pleistozäns, die auf das heutige geographische Bild unserer Heimat von grossem Einfluss waren (in erster Linie handelt es sich hier um die Entwicklungsgeschichte unserer Flusstäler). Ich möchte schon an dieser Stelle darauf hinweisen, dass die Ergebnisse meiner Untersuchungen im Tal der Oberen-Maros die Ergebnisse, die man schon früher im Donautal und in den Tälern ihrer Nebenflüsse erhalten hat, in allem und jedem bestärken und ergänzen, usw. in bezug auf die Entwicklungsgeschichte der Täler, die Anzahl und das Alter der Terrassen.

Meine Aufgabe war eine doppelte. Ich musste einerseits die Anfänge der Entwicklung des heutigen Marostales feststellen und zeitlich festlegen,

sowie in Verbindung damit die spätere Entwicklungsgeschichte des erwähnten Talabschnittes skizzieren, andererseits musste in Verbindung mit der Entwicklungsgeschichte des Tales auch eine Antwort auf die Frage des Alters des Salamás—Dédaer „Durchbruchs“ der Maros gefunden werden.

Mein Arbeitsgebiet besteht morphologisch aus zwei Teilen. Sein südlicher Teil ist das Gyergyóer Becken, welches im Süden und Osten vom Quellgebiet der Maros bis Salamás von dem kristallinen Gürtel der Ostkarpaten, im Westen von der Hargita und den Görgényer Schneegebirgen umschlossen wird. Sein oberer Teil umschliesst das zwischen Salamás und Déda befindliche Durchbruchstal der Maros zwischen den Schneegebirgen von Görgény und Kelemen. Unterhalb von Déda konnte ich die Terrassen des Flusses bis Maroskövesd, also noch ein Stück im Siebenbürger Becken verfolgen.

Dieses Gebiet wurde morphologisch ausführlich vor mir noch von niemandem untersucht. Jedoch wurden von den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts an bis zum Jahre 1913 von den mit der Erforschung dieses Gebietes betrauten Aufnahme-Geologen auch einige morphologische Beobachtungen gemacht, die für mich von Wichtigkeit waren. Terrassenmorphologische Beobachtungen wurden jedoch ausser von Sawicki und Wachner (1, 11) von niemandem durchgeführt.

Die kleinen, geschlossenen Becken der Ostkarpaten, das Problem der Entstehung, Entwicklung, Entwässerung und Abzapfung des Gyergyóer, Alcsiker, Felcsiker, Háromszéker und Brassóer Beckens haben unsere Geologen schon seit den sechziger Jahren beschäftigt, jedoch sind die Theorien, die auf die Lösung des Problems zielten, bis zum heutigen Tage nur Arbeitshypothesen geblieben. Die Untersuchungen von Hauer, Stache, Herbich, Primics, Koch, Lóczy sen. und Pálffy stehen alle in engster Verbindung mit der Altersfrage der vulkanischen Tätigkeit der Hargita und der Görgényer Schneegebirge, sowie mit den jungtertiären tektonischen Problemen der Ostkarpaten. Über diese von unserem Standpunkt aus wichtigen Untersuchungen muss ich zwecks leichterer Übersichtlichkeit und Klärung der späteren Ausführungen an dieser Stelle kurz berichten.

In der ersten geologischen Beschreibung Siebenbürgens grösseren Stils, die bis zum heutigen Tage von Wert ist, haben Hauer und Stache zum ersten Mal jene Arbeits-Hypothese über die Entstehung der Becken von Gyergyó und Csík (2) aufgestellt, deren Wirkung in den geographischen Beschreibungen Siebenbürgens bis zum heutigen Tage nachgewiesen werden kann. Hauer und Stache heben hervor, dass die neogenen Ablagerungen in den Becken von Brassó und Háromszék an der heutigen Oberfläche zu finden sind, während dies in den Becken

von Gyergyó und Csík nicht der Fall ist. In den beiden letzteren Becken finden wir hingegen andere Ablagerungen. Die Verfasser schreiben: „Diese Ablagerungen wurden soviel sich aus den bisherigen Beobachtungen folgern lässt, sämtlich aus Süßwasserseen und zwar erst nach den Erhebungen der grossen Trachytmassen der Hargita abgesetzt, welche eben für die Becken der Gyergyó und der Csík den Damm im Westen bildeten, der den Ablauf der Gewässer nach dem siebenbürgischen Mittellande zu hinderte.“

Hauer und Stache setzen folglich zum ersten Mal auch einen tektonischen Unterschied zwischen dem Brassóer und Háromszéker, sowie dem Gyergyóer und Csíker Becken voraus. Von ihnen stammt also die Hypothese der vulkanischen Absperrung des Gyergyóer und Csíker Beckens, die sowohl von Primics, als auch von Lóczy sen. akzeptiert wurde. Sie setzen als erste auch das Vorhandensein von levantinischen, vom Ende des Tertiärs stammenden Seen in diesen Becken voraus. „Die breite und fruchtbare Alluvialebene der Gyergyó ist, ganz analog jener der Csík, offenbar der Grund eines ehemaligen Sees, und zwar eines Süßwassersees, da alle Spuren mariner Conchylien fehlen. Bei Remete fand Lill in einem Bimssteintuff Abdrücke von Sumpfpflanzen und Holz-Opale.“

Diese Verfasser erwähnen auch kurz die „diluvialen Schotterterrassen“ des Durchbruchs der Maros.

Wir finden in zwei Abhandlungen von Herbich Hinweise auf unser Arbeitsgebiet (3, 4). Der Verfasser hält das Gyergyóer Becken für ein breites, von alluvialen und diluvialen Ablagerungen ausgefülltes Talbecken, in welchem sich ehemals ein See befand.

Obwohl sich dieser Verfasser nicht mit Bestimmtheit äussert, hat es doch den Anschein, dass er bezüglich der Entstehung des Gyergyóer Beckens nicht ausschliesslich jene Absperrung voraussetzt, die infolge der Anhäufung vulkanischer Materialien zustande gekommen ist, sondern auch an tektonische Ursachen denkt. Er ist der Meinung, dass im Becken die von den Ostkarpaten kommenden Bekény-, sowie von der Hargita herabziehenden Borzont-Täler tektonischen Ursprungs sind. Er erwähnt ferner aus diesem Gebiet pleistozäne tektonische Bewegungen, allerdings nur kurz und ohne Beweise anzuführen.

Bezüglich der Terrassen der Maros finden wir ähnlich wie bei Stache und Hauer nur flüchtige Angaben; Daten über ihre Anzahl und Höhe fehlen. Er erwähnt auch nicht das Alter des Salamás—Dédaer Durchgangstales der Maros, doch gibt er über den Durchbruch selbst eine interessante Beschreibung. Seiner Meinung nach durchbricht die Maros das Hargita-Gebirge, also den vulkanischen Zug nicht, „sondern umschliesst es in einem ausgewaschenen Tal und zwar in jener Vertie-

fung, die an den Fuss des kreisförmigen Fancsal-Gebirges (im Süden) und an den Fuss des Kelemen-Gebirges (im Norden) grenzt. Jene Vertiefung ist von grossen Massen Trachyttuff und Geröll ausgefüllt, in die die Maros mit gewiss nicht geringer Kraftanstrengung ihr Bett gegraben hat.“ (3, p. 278.) Aus dieser Beschreibung geht deutlich hervor, dass die Maros nicht den vulkanischen Zug selbst durchbrochen hat, sondern dass die von Tuffen ausgefüllte, zwischen den Görgényer- und Kelemen-Schneegebirgen gelegene Vertiefung die Richtung des Flusslaufes bestimmte. In dieser von vulkanischen Tuffen und Konglomeraten ausgefüllten Vertiefung konnte — was ich gelegentlich meiner Terrassenforschungen ebenfalls festgestellt habe — wenigstens vom Beginn des oberen Pliozäns an, die Erosionstätigkeit der Maros mit der Anhäufung des lockeren vulkanischen Materials Schritt halten und ihr Tal frei von Absperrungen lassen, was durch die durchlaufenden pliozänen Flussterrassen bewiesen wird.

Primics (5) hält 1884 nach Stache und Hauer die Entstehung des Gyergyóer Beckens ebenfalls für die Folge vulkanischer Absperrung.

Koch äussert sich in seiner ausgezeichneten, auch genaue Literaturangaben enthaltenden Monographie sehr skeptisch über den von Hauer und Stache vorausgesetzten levantinischen Gyergyóer See (6). Über die am Rande des Gyergyóer Beckens und am südlichen Teil des Maros-Durchbruchs an der Oberfläche befindlichen Tuffe und Brekzien schreibt er: „Alle diese Schuttablagerungen können gemeinsam mit den sich einkeilenden Andesitlagern eine mächtige Dicke erreichen und sich auf den Abhängen bis zu einer Höhe von 1.500 m erheben. Von organischen Einschlüssen finden wir nirgends eine Spur, doch weist auch sonst nichts darauf hin, dass sich diese Massen im Wasser abgelagert hätten, da das schlammige Aussehen von vielen Tuffen auch von später dorthin gelangtem Wasser herrühren kann. Grösstenteils bieten sie das Bild von auf das Festland gefallenem Aschen-, Lapilli- und Bombenmassen.“ Allerdings erwähnt er, dass sich an der Ostseite der Hargita im Tuff Pflanzenüberreste befinden, die an die Phragmiten erinnern. Hier haben wir möglicherweise im Wasser abgelagerte Andesittuffe vor uns (6, p. 249). Im Levantikum entstandene Binnenseen setzt er entschieden nur in den Becken von Brassó und Háromszék voraus (6, p. 325).

Nach Lörenthey (7) nimmt er an, dass die letzten Ausbrüche im Hargitagebirge im unteren Levantikum erfolgt sind.

Lóczy sen. führt auf Grund der morphologischen Eigenschaften der auf den inneren Abhängen der Ostkarpaten verlaufenden Täler und auf Grund der Untersuchungen der mesozoischen und tertiären fluvia-

tilen Schotter, die sich im tertiären Hügelland befinden, das sich an den westlichen Abhang des Hargita-Plateaus anschliesst, ähnlich wie Hauer und Stache die Entstehung des Gyergyóer Beckens auf vulkanische Absperrung zurück. Er schreibt: „Wir sehen in den Tälern der Olt und der Maros, dass die westlichen vom Hargita kommenden Nebenflüsse dieser Täler kurz und schmal sind und kaum in die Abhänge tiefer eingeschnitten, während die von Osten kommenden länger und breiter sind. Die Abhänge erheben sich steil aus ihren ebenen Talsohlen; wir haben hier alte, ausgefüllte Täler vor uns. Am westlichen Abhang der Hargita finden wir unter den Andesitschutten ein Konglomerat, das sehr häufig ältere mesozoische Kalkschotter enthält. Diese Schotter können nur von den Ostkarpaten hierher gelangt sein. In diesem Fall mussten sich die Täler der Ostkarpaten bis zu dem Siebenbürgischen Becken hin erstrecken und diese Täler wurden von den Eruptionsprodukten der Hargita abgeschlossen.“ (8).

Gemäss dieser Erklärung von Lóczy sen. sind also die Gyergyóer (und Csiker) Becken Teile des Siebenbürgischen Beckens, die durch die vulkanischen Massen der Hargita abgesperrt werden. Bei ihrer Entstehung haben tektonische Senkungen keine Rolle gespielt.

Pálffy wollte sich mit dieser Erklärung nicht zufrieden geben. Seiner Ansicht nach schliesst die Anordnung der Becken von Gyergyó, Csik, Háromszék und Brassó aus, dass sie ausschliesslich die verbreiterten Täler der in ihnen verlaufenden Flüsse wären. Er führt die Entstehung dieser Becken auf das Entschiedenste auf tektonische Ursachen zurück. Es haben sich in ihnen Süswasserseen gebildet, die „nur nach dem erosiven Einschneiden der Täler der Flüsse Maros und Olt entwässert wurden; dies dürfte wahrscheinlich im Levantikum erfolgt sein.“ (8).

Im ungarischen geographischen Schrifttum finden wir beide Theorien vertreten, und zwar einerseits die Voraussetzung, dass das Gyergyóer Becken durch eine einfache vulkanische Absperrung entstanden ist, andererseits, dass es durch eine tektonische Senkung gebildet wurde. Doch wird auch jene Voraussetzung angeführt, dass das Gyergyóer Becken, ähnlich wie die Becken von Háromszék und Brassó, im Levantikum von einem Süswasser-Binnensee ausgefüllt wurde.

Bezüglich des Alters und der Morphologie des Flussabschnitts des Salamás—Dédaer Marosdurchbruchs wurden, abgesehen von den schon oben erwähnten flüchtigen Beschreibungen durch Hauer, Stache und Herlich, morphologische Beobachtungen nur von Sawicki (1) gebracht. Doch finden wir auch hier nur soviel, dass die 20—30 m hohe „Palotaer Terrasse“ des Durchbruchs ganz kurz erwähnt wird. Seiner Meinung nach ist diese die „Hauptterrasse“ der Maros, doch

bezeichnet er nicht einmal ihr Alter. Andere Terrassen dieses Abschnittes werden von ihm nicht erwähnt.

Nach Her bich, St a che, H a u e r und K o c h stellt S a w i c k i in grossen Zügen den Zeitpunkt des Durchbruchs in das Levantikum. So wird dieses Durchgangstal auch bis zum heutigen Tage im ungarischen geographischen Schrifttum erwähnt und höchstens fügt man als morphologisches Charakteristikum hinzu, dass der Durchbruch als ein terrassenloses Engtal mit Oberlaufcharakter zu betrachten wäre, obwohl X á n t u s nach S a w i c k i's Untersuchungen in der Umgebung von Remete und Salamás bereits das Vorhandensein von zwei pleistozänen Flussterrassen festgestellt und publiziert hatte (13).

Im Jahre 1927 erschien eine geographische Darstellung von H. W a c h n e r über das Komitat Csík (11). In dieser Arbeit glaubt W a c h n e r im Becken von Maroshévíz und in der Umgebung von Ratosnya und Palotailva die Terrassenangaben von S a w i c k i kontrollierend, die alten Talreste der Maros über dem Fluss in 150 m relativer Höhe erkennen zu können. Aus diesem Grunde sagte er, dass der Marosfluss die vulkanischen Auswurfsmassen mit rückschreitender Erosion durchschnitten und den levantinischen Binnensee des Gyergyóer Beckens abgezapft hat. Also im Gegensatz zu Her bich, der dem Talabschnitt zwischen Déda und Salamás eine interkolline Entwicklung zuschreiben wollte, fasst W a c h n e r diesen Talabschnitt, also das Durchbruchstal, als ein Regressionstal auf.

Der Grazer Forscher R. M a y e r bezieht sich in seiner, im Jahre 1936 erschienenen Arbeit „Bericht über morphologische Studien in den Ostkarpaten“ (12), was die Entwicklungsgeschichte des Marostales betrifft, auf die Beobachtungen von S a w i c k i und W a c h n e r. Er selbst führte keine terrassenmorphologische Untersuchungen durch. Es ist aber sehr wichtig, was er über die Entstehung des Gyergyóer Beckens sagt. Nach ihm ist das Becken tektonischen Ursprunges. Die Einsenkung des Beckens fand erst nach den jungtertiären Anhäufungen der Lava- und Tuffmassen der Hargita statt. Ursprünglich hatte ein Binnensee das Becken ausgefüllt, wurde aber später von den levantinischen und pleistozänen Schuttkegeln zugeschüttet.

Dies ist alles, was wir über die Morphologie des oberen Maros-Tales, über seine Entwicklungsgeschichte und über die offengelassenen Fragen in bezug auf das Gyergyóer Becken und das Salamás-Dédaer Durchbruchstal wissen: Meinungsverschiedenheiten und hypothetische Erörterungen. Meine drei Wochen dauernden morphologischen Studien hatten es sich zum Ziel gesetzt, unsere Kenntnisse etwas zu erweitern und auf Grund von lokalen Beobachtungen der Wurzel dieses Problems näher zu kommen.

II.

Die Morphologie des Maros-Tales von der Quelle des Flusses bis Gyergyóremete.

Das Gyergyóer Becken.

Herbich zählt die Quellenbäche der Maros bis in alle Einzelheiten auf. Von den sieben bis acht Quellen sind zwei von grösserer Bedeutung. Die eine bildet den am Fusse von Marosbükk entspringenden Meszes-Bach, die andere entspringt in der Nähe der Eisenbahnstation von Marosfő 866 m ü. d. M. Die Militärkarte bezeichnet die letztere als die Quelle der Maros. Die beiden Bäche vereinigen sich in der Nähe der Tinkák genannten Ansiedlung. Der hinter Marosfő, am Fusse von Marosbükk und einige hundert m vom Talkopf des Marosfőer Quellenbaches der Maros entspringende Bach gehört bereits zum Wassersystem der Olt. Alle drei Bäche haben ihre flachen und verhältnismässig breiten, kleinen Täler in jene aus kristallinem Gestein aufgebaute (hauptsächlich kristalliner Kalk), bisweilen mit pliozänem Schotter bedeckte Rumpffläche eingeschnitten, die zum kristallinen Zug der Ostkarpaten gehört, in SW-licher Richtung zum Hargita-Zug hinübergreift und im Süden das Gyergyóer Becken umgrenzt, indem sie es vom Felcsiker Becken trennt. Die Wasserscheide zwischen Maros und Olt liegt bei Marosfő in 891 m Höhe. Die Annahme, dass das Gyergyóer Becken in einer früheren Periode etwa nach Felcsik zu entwässert worden sei, hat sich als grundlos erwiesen, jedoch droht heute der Maros tatsächlich die Gefahr, dass der Sattel der Marosfőer Wasserscheide vom Marosfőer Quellenbach der Olt zwischen dem Marosbükk und Gérces Tető durchschnitten wird, wodurch die Maros enthaupetet würde.

In die eine gewellte Oberfläche aufweisende Rumpffläche hat die Maros ein verhältnismässig breites, flaches Tal eingeschnitten. Mithilfe der zahlreichen kleinen Nebentäler hat sie einen beinahe logenartigen Talkopf herausgearbeitet. Auf den Abhängen haben die aus dem Hargita kommenden Seitenbäche flache Schuttkegel ausgebreitet. Diese Schuttkegel drängten die Maros in einem Abschnitt (ganz bis zur Mündung des Melegfórrás-Baches, die sich unter Vasláb findet) bis zum Fusse des kristallinen Zuges zurück. Im breiten Schutthang hat der Fluss durch seitliche Erosion eine 50—100 m breite alluviale Talsohle ausgewaschen. Diese alluviale Talsohle, die stellenweise bei Überschwemmungen noch unter Wasser gerät, ist hier die einzige Terrasse des Flusses auf der kristallinen Peneplain, dort wo sich die Quellenbäche vereinigen und auch noch weiter unten im Gyergyóer Becken.

Die Maros gelangt in das eigentliche *Gyergyóer Becken* unterhalb von Vasláb, in der Nähe der Mündung des Melegforrás-Baches. Das etwa 30 km lange, 15 km breite, ungleichmässig ovale, geräumige Becken liegt von den grossen Becken der Ostkarpaten am höchsten. Seine Höhe beträgt im Maros-Tal unterhalb von Vasláb 768 m, bei



Abb. 1. Die terrassenmorphologische Karte des Maros-Tales, von der Quelle bis Gyergyóalfalu. Die östliche Hälfte des Beckens von Gyergyó. Aufgenommen von B. Bulla. (Zeichenerklärung s. Abb. 5.)

Csomafalva 746 m und unterhalb von Gyergyóremete 719 m ü. d. M. In der Nähe seiner Ränder erhebt es sich sogar bis zu 800 m und noch höher. In seinem Inneren befinden sich überall fluviatile und subaerische Ablagerungen an der Oberfläche. Die subaerischen Ablagerungen werden durch eiszeitlichen Lehm vertreten, der sich aus dem herabfallenden Staub gebildet hat. Sie lagern abwechselnd mit Überschwemmungsbildungen, Geröll und fluviatilem Schotter. Da keine Aufschlüsse vorhanden sind, können nur Tiefbohrungen über die Mächtigkeit der subaerischen und fluviatilen Ablagerungen Auskunft geben; das Gleiche ist bezüglich der Reihenfolge ihrer Lagerung der Fall. Nach einer An-

gabe von Xántus erreicht die Mächtigkeit der pleistozänen Beckenaufschüttung bei Gyergyószentmiklós 78 m (13).

Abgesehen von den alluvialen Überschwemmungsablagerungen der Maros sind die fluviatilen Ablagerungen ausgedehnte, flache Schuttkegel, die aber doch einen bedeutenden Abfall zeigen. Besonders gross sind die Schuttkegel der von den Ostkarpaten kommenden Bäche (Heveder-Bach, Sáros-Bach, Tekerő-Bach, Bekény). Der Schuttkegel des Bekény hat seine Spitze am oberen NO-lichen Ende von Gyergyószentmiklós (die ganze Stadt wurde auf diesem Schuttkegel erbaut) und endet unterhalb von Gyergyóalfalu. Sein Radius beträgt etwa 12—13 km, während seine Breite 5—6 km erreicht. Im Süden werden der Sáros-Bach und Tekerő-Bach noch teilweise von den aus diesem grossen Schuttkegel heraus-sickernden Wässern gespeist; im Norden verschmilzt der Kegel mit dem des Kürüc-Baches. Auf ihm beträgt der Fall des Bekény von der Spitze des Schuttkegels (839 m) bis zur Mündung des Baches (731 m) mehr als 100 m, also 9 m pro km.

Das Material der Schuttkegel ist kristalliner Schiefer-, Gneis-, Syenit- und Kalksteinschotter. Die Grösse des Schotters schwankt von ganz kleinen Formen bis zur Grösse von Tauben- und Hühnereiern, ferner bis zu Faust- und Kopfgrösse. Stellenweise sind sie grob, an anderen Stellen stärker abgerollt. In ihrem Material ist Maros-Schotter nicht zu finden.

Ob diese Schuttkegel und in erster Linie der des Bekény, Schuttmaterial von Flüssen sind, die vor der Anhäufung der vulkanischen Massen der Hargita von den Ostkarpaten in das Innere des siebenbürgischen Beckens verlaufen — wie dies Lóczy sen. voraussetzt — muss durch spätere Terrassenstudien in den Bachtälern des kristallinen Zuges der Ostkarpaten noch entschieden werden. Auf Grund zweier flüchtiger Exkursionen in diesem Gebiete scheint es mir, dass das Tal des Bekény oberhalb von Gyergyószentmiklós Terrassen besitzt. Wenn es gelänge, in diesem Tal Terrassen nachzuweisen, die älter sind als Pleistozän und Pliozän, wäre die Voraussetzung von Lóczy sen. berechtigt, jedoch nur für die Periode vor der Entstehung der Hargita. Hingegen würde im Flusstal das Vorhandensein von pliozänen und pleistozänen Flussterrassen, ergänzt durch meine Beobachtung, dass im Gyergyóer Becken weder die Maros, noch ihre Seitenbäche, mit Ausnahme einer einzigen, schwachen (alluvialen) Terrasse Nr. 1, Flussterrassen besitzen, sondern dass sich nur grosse Schuttkegel im östlichen und westlichen Teil des Beckens befinden, zweifellos auch morphologisch den Beweis dafür erbringen, dass das Gyergyóer Becken ein tektonisches Senkungsgebiet ist. Ferner wäre der Beweis für eine pliozäne Senkung und eine weitere Senkung im Pleistozän erbracht und

somit die Hypothese der einfachen vulkanischen Absperrung von H a u e r, S t a c h e, sowie L ó c z y s e n. widerlegt.

Die an den westlichen Abhängen des nördlichen Teiles der Hargita vom Mezöhas und vom Görgényer Schneegebirge zum Gyergyóer Becken fliessenden Bäche sind, wie dies bereits L ó c z y s e n. festgestellt hat, kürzer, als die Flüsse, die den östlichen Teil des Beckens auffüllen. Auch ihre Schuttkegel zeigen eine geringere Ausbreitung. Es ist der Maros nicht möglich, in der Mitte des Beckens auf seiner Achsenlinie zu fließen. Die Schuttkegel der östlichen Seite drücken den Fluss weit nach Westen zum vulkanischen Zug hin. Wir müssen den Grund für diese Erscheinung wahrscheinlich darin suchen, dass die Westseite des kristallinen Zuges der Ostkarpaten niederschlagsreicher ist, als die Ostabhänge des Görgényer Gebirges, ferner dass diese flachen Schuttkegel am östlichen Beckenrand ältere Bildungen sind, aber nicht in dem Umstand, dass die Tuffe der Hargita eine lockerere Struktur besitzen, wie dies von H e r b i c h vorausgesetzt wird. Das lockere, das Becken ausfüllende Schuttkegelmaterial zeigt ja gegenüber der seitlichen Erosion des Flusswassers einen viel geringeren Widerstand, als die schon harten pliozänen Tuffe.

Aus der Serie der Schuttkegel und Schuttabhänge, welche die westliche Hälfte des Beckens ausfüllen, erhebt sich der in bezug auf seine Grösse und Ausbreitung auffallende Kegel, der aus den Ablagerungen des Nagy Lók-, Nagy Somló-, sowie Nagy- und Kis-Borzont-Baches erwuchs. Er ist ungefähr halb so gross, wie der Schuttkegel des Bekény. Sein Material ist eiszeitlicher Lehm, Andesitschotter, Geröll und Überschwemmungsablagerung. Er zeigt eine einheitliche, ununterbrochene Entwicklung, ebenso wie der Schuttkegel des Bekény. Im Verlaufe seiner Entwicklung dürfte ihn nur am Ende des Pleistozäns, oder eher am Anfang des Holozäns eine kleinere tektonische Senkung getroffen haben. Der Schuttkegel ist nämlich zerbrochen. Von seinem oberen Teil wird der untere, bogenartige durch einen Niveauunterschied von 1—1.5 m getrennt. Der Rand seines oberen, höheren Teiles, der durch kleine, flache Täler gegliedert wird, ist der „Kis Józsi Hügel“ der Militärkarte im Massstab von 1:25.000, neben dem Nagy Borzont-Bach. Diese geringe Senkung des unteren Teiles, also die Senkung des Inneren des Gyergyóer Beckens, war ausreichend für den Umstand, dass sich in den oberen Teil des Schuttkegels die Bäche Nagy Somlyó, Nagy- und Kis-Borzont ein wenig eingeschnitten haben, was auch die kleinen, flachen Täler beweisen. Folglich besitzen hier im oberen Teile des Schuttkegels die Bäche *kleine Täler* mit einer 20—30 m breiten, alluvialen Talsohle.

Am stärksten dürfte die Senkung längs der Linie des Nagy Bor-

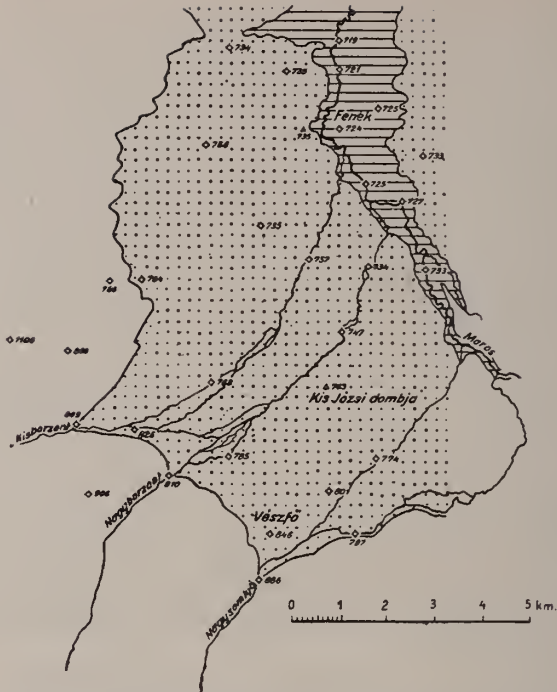


Abb. 2. Die westliche Hälfte des Beckens von Gyergyó. Aufgenommen von B. Bulla. (Zeichenerklärung s. Abb. 5.)

zont—Bekény-Baches gewesen sein, besonders im Bekény-Tal. Hier, unterhalb von Gyergyószentmiklós, wird die geringe, postpleistozäne Senkung sehr deutlich durch die verdoppelte alluviale Terrasse des Bekény nachgewiesen. Der Bach schnitt sich in seinen eigenen Schuttkegel in eine Tiefe von 1.5 m ein. Im Kegel arbeitete er ein Tal aus, dessen Sohle sich 0.4 m über dem Spiegel des Baches befindet. Der 1.5 m tiefe Einschnitt schliesst auf einer längeren Strecke das würmeiszeitliche Schottermaterial des Schuttkegels auf. Dieser Schotter weist eine sehr schöne und typische sackartige Struktur auf, liefert also den Beweis für die letzte eiszeitliche polygonale Strukturbodenbildung. Die „Säcke“ sind 0.5—1 m hoch. Zwischen ihnen sind bräunliche, durch Solifluktion umgelagerte Glaziallehme gelagert. Der Bacheinschnitt, der die würmeiszeitlichen Tundrenbildungen aufschliesst, liefert gleichzeitig den Beweis für das postpleistozäne Alter der Bewegungen.

Die Täler des Bekény und Nagy Borzont wurden bereits von Herlich als tektonische Linien bezeichnet. Dass die Verwerfungen auch noch heute „lebende“ Strukturlinien sind, wird durch die Mineralwässer bewiesen, die im Inneren des Gyergyóer Beckens längs der Verwerfungslinien bei Gyergyóalfalu, Csomafalva, Killyénfalva und Gyergyótekerőpatak auftreten.

Zwischen den flachen Schuttkegeln der westlichen und östlichen Seite des Beckens schlängelt sich die sich nach Norden zu allmählich verbreiternde Maros mit einem typischen Mittellaufcharakter auf einer sumpfigen, wasserreichen, alluvialen Talebene. Diese alluviale Ebene ist die Flussterrasse Nr. 1. Aus ihr erheben sich mit einem 0.5—1 m hohen, sehr undeutlichen, leicht abfallenden Gehänge die oben beschriebenen Oberflächen der Schuttkegel. In dem Becken besitzt die Maros keine andere Terrasse. Die Mäander des Mittellaufcharakter aufweisenden Flusses sind so gleichmässig, dass sie als Schulbeispiele für Flussmäander gelten können (besonders unter Vasláb). Die Maros fließt im Becken sehr langsam, besonders nach dem nördlichen Beckenausgang zu. Hier zeigt sie schön stellenweise einen Unterlaufcharakter und kann ihres Gerölles nicht Herr werden. Dieser Beckenteil zwischen Gyergyóremete und Gyergyóvárhegy senkt sich auch noch heute und wird allmählich zugeschüttet.

Der Morphologe kann in diesem Umstand wohl kaum etwas anderes, als die langsame Senkung des nördlichen Teiles des Gyergyóer Beckens, oder — was das gleiche bedeutet — die langsame Erhebung des vulkanischen Zuges und der Ostkarpaten erblicken.

Die Höhe der alluvialen Terrasse (Nr. 1) beträgt im Becken 0.4—1 m.

Schon *Herbich* erwähnt die „Trachytblöcke“, die am Rande des Gyergyóer Beckens verstreut liegen. — „Ob diese Blöcke infolge von vulkanischen Ausbrüchen, Gletscherrutschungen oder infolge von Wasserströmungen an die heutigen sekundären Stellen gelangt sind, müsste durch eingehende Forschungen untersucht werden“ (4. p. 229).

Diese Andesitblöcke und Gerölle haben auch *Koch* beschäftigt. Er hält ihre heutige Lage gemeinsam mit *Lórenthey* für das Ergebnis von „vulkanischem Schlammfließen“ (6. p. 293).

Der Morphologe kann sich mit diesen Erklärungen, die nicht genauer begründet werden, nicht zufrieden geben. In der Hargita sind uns keine pleistozänen, eiszeitlichen Gletscher bekannt, auch konnten „Wasserströmungen“ solche Steinmassen nicht von der Stelle schaffen; weiter müssen wir auch das von *Koch* vorausgesetzte, — „vulkanische Schlammfließen“ ablehnen. Auf Grund meiner periglazialen Studien, die ich in den inneren Gebirgstteilen des Karpaten-Beckens und in den Nordost-Karpaten durchgeführt habe, vermute ich, dass diese in einer sekundären Lage befindlichen Andesitblöcke unter der Frostwirkung des pleistozänen periglazialen Klimas entstanden sind. Abgesehen von den wirklichen vulkanischen Bomben, deren Auswurf ganz unsystematisch erfolgt ist, sind diese Blöcke an ihre heutige sekundäre Stelle infolge von Solifluktion geraten. Sowohl die schwach

abfallenden Tuffabhänge, als auch das Randgebiet des Beckens, das von Kies, Schotter und eiszeitlichem Lehm bedeckt war, waren ideale Flächen für die Bildung von eiszeitlichen Solifluktionserscheinungen auf den von impermeablen Materialien bedeckten, sich hoch über den Meeresspiegel erhebenden Beckenabhängen. Diese Solifluktion war imstande, die Andesitblöcke vom Orte ihrer Entstehung (der Geburtsstätte des periglazialen Blockmeers) sehr weit zu schleppen.

Wofür der Morphologe im Gyergyóer Becken keinerlei morphologische Beweise finden kann, ist der hypothetische Gyergyóer Süsswasser-Binnensee aus dem Levantikum. Wenn es sich hier um einen See gehandelt hätte, der im Becken grosse Ausmasse angenommen und lange Zeit bestanden hätte, müsste man die frühere Strandterrasse oder die Strandterrassen der Uferabrasion finden. Dies war jedoch trotz eingehender Untersuchung nicht möglich. Man kann an der Oberfläche nirgends Ablagerungen eines Binnensees finden, auch ist uns aus diesem Becken keine Seefauna bekannt. Die von Hauer und Stache erwähnten Remeteer Sumpfpflanzenabdrücke und Holzopale, sowie die von Koch erwähnten *Phragmites*-Überreste sind eben keine Beweise für das Vorhandensein eines grossen Süsswasser-Binnensees im Levantikum, sondern es handelt sich hier nur um Sumpfpflanzen, die auf dem wasserreichen, sumpfigen Alluvium der Maros, auf dem Grund des Beckens auch heute noch zu finden sind. Erlen- und Weidenwäldchen, Röhrichte, Binsen und Wassernüsse sind auch heute reichlich zu finden und waren offenbar auch am Ende des Pliozäns und im Pleistozän vorhanden. Hierdurch wird der Beweis für die bis zum heutigen Tage schwachen Abflussverhältnisse des Beckens und im Zusammenhang damit für das Vorhandensein der früheren kleineren oder grösseren Sümpfe und wasserreichen Oberflächen am Boden des Beckens geliefert, keineswegs aber für das Auftreten eines grossen, levantinischen Binnensees.

Solange bis der Boden des Beckens nicht von Tiefbohrungen aufgeschlossen wird, kann der Morphologe über diesen hypothetischen levantinischen See nichts anderes aussagen. Sein Vorhandensein muss im übrigen vom Morphologen auch deshalb bezweifelt werden, weil — wie wir später sehen werden — das Salamás—Dédaer Durchgangstal der Maros schon lange vor dem Ende des Pliozäns eingeschnitten war. Bekanntlich finden wir in diesem Abschnitt eine pliozäne Terrasse und im Schottermaterial dieser pliozänen Terrasse sind auch Schotter aus dem Quellengebiet der Maros vorhanden. Wenn nun dieser Fluss aus einem See entsprungen wäre, könnte dieser Umstand nur schwer zu erklären sein. Mit diesem Schiefer- und Syenitschotter wird aber nicht nur eine dauerhafte Existenz des Gyergyóer levantinischen Binnensees widerlegt, sondern auch die Erörterung von Wachner, nach welchem

der Talabschnitt des Marosflusses zwischen Déda und Salamás eine Regressionsentwicklung zeige.

Da keine Tiefbohrungen ausser der von Gyergyószentmiklós vorhanden sind, kann sich der Morphologe auch bezüglich der Entstehungsfrage des Beckens nur vorsichtig äussern, da die Mächtigkeit der pliozänen und pleistozänen Schichten, die das Becken ausfüllen, nicht bekannt ist. Jedoch scheint einerseits die Einheitlichkeit und Ungegliedertheit der das Becken bedeckenden, grossen Schuttkegel, andererseits das Fehlen der pleistozänen Terrassen, also das terrassenlose Tal des Beckens sicher den Beweis dafür zu liefern, dass das Gyergyóer Becken nicht infolge einer einfachen vulkanischen Absperrung entstanden ist, sondern, wie auch Mayer sehr richtig schreibt, dass *bei seiner Entstehung die pliozänen und pleistozänen Senkungen — gleichzeitig mit dem Vulkanismus des Hargita- und Görgényer-Gebirges — die Hauptrolle gespielt haben, ja dass diese Senkung gemäss meiner weiter oben beschriebenen Untersuchungen im Borzont- und Bekény-Tal vielleicht auch heute noch andauert.*

III.

Der „Durchbruch“ der Maros. Die Terrassen des Abschnittes zwischen Gyergyóremete und Maroskövesd.

Nördlich des Weges, der von Gyergyószentmiklós nach Gyergyóalfalu führt, und nördlich des Schuttkegels des Bekény reihen sich an der östlichen Hälfte des Gyergyóer Beckens die flachen, ausgedehnten Schuttkegel aneinander: es sind dies die Schuttkegel des Nagypatak-, Nagyér-, Güdüc- und Ditró-Baches. Auf dem Schuttkegel des letzteren ist zum grössten Teil Ditró erbaut worden. Ausser dem Alluvium erscheinen die ersten Terrassen stark gestört mit Schuttkegeloberflächen nur unterhalb von Ditró. An der linken Seite, richtiger in der westlichen Hälfte des Beckens, finden wir schon etwas früher, oberhalb von Gyergyóremete, die ersten pleistozänen Terrassen. Diese sind weder morphologisch, noch in bezug auf ihre Struktur und Sedimentation wirkliche, typische Flussterrassen, sondern Übergangsbildungen, die aus dem Material der Schuttkegel und dem Geröll der Maros aufgebaut sind und sich an die Schuttkegel anschliessen, die über den Tuffabhängen des Görgényer Schneegebirges lagern. Wir haben hier eine Art von Übergangsform zwischen Flussterrassen und Schuttkegeln vor uns (in Terrassen übergehende Schuttkegel). Eben diese Übergangsformen liefern deutliche Beweise für unsere Voraussetzung, dass das Gyergyóer Becken ein pliozänes

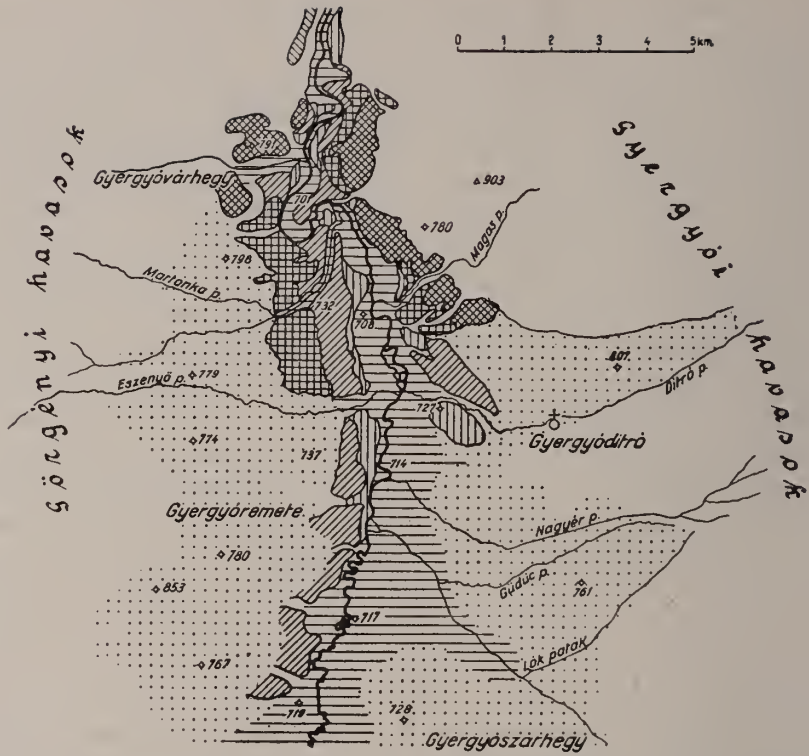


Abb. 3. Die Terrassen des Maros-Tales von Gyergyószárhegy bis Gyergyóvárhegy. Aufgenommen von B. Bulla. (Zeichenerklärung s. Abb. 5.)

und pleistozänes Senkungsgebiet ist. In diesem Becken war im Verlauf des Pleistozäns eine Beckenausfüllung, also Akkumulation, die in einer normalen stratigraphischen Reihenfolge stattfand, typisch. Diese Ausfüllung wurde nach dem Ausgang des Beckens zu allmählich von der Erosion abgelöst. Zuerst erscheinen die Übergangsformen und dann die typischen Terrassen. Die Linie, die zwischen Gyergyóremete und Gyergyóditró gezogen werden kann, ist folglich die morphologische und strukturelle Grenzlinie des Gyergyóer Beckens. Südlich von dieser Linie ist die Akkumulation, nördlich hingegen die Erosion (Terrassenbildung) typisch.

Die Terrasse Nr. I, oder alluviale Terrasse verbreitert sich allmählich nach Gyergyóalfalu. Unterhalb von Remete ist sie schon eine mehr als 3 km breite, sumpfige Ebene. Nach dem Ausgang des Beckens zu wird sie wieder allmählich schmaler, 1—1.5 km. Ihre Höhe beträgt über dem Fluss 0.4—1.5 m und weist infolge von kleinen, postpleistozänen Bewegungen (die im Inneren des Beckens die Schuttkegel zer-

brochen haben) eine Verdoppelung auf. Eine solche Verdoppelung der alluvialen Terrasse kann man auch an anderen Stellen des Tales der Oberen-Maros beobachten, so im Becken von Maroshévíz und auch vor Cobor.

Unterhalb von Remete schlängelt sich der Fluss in seinem, starke Windungen aufweisenden Bett in dem Überschwemmungsgebiet; stellenweise zeigt er jedoch einen Unterlaufcharakter. Sein Geröll besteht aus Sand, Schlamm und feinkörnigem Schotter; das breite Überschwemmungsgebiet wird ebenfalls von diesem feineren Geröll bedeckt. In der Nähe der Oberfläche wird jedoch dieses feine Geröll von gröberem Schotter abgelöst; daraus kann man den Schluss ziehen, dass der Fluss hier in der Remete—Ditróer Bucht ungeheuer viel Schuttmaterial angehäuft hat, als er zeitweise im Verlauf des Pleistozäns, während der Eiszeiten vor dem Salamás—Dédaer Engtal einen starken Unterlaufcharakter aufwies.

Unterhalb der Mündung des Ditró-Baches verschmälert sich die Terasse Nr. I auf 300—500 m, so dass sie oberhalb von Gyergyóvárhegy, wo sie der pleistozänen Terrassenhalbinsel des Várhegy (Terasse Nr. III) ausweicht, nur noch eine Breite von 200—250 m aufweist.

Von Várhegy an besitzt heute die Maros schon grösstenteils einen Oberlaufcharakter. Ihr Tal ist bis Maroshévíz eng (stellenweise nur 200 m breit) und ihre alluviale Terrasse schmal, doch folgt sie dem Fluss in einem ununterbrochenen Streifen.

Oberhalb von Moglanaşti verbreitert sich die Terasse aufs neue. Hier gelangt die Maros in das erste kleine Becken ihres Salamás—Dédaer Durchbruches, und zwar in das Becken von Maroshévíz. Dieses Becken ist, ähnlich wie die kleinen, ovalen Becken von Ratosnya, Palota und Nyágra, wahrscheinlich ebenso wie die letzteren, ein Senkungsgebiet aus dem Ende des Pliozäns. Etwas anderes kann man nicht annehmen, da die ursprünglich horizontal gelagerten pliozänen Tuffe und Konglomerate herausgehoben wurden und stellenweise nach Nordosten fallen; man kann jedoch in diesen Becken eine ununterbrochene und nicht mehr gestörte Serie von pleistozänen Terrassen feststellen. Bei ihrer Ausbildung spielte jedoch die talverbreiternde altholozäne Seitenerosion der Maros (Mittellaufcharakter) eine grosse Rolle.

Ein Teil von Maroshévíz wurde auf der Terasse Nr. I erbaut, auf welcher sich auch die Eisenbahnstation von Maroshévíz befindet. Ihre Höhe über der Maros beträgt hier 1 m. Unterhalb von Maroshévíz verschmälert sie sich wieder sehr stark in dem engen Tal. Auf dieser Terasse verläuft auf der rechten Flussseite die Landstrasse und auf der linken stellenweise die Bahnlinie. Göde und Gödemesterháza befinden sich ebenfalls grösstenteils auf dieser Terasse.

In dem sehr schmalen Göde—Nyágraer Abschnitt der Talenge zeigt die Maros einen starken Oberlautscharakter. Ihr Tal vertieft sich energisch, so dass in dem engen Tal die Terrasse Nr. I kaum Platz hat. Sie zeigt sich wieder nur in den Becken von Nyágra und Palota in Form einer 1—2 km langen, 200—300 m breiten Terrassenfläche. Im Palotaer Becken wird die Terrassenfläche vom Holzlager Bangra eingenommen.

Zwischen dem Palotaer und Ratosnyaer Becken fließt die Maros in einem sehr engen V-förmigen Tal mit starkem Oberlautscharakter. Terrassen finden wir nur stellenweise. Alluviale Terrassen werden hier nur von 150—200 m langen, 10—30 m breiten Terrassenüberresten vertreten. Im Ratosnyaer Becken finden wir diese holozäne Terrasse wieder stark ausgebildet, auf der auch Ratosnya erbaut wurde und auf der sich auch die Ratosnyaer Eisenbahnstation befindet.

Von Ratosnya bis Déda ist die Terrasse ein schmaler, zusammenhängender Streifen. Unterhalb der Dédaer Eisenbahnstation verbreitert sie sich und folgt bis nach Maroskövesd in Form eines etwa 1 km breiten Terrassenfeldes der Maros, die hier schon in das Siebenbürgische Becken fließt, ein viel schwächeres Gefälle zeigt und starken Unter-



Abb. 5. Die Terrassen des Maros-Tales von der Einmündung des Szalárd-Baches bis Marosoroszfalu. Aufgenommen von B. Bulla.

1 = Alluviale Terrasse Nr. I (rezent, holozän) und Überschwemmungsgebiet; 2 = Postglaziale Terrasse Nr. II vom Ende des Pleistozäns; 3 = Terrasse Nr. III, im Riss-Würm-Interglazial herausgemeißelt; 4 = Ältere, pleistozäne Terrasse Nr. IV; 5 = Ältestpleistozäne Terrasse Nr. V; 6 = Levantinische Terrasse Nr. VI, aus dem Ende des Pliozäns; 7 = Schuttkegel, sowie das aufgeschüttete Niveau des Gyergyóer Beckens.

laufscharakter aufweist. Ein grosser Teil der Orte Déda und Füleháza liegt auf dieser Terrasse.

Die Terrasse Nr. II (jungpleistozän) spielt im morphologischen Bild des Tales der Oberen-Maros, besonders von Maroshévíz an abwärts, nur eine sehr bescheidene Rolle.

Ihr erstes Auftreten wird durch Schuttkegel angezeigt, die sich im Gyergyóer Becken in der Remete—Ditróer Bucht befinden. Ein solcher Schuttkegel, der zum Niveau der Terrasse Nr. II gehört, befindet sich am linken Ufer der Maros oberhalb von Gyergyóremete. In seinem Material befindet sich kein Maros-Schotter. Der Schuttkegel wurde von jenem Bach gebildet, der vom Tuffabhang der Görgényer Schneegebirge zur Maros fliesst. An der Oberfläche dieses Abhangs, auf welcher sich Andesitblöcke und Geröll befinden und die durch Solifluktion gestört wurde, finden wir bis nach Gyergyóvárhegy Schuttkegel, die einander folgen und durch schmale Bachtäler gegliedert werden. Auf ihren höheren Teilen ist es eben infolge der Wirkung der eiszeitlichen Solifluktion, die das Gehängematerial umschichtete und formenausgleichend wirkte, sehr schwer, eine zeitliche und morphologische Gliederung der Schuttkegel vorzunehmen. Sie sind wahrscheinlich seit dem oberen Pliozän, also seit der Ausbildung des Marostales, ständig in Bildung begriffen. Ihr niedrigerer, unterer Teil hat sich auf die Terrassen der Maros gelagert und ihr Schotter- und Kiesmaterial mit dem Geröll der Maros vermischt. Es ist daher sehr schwer, da Aufschlüsse fehlen, die tatsächliche Höhe der Marosterrassen festzustellen.

Eine solche, von einem Schuttkegel bedeckte Übergangsform zwischen Schuttkegel und Terrasse ist jene Bildung, die als Gyergyóremeteer Terrasse bezeichnet wird und die sich auf einem der Maros-Terrasse Nr. II entsprechenden Niveau befindet. Eigentlich ist dies der Schuttkegel des Nagyér-Baches, doch finden wir in seinem Material auch den jungpleistozänen Schotter der Maros. Die eigentliche Terrasse befindet sich 10 m hoch über der Maros. Ihr Aufschluss ist sehr interessant und liefert überraschende Resultate bezüglich der Zeit der letzten Ausbrüche der Hargitavulkane und der Görgényer Schneegebirge (Mezőhavas, Fancsaltető). Ihr Grund besteht aus Andesittuff, der infolge des Einschnitts der Maros in einer Tiefe von 7 m aufgeschlossen wurde. Auf dem Tuff lagert eine 3 m mächtige Decke von jungpleistozänem Andesit- und Quarzschotter, gemischt mit Lapilli. Der Andesitschotter ist das Material des Schuttkegels des Baches, der Quarzschotter das der Marosterrasse. Auf diese 3 m starke Schotter- und Lapilli-Schicht lagert in einer Mächtigkeit von 0.8—1 m anstehender, also nicht von dem Fluss durchwaschener Andesittuff. Darüber folgt 0.5 m Schotter

(Schuttkegelmaterial) und zu oberst lagert eine 0.5 m dicke, rezente Bodenzone.

Im Aufschluss sind beide Andesittuffschichten pleistozänen Alters, und zwar stammt die untere, die durch den Einschnitt der Maros in einer Tiefe von 7 m aufgeschlossen wird, aus der Riss-Würm Interglazialzeit; sie ist also älter, als die Aufschotterung der jungpleistozänen Terrasse (diese ist würmeiszeitlich). Die Schotter- und Lapillischicht, sowie die darüber befindliche, 1 m starke, obere Tuffschicht ist gleichaltrig mit der Aufschotterung der Terrasse; ja der Tuff ist sogar um eine Phase jünger, stammt also aus der letzten Eiszeit, und zwar aus dem Würm III. Da der Tuff sich in einer primären („in situ“) Lagerung befindet, liefert der Terrassenaufschluss von Remete zweifellos den Beweis, dass *die vulkanische Tätigkeit des Görgényer Schneegebirges und der Hargita am Ende des Pliozäns nicht aufhörte* — wie man das früher angenommen hat, — *sondern dass die Ausbrüche mit nachlassender Intensität bis zum Ende des Peistozäns andauerten*. Dies wird ausserdem durch den gut erhaltenen und offenbar aus einer jüngeren Periode stammenden, ganz juvenile Formen zeigenden Kraterkegel von Mezóhavas und Fancsaltető bewiesen.

Den nun folgenden Teil der Terrasse Nr. II finden wir am linken Ufer nördlich von Remete, in der Nähe der Mündung des Eszenyö-Baches. Die etwa 1 km lange, sich 10—13 m über der Maros erhebende, also durch Schuttkegelmaterial stark erhobene Terrasse wird durch den Bach durchschnitten. In ihrem nördlichen Teil befindet sich gegenüber der unterhalb von Ditró gelegenen Eisenbahnbrücke ein schwacher Aufschluss. Hier lagert auf dem Tuff in einer Stärke von 6—8 m der von der Maros stark abgerollte faust- und kopfgrosse Andesit- und kristalline Schieferschotter. Auf dem Schotter liegt aus herabfallendem Staub gebildeter, etwa 3 m starker, aus der letzten Eiszeit stammender Lehm. Die eigentliche Terrasse liegt also 8—10 m über der Maros.

In stark zerstörter und niedrigerer Form (4—6 m hoch über der Maros) finden wir noch die jungpleistozäne Terrasse am linken Ufer, am Fusse des Martonka-Tető und oberhalb von Várhegy in der Nähe der Eisenbahnbrücke. Schliesslich wird dieses Niveau noch durch den Schuttkegel des durch Gyergyóvárhegy fliessenden Baches vertreten, auf dem ein Teil des Dorfes liegt.

In der Remete—Ditróer Buchtung liegt am rechten Ufer der Maros der erste Teil der Terrasse Nr. II unterhalb von Ditró, in der Nähe der Mündung des Ditró-Baches. Diese ist ebenfalls keine typische Terrasse, sondern der Schotter des Schuttkegels des Ditró-Baches mischt sich hier mit dem der Maros. Ihre Höhe über der Maros beträgt 6—7 m.

Ein wirklicher, schöner, typischer, jungpleistozäner Terrassenabschnitt ist jener Teil, der sich am rechten Ufer in der Nähe des Fehér-Baches aus dem Alluvium der Maros mit einem frischen, unversehrten Abhang erhebt. Die Höhe beträgt 8—10 m über der Maros. Die etwa 300 m lange und 200 m breite Terrasse ist so unversehrt, wie wenn sie aus ihrer Umgebung herausgehobelt worden wäre. Kleine Teile von ihr setzen sich auch unter der Mündung des Fehér-Baches fort.

Zwischen Gyergyóvárhegy und Maroshévíz ist die Terrasse Nr. II am linken Ufer schwächer ausgebildet als am rechten. Dort, wo die Maros bei Ditróhódos den Füllzug der Ostkarpaten durchschnitten hat, ist in der Nähe der Eisenbahnbrücke in Form einer niedriger gewordenen Terrassenhalbinsel ein kleiner Teil der jungpleistozänen Terrasse zu finden. In einer umso schöneren Ausbildung kann man sie von der Eisenbahnstation von Galócás an bis nach Maroshévíz beobachten. Es ist eine mehr als 2 km lange, 200—300 m breite, schöne Terrassenfläche. Ihre Höhe über der Maros beträgt 10—11 m. Hier ist die Terrasse eine Felsenterrasse. Der Fluss hat sie aus der Gehängefläche jenes Tuff- und Konglomeratkomplexes herausgeschnitten, in welchen die Maros vom oberen Pliozän an ihr Salamás—Dédaer Durchgangstal eingetieft hat.

Weiter unten finden wir in den Buchtungen der Terrassen Nr. III und IV, die bogenförmig angeordnet sind, noch zwei Teilabschnitte der jungpleistozänen Terrasse. Der grössere, untere Teil wurde von einem altholozänen Mäander (Altwasser) der Maros in zwei Teile geteilt. Infolge der im Alt-Holozän erfolgten Erweiterung des Tales wurde auch die Terrassenoberfläche bedeutend erniedrigt. Ihre Höhe über der Maros beträgt nur 4—6 m. Es ist aber auch möglich, dass wir es mit einer Terrassenverdoppelung, also mit zwei jungpleistozänen Terrassen zu tun haben.

Am rechten Ufer zwischen Gyergyóvárhegy und Maroshévíz wird das Marostal durch eine fast ununterbrochene Serie der Teile der Terrasse Nr. II charakterisiert. Gleich unterhalb von Gyergyóvárhegy finden wir einen etwa 1 km langen und 500 m breiten, schön ausgebildeten Teil neben der Flusswindung. Auf diesen Teil folgt der Salamás, mehr als 3 km lange, aber schmale, durch Bachtäler gegliederte, 8 m hohe Streifen und schliesslich oberhalb von Galócás, in der Nähe der Mündung des Csiska- (Giseului) Baches, eine schöne Terrassenfläche. Der Schuttkegel des Baches lagert auf ihr und erhebt sie über den Flusspiegel zu einer Höhe von 14 m.

Von dort an ist sie bis nach Moglanești ein ganz schmaler Streifen. Hier verbreitert sie sich und kann ohne Unterbrechung über 3 km bis

Maroshévíz verfolgt werden. Ihre Höhe beträgt 10 m über der Maros und auf ihr befindet sich ein bedeutender Teil der Orte Moglanesti und Maroshévíz. Bei Maroshévíz schneidet sie das Maroshévizer Tal in zwei Teile. Sie erhebt sich mit einem scharfen Rand und einem steilen Abhang aus dem Alluvium des Flusses. Ihr Material ist der faustgrosse, eiergrosse und kopfgrosse Schotter der Maros, gemischt mit Andesituff. Das Vorhandensein des Tuffs beweist hier das Gleiche wie der Terrassenauflschluss von Remete, nämlich, dass *die vulkanische Tätigkeit der Görgényer Schneegebirge noch zur Zeit der Aufschotterung der Terrasse, also in der letzten Eiszeit Tuffe produzierte.*

Die Vorkommen der Terrasse Nr. II sind unterhalb von Maroshévíz im engen Flusstal ganz bis nach Maroskövesd völlig bedeutungslos. Von der Terrasse sind nur einige zerfranzte und abgetragene, niedrige Teile vorhanden. In diesem engen Talabschnitt ist diese jüngste pleistozäne Schotterterrasse beinahe völlig der altholozänen Talverbreitungstätigkeit und der rezenten Vertiefungsarbeit der Maros zum Opfer gefallen. Der erste Teil ihrer zerrissenen Stücke befindet sich am linken Ufer, in der Nähe von Vugány, am Fusse jenes Bergspornes, auf dessen Abhang die Maros ihre altpleistozänen und oberpliozänen Terrassen ausgebildet hat. Der Terrassenteil ist 300 m lang und 10—40 m breit. Seine Höhe über dem Fluss beträgt 8 m. Ihm gegenüber finden wir unterhalb der Häuserreihe von Csobotány, die auf der Terrasse Nr. III erbaut wurde, einen schmalen Streifen der Terrasse Nr. II, deren Höhe ebenfalls 8 m beträgt.

Von Vugány bis zum oberen Eingang des kleinen Beckens von Nyágra können wir am linken Ufer nur zwei abgetragene jungpleistozäne Terrassenteile beobachten. Der eine befindet sich gegenüber Sing, der andere unmittelbar neben dem Beckeneingang. Ihre Höhe beträgt 5—6 m über dem Fluss.

Zwischen dem Nyágraer Becken und Ratosnya ist der Durchbruch der Maros ein richtiges Engtal. Es besitzt kaum irgendwelche Terrassen. Stellenweise ist das Tal kaum breiter als 50 m. Platz für die Landstrasse und auch die Eisenbahn musste aus dem Felsen herausgesprengt werden. In diesem Abschnitt finden wir am linken Ufer nirgends eine Spur der jungpleistozänen Terrasse. Nur unterhalb von Ratosnya sind in dem sich schon verbreiternden Tal Spuren der Terrasse Nr. II zu finden. In Wirklichkeit ist dies auch nicht die Terrasse der Maros, sondern die des Jód-Baches, die durch den Schuttkegel des Baches erhoben wurde. Daher beträgt ihre Höhe über dem Maroshorizont 9—10 m.

Am linken Ufer befindet sich der letzte Teil der Terrasse Nr. II im Tal der Oberen-Maros unterhalb von Déda. Hier gelangt die Maros in das Siebenbürgische Becken und hat hier nach ihrem Austritt aus dem

Engtal in die weichen, sanft geneigten, aber von eiszeitlicher Solifluktion und rezenten Rutschungen gestörten Tonschichten des Beckens ein breites Terrassental erodiert. Heute zeigt der Fluss hier einen starken Unterlaufcharakter nicht nur deshalb, weil der ein starkes Gefälle aufweisende Durchbruchsabschnitt hier aufhört, sondern auch deshalb, weil der vulkanische Zug, also der Durchbruchsabschnitt selbst, in welchem der Fluss auch heute einen Oberlaufcharakter besitzt, sich allmählich wieder erhebt. Seine Terrassen werden sozusagen in dem sich ständig auffüllenden Material des breiten Überschwemmungsgebietes ertränkt. Die Terrasse Nr. II erhebt sich insgesamt 4 m hoch über den Fluss. Sie setzt sich nach SW nach Oroszfalu zu fort.

Am rechten Ufer, unterhalb von Maroshévíz, bewahrt der Schuttkegel des Kelemen-Baches im Niveau der Terrasse Nr. II die Spuren der neupleistozänen Terrasse in einer Höhe von 6—8 m über der Maros. Dann folgt der unterhalb von Csobotány gelegene, schon beschriebene Streifen und schliesslich kann man auch beim unteren Ausgang des Palotaer Beckens den 9 m hohen, 200 m langen, schmalen Streifen der Terrasse finden.

Zwischen dem Palotaer und Ratosnyaer Becken fehlt sie am rechten Ufer vollständig; zwischen Ratosnya und Déda ist es mir nur gelungen, zwei Teile festzustellen. Der eine Teil befindet sich vor dem unteren Ausgang des Ratosnyaer Beckens, der andere westlich davon, in einer Entfernung von etwa 3 km. Hier wird die Terrasse von 8 m mächtigem Schotter aufgebaut. Auf dem Schotter lagert eine 1 m mächtige, rötlichbraune eiszeitliche Lehmdecke.

Die Terrasse Nr. III (mittelpleistozäne Terrasse) — ihre Aufschotterung erfolgte wahrscheinlich in der Riss-Eiszeit — ist die am schönsten ausgebildete Terrasse der Oberen-Maros, die diesem Tal einen besonderen Charakter gibt. In der nördlichen Bucht des Gyergyóer Beckens wird diese Terrasse anfangs durch Schuttkegeloberflächen und Übergangsformen zwischen Flussterrassen und Schuttkegeln vertreten. Die Schotterhorizonte oberhalb der Maros sind 18—27 m hoch. Ihr Material besteht aus einer Mischung von Schuttkegel- und Marosshotter; letzterer befindet sich unten. Der obere Teil der Horizonte wird schon völlig vom Schuttkegelmaterial bedeckt. Ihre Oberfläche wird häufig durch braungelben Glaziallehm erhoben.

Diese Niveaus ziehen hinter Gyergyóremete lang nach Norden hin und setzen sich bei Gyergyóvárhegy schon in die typische Terrasse Nr. III fort. Ihr Aufbau wird auf dem Eszenyő-Hügel unterhalb von Remete durch den Aufschluss eines Trockentales deutlich gezeigt. An den Abhang des 25 m hohen Niveaus lehnt sich die Terrasse Nr. II an. Der Schotter der Terrasse Nr. III lagert in einer Stärke von 2.5 m auf

dem Andesittuff, wodurch angezeigt wird, dass diese Terrasse bereits hier, aber auch im Tale der Oberen-Maros durchgehend *eine Felsenterrasse ist*. Sie wurde aus jenen Andesittuffen und Konglomeraten herausgehobelt, die gemäss der im Vorhergehenden beschriebenen Schilderungen von *Herbich* und *Koch* die zwischen den Schneegebirgen von *Görgény* und *Kelemenhasas* befindliche, interkolline Vertiefung mit mächtigen Schichten ausgefüllt haben. Fossilien sind hier zwar nicht zum Vorschein gekommen, doch nehmen die Forscher an, dass diese Schichten, die vulkanischen Ursprungs sind, in das Pliozän gehören.

Dieser Tuff und dieses Konglomerat sind auf dem *Eszenyő-Hügel* in einer Tiefe von etwa 3 m aufgeschlossen. Der darüber lagernde Schotter ist teilweise *Maros-Schotter*, teilweise Schuttkegelmaterial. Über dem Schotter lagert in einer ungefähr 3 m dicken Schicht verwitterter Andesitschotter, mit Tuffen und Lapilli vermischt. Der Tuff und die Lapilli sind mit dem Tuff, der früher aus dem Aufschluss der Terrasse Nr. II bei *Remete* beschrieben wurde, äquivalent, sie liefern also gleichfalls den Beweis für eine jungpleistozäne vulkanische Tätigkeit. Über dem Tuff lagert in einer Stärke von 3 m eiszeitlicher Lehm.

Eine Übergangsform — ähnlich wie am linken Ufer — ist auch die Oberfläche des *Ditróer Hügels*. Seine Höhe beträgt 22 m über dem *Maros*spiegel. Dies ist der Schuttkegel des *Fehér-* und *Ditró-Baches*, der von der *Maros* unterwaschen wurde. Ausserdem kann man am rechten Ufer bis *Gyergyóvárhegy* kein Terrassenvorkommen Nr. III beobachten.

Oberhalb von *Várhegy* finden wir am rechten und auch am linken Ufer längs der grossen Krümmung der *Maros* zwei schöne Teile der Terrasse Nr. III. Ihre Höhe über der *Maros* beträgt 22—25 m. Die Terrasse wird am linken Ufer durch den *Martonka-Bach* in zwei Teile geteilt, am rechten ist sie eine lange Terrassenhalbinsel, die sich am Abhang des Tuffhügels von *Ditróhódos* fortsetzt. Ihr gegenüber finden wir die Terrasse in *Gyergyóvárhegy* gleichfalls in einer schönen Ausbildung. Zum Teil wurde das Dorf auf ihr erbaut. Diese Teile sind schon typische *Marosterrassen*. Wir finden in ihnen schon kaum Schuttkegelmaterial. Sie sind aus dem Andesit-, kristallinen Schiefer-, Kalk- und *Syenit-Schotter* der *Maros* aufgebaut.

Unterhalb von *Gyergyóvárhegy* finden wir die Terrasse Nr. III am rechten und linken Ufer gleichmässig auf dem von der *Maros* durchbrochenen *Fillitzug* in zwei Streifen. Man kann sie aber auch bei *Ditróhódos* beobachten; ferner setzt sie sich unter *Salamás* fort, doch zeigt sie hier eine schwache Ausbildung. Ihre Höhe über der *Maros* beträgt 26 m.

Weiter oben wird sie durch den Schuttkegel des *Csiska-Baches*

am rechten Ufer um 34 m erhöht. Einen Aufschluss besitzt sie nicht. Eine umso schönere Ausbildung kann am rechten Ufer bei Maroshévíz beobachtet werden. Am rechten Ufer des Hévizzer Tales ist sie ein etwa 1.5 km langes und 250 m breites Terrassenfeld. Sie wird durch den auf dem Tuff lagernden Schotter der Maros aufgebaut. Ihre Höhe beträgt 25 m über der Maros (gemessen neben der griechisch-katholischen Kirche).

Am linken Ufer zwischen Várhegy und Galócás wird diese Terrasse nur durch das über dem Eisenbahntunnel gelegene Niveau vertreten. Die Höhe des zum Mäander des Flusses allmählich abfallenden Terrassenornes beträgt 26 m über dem Fluss. Die gleiche Terrassenhöhe finden wir auch hinter der Eisenbahnstation von Galócás, sowie gegenüber Moglanești.

Den nun folgenden Abschnitt finden wir wieder in Form einer treppenförmig herauspringenden und allmählich abfallenden Terrassenhalbinsel im Becken von Maroshévíz. Ihre Länge beträgt 500 m, ihre Breite 300 m, ihre Höhe nur 20 m über dem Fluss, da die Maros im Becken heute einen Unterlaufcharakter besitzt und ihre Talsohle ausschottert. Ein Aufschluss der Terrasse ist nicht vorhanden.

Ebenso hoch ist auch jene schotterfreie Felsenterrasse, über welcher sich das Heilbad von Maroshévíz befindet. Auf diesem Niveau bildet sich jetzt der Kalktuff von Maroshévíz. Der Bach springt mit einem kleinen Wasserfall über den Rand der Terrasse, der vom Kalktuff dicht bedeckt wird. Die Maros fließt am Fuss der Tuffwand, die durch blumenkohlartige Kalktuff-Bildungen gesprenkelt ist. Die Höhe der Wand beträgt 20 m. Sie gehört offenbar in den Horizont der Terrasse Nr. III, nur wurde ihr Schotter von den Bächen abgetragen und weiterschleppt.

Unterhalb von Maroshévíz beginnt das Engtal der Maros. In der Nähe des unteren Beckenausganges finden wir sowohl auf der rechten, als auch auf der linken Seite die Terrasse Nr. III. Am rechten Ufer ist sie ein langer, schmaler, 20 m hoher Streifen, der sich nur in der Nähe der Mündung des Kelemen-Baches verbreitert und durch das Schuttkegelmaterial des Baches um 24 m erhöht wird. Am linken Ufer setzt sie sich in Form einer langen und breiten Oberfläche hinter der Eisenbahnstation von Maroshévíz fort und verschmälert sich dann allmählich zum Ausgang des Beckens hin. Ihre Höhe beträgt 23 m über dem Fluss. Ihr Grund besteht aus Andesittuffen. Auf dem Andesittuff lagert eine 4 m starke Decke von Flussschotter.

Von der Mündung des Margineș-Baches bis zur Eisenbahnstation von Gödemesterháza zeigt sie am linken Ufer eine sehr schöne Ausbildung. Ihr Rand ist scharf und deutlich ausgeprägt. Ihre sich nach in-

nen zu langsam erhebende Oberfläche wird von kleinen Seitentälern durchfurcht. Über ihr finden wir altpleistozäne und pliozäne Terrassen. Ihre Länge beträgt mehr als 4 km, ihre Breite 100—300 m, ihre Höhe 19—22 m. Sie ist in ihrer ganzen Ausdehnung eine Felsenterrasse, doch besitzt sie keinen guten Aufschluss.

Ihr gegenüber finden wir am rechten Ufer die Häuser von Csobótány an der Oberfläche der Terrasse Nr. III. Diese von Seitentälern durchfurchte Oberfläche ist 2 km lang und 50—100 m breit. Ihre Höhe beträgt 22 m über der Maros.

Diese Terrasse können wir auch hinter der Eisenbahnstation von Gödemesterháza beobachten. Auf dem rechten Ufer wird die Oberfläche dieser Terrasse auch durch jene Felsenspitze bewahrt, auf der sich die Erinnerungstafel der Jahrtausendfeier befindet.

In dem Abschnitt, der sich zwischen Gödemesterháza und der Eisenbahnstation von Bánffyháza befindet, folgt in dem engen, wildromantisch-schönen Tal dem linken Flussufer die Terrasse Nr. III in Form einer verstümmelten Felsenterrasse. Sie wurde durch die Erosion des Flusses stark angegriffen und zerstört. Nur der Stamm der Felsenterrasse ist übrig geblieben, meistens ohne Schotter. An vielen Stellen wurden die Spuren der Terrasse nur durch erodierte Hohlformen bewahrt, wodurch die Stärke und das Mass der Tiefenerosion der Maros bewiesen ist.

Diese Terrasse blieb unterhalb von Gödemesterháza am rechten Ufer etwas besser erhalten. Auf der Terrasse befindet sich die Siedlung Zebak. Wir haben hier einen langen, schmalen, 20—21 m hohen Streifen vor uns. Sein Grund besteht aus harten, zementierten Tuffen und Konglomeraten, auf welchen in einer Stärke von 1 m Flusschotter und 3 m mächtiger eiszeitlicher Lehm lagern.

Der NO-liche Teil des kleinen, aber gleichmässig ovalen Nyágraer Beckens wird völlig von der Terrasse Nr. III ausgefüllt. Dies ist ein deutlich entwickeltes, scharfkantiges, 1 km langes und 500 m breites Terrassenfeld. Seine Höhe über der Maros beträgt 21 m. Von dort bis zum Palotaer Becken wird die Terrasse Nr. III wieder nur durch schotterfreie oder nur wenig mit Schotter bestreute, stark abgetragene Erosionsoberflächen angedeutet. Die schönste Terrasse des ganzen Salamá—Dédaer Durchbruchs können wir dann im nördlichen Teil des Palotaer Beckens beobachten. Diese schöne Terrasse wurde schon von Sawicki in seiner bereits erwähnten Arbeit beschrieben; auch finden wir hier eine Abbildung von ihr. Das Dorf wurde auf der Terrasse erbaut. Sie erhebt sich aus dem ziemlich breiten Alluvium der Maros durch einen 21 m hohen, steilen, unterwaschenen Tuffabhang. Auf dem Tuff lagert in einer Dicke von etwa 2—3 m feinkörniger Quarzschotter

und ei-, bis faustgrosser Schiefer- und Andesitschotter, gemischt mit glazialem Lehm. Die Länge der Terrasse beträgt etwa 3 km, ihre Breite 100—500 m. Ihr gegenüber ist im südlichen Teil des Beckens der aus dem Abhang des Tuffplateaus herausgemeisselte, schmale, 21 m hohe, erodierte Abhang ebenfalls der Überrest der Terrasse Nr. III.

Im Becken von Ratosnya besitzt die Maros keine Reste der Terrasse Nr. III. Wir finden diese Terrasse nur hinter der Eisenbahnstation unterhalb des Beckenausganges, neben der Mündung des Jód-Baches, 20 m oberhalb des Flusses in zwei kleinen Abschnitten, ferner weiter westlich am rechten Ufer, auf dem unterwaschenen Abhang des Luncile Cuesdenilor und in dessen Fortsetzung oberhalb des Höhenpunktes 492 in Form eines schmalen, schotterigen Streifens. Am rechten Ufer können wir sie östlich der Mündung des Borzia-Baches beobachten. Alle diese Terrassenteile besitzen eine Höhe von 18—20 m über der Maros.

Von Déda an haben nach dem Verlassen der Talenge die eiszeitliche Fliesserde und die rezenten Rutschungen des mediterranen Saltones sehr viel Terrassenmaterial umgelagert, ferner die Ausbildung der Terrassen gestört und die doch ausgebildeten Terrassen stark zertrümmert. Besonders das linke Ufer zeigt starke Rutschungen. Dennoch erscheint die Terrasse Nr. III oberhalb von Füleháza in einer ziemlich gut erhaltenen Ausbildung am Fusse des abgerutschten Abhangs. Ihre Höhe über der Maros beträgt 24 m; ein Aufschluss ist nicht vorhanden, aber der Maros-Schotter ist an der Terrassenoberfläche zu finden. Sie setzt sich in Form eines breiten Streifens nach SW und zwar nach Oroszfalu fort.

Am rechten Ufer weisen unterhalb von Déda zwei kleine, durch Rutschungen zerstörte Terrassenteile auf das letzte Vorkommen der Terrasse Nr. III in meinem Arbeitsgebiet hin.

Die Terrasse Nr. IV (altpleistozän) muss sich gegenüber der Terrasse Nr. III bei der Ausbildung des morphologischen Bildes des Maros-Tales mit einer bescheideneren Rolle begnügen.

Zwischen Gyergyóditró, Gyergyóremete und Gyergyóvárhegy finden wir in der nördlichen Bucht des Gyergyóer Beckens am linken und rechten Ufer gleicherweise nur eine Serie von Schuttkegeln, die zum Horizont der Terrasse Nr. IV gehören. Ihre Höhe über der Maros beträgt 35—40—45 m. Die Terrasse Nr. IV tritt in Form einer Felsterrasse, aber schotterfrei, neben der Eisenbahnbrücke von Várhegy, auf dem Fillitzug, etwa 50 m über der Maros auf.

Bei Salamás ist sie schon eine schöne Terrassenfläche, die durch die Täler der Seitenbäche zerstückelt wird. Ein Aufschluss ist nicht vorhanden, doch befindet sich der Andesit- und Quarzschotter der

Maros überall an der Oberfläche. Ihre Höhe über der Maros beträgt 48 m.

Von Salamás bis Maroshévíz können wir am rechten Ufer kein einziges ausgesprochenes Vorkommen eines Terrassenteils Nr. IV beobachten. Nur bei Maroshévíz finden wir diese altpleistozäne Terrasse wieder in einer schönen Ausbildung, ähnlich wie bei Salamás. Der etwa 500 m lange, 200 m breite, sich nach seinem Rand zu sanft erhebende Terrassenteil erhebt sich aus der Fläche der Terrasse Nr. III. Ihre Höhe beträgt 48—52 m. Ihre Oberfläche wird von einem Gemisch, bestehend aus stark abgerolltem, faustgrossen Marosshotter und durch Fliesserden umgelagerten, roten, eiszeitlichen Ton bedeckt. Aus diesem Grunde und auch infolge des Fehlens eines Aufschlusses lässt sich die Mächtigkeit der Schottererschicht nicht bestimmen.

Das linke Ufer zwischen Galócás und Maroshévíz begleitet die altpleistozäne Terrasse, indem sie sich sanft über die Terrasse Nr. III erhebt, in Form einer leicht abfallenden Oberfläche, stellenweise besonders typisch ausgebildet; ferner finden wir sie in den Winkeln der Biegungen der Maros. Ihre Höhe über der Maros beträgt 38—45 m. Ihre Oberfläche ist sanft gewellt und ihre Formen sind viel reifer und älter, als bei der Terrasse Nr. III.

Zwischen Maroshévíz und Bánffyháza erinnern am rechten Ufer unterhalb von Maroshévíz, auf den Abhängen von Coasta Vălcelci in einer Höhe von 50 m Erosionsspuren und gänzlich zertrümmerte Felsenterrassenteile an die Terrasse Nr. IV. Am linken Ufer können wir ebenfalls hinter der Eisenbahnstation von Maroshévíz schotterfreie, erodierte Horizonte in einer ähnlichen (50 m) Höhe beobachten.

Die altpleistozäne Terrasse erscheint in einer umso schöneren typischen Terrassenform am linken Ufer, oberhalb von Vugány und oberhalb der Terrassenfläche von Podereiul Poderenilor. Bei Vugány finden wir sämtliche Marosterrassen in einer regelmässigen, aufeinanderfolgenden Serie. Hier ist die Terrasse Nr. IV ein 100—200 m breiter Streifen mit wellenartiger Oberfläche. Es ist eine Felsenterrasse, ihre Oberfläche wird von Marosshotter bedeckt. Ein Aufschluss ist nicht vorhanden. Ihre Höhe beträgt oberhalb von Vugány 48—53 m, neben der Eisenbahnstation von Gödemesterháza 45 m über der Maros.

Am rechten Ufer, gegenüber von Vugány finden wir die Spuren der Terrasse Nr. IV auf der schotterfreien, 38—46 m hohen Oberfläche der abgetragenen Felsenterrassen, usw. in einer Länge von 1.5 km, in zwei Teilen.

Zwischen Gödemesterháza und Bánffyháza liefern die Überreste von ebenfalls stark abgetragenen, etwa 45 m hohen schotterfreien Fel-

senterrassen den Beweis für die einmalige Ausdehnung des altpleistozänen Talbodens.

Ferner finden wir die Spuren der altpleistozänen Terrasse auch im Nyágraer und Palotaer Becken, über der schön ausgebildeten Fläche der Terrasse Nr. III, in einer Höhe von 30 m, also rund 50 m oberhalb der Maros, ja Spuren dieser Terrasse sind auch im südlichen Teil des Palotaer Beckens hinter der Eisenbahnstation vorhanden.

Zwischen Palotailva und Ratosnya, neben Andrenyásza gehört sowohl am rechten, als auch am linken Ufer je ein 45—55 m hoher, ziemlich abgetragener, aber schotteriger Oberflächenteil zur altpleistozänen Terrasse.

Im Gegensatz zum Palotaer und Nyágraer Becken ist die Hauptterrasse des Ratosnyaer Beckens die Terrasse Nr. IV. Sie ist eine sehr schön und typisch ausgebildete, mehr als 1 km lange und 500 m breite Fläche. Auf der Militärkarte ist ihr Name Poderile Rastosnii. Ihr Grund besteht aus zementierten vulkanischen Andesittuffen und Konglomeraten, auf welchen die 5—8 m mächtige Schotterschicht der Maros lagert, die in ihrem oberen Teil bereits mit dem Material des Schuttkegels des Ratosnya-Baches vermischt wird. Daher beträgt ihre Höhe über der Maros 55 m. Ihre Fortsetzung ist am linken Ufer der „Lünca Bánffy“ Terrassenteil.

Im Abschnitt zwischen Ratosnya und Maroskövesd zeigt die Terrasse Nr. IV eine sehr schöne Ausbildung. Anfangs (bei Gatonya) ist sie nur ein 500—700 m langer, schmaler, sich 53 m über der Maros erhebender Streifen, doch lagert auch schon hier eine etwa 10 m dicke Schicht von Marossschotter auf dem zementierten Tuff und am linken Ufer, gegenüber von Gatonya, neben Borzia (Lünca Borzia) finden wir genau die gleichen Lager. Dann verbreitert sie sich am rechten Ufer oberhalb der Eisenbahnstation von Déda ganz bedeutend und wird schliesslich zu einer breiten, zusammenhängenden Fläche, die weit nach dem Inneren des Siebenbürgischen Beckens verläuft. In der Umgebung der Bisztra-Bachmündung wird sie noch durch Rutschungen stark gestört. Auch der Schuttkegel der Bisztra wirkt störend, daher ist ihre Höhe hier unbestimmt. Sie beträgt etwa 35—43 m, ihre Ausbildung gegen Déda zu wird jedoch nicht mehr gestört. Ihre Breite erreicht auch die Ausdehnung von 1.5 km. Ihre Oberfläche ist ein weites, wellig gefurchtes Plateau, erhebt sich sanft vom Fluss aus und wird von grossen Schuttkegeln bedeckt. Auf den Abhängen der Seitentäler, die ihre Oberfläche durchfurchen und unter dem Terrassenschotter den salzhaltigen mediterranen Ton aufschliessen, finden wir auf den Tongehängen sehr viele, kleinere und grössere rezente Rutschungen. Der kleinkörnige Quarz- und gröbere, stark verwitterte Andesit-

schotter der Maros befindet sich überall an der Oberfläche. Die Dicke der Terrassenschotter muss sehr bedeutend sein, zumindest 10 m, jedoch kann man dies nicht genau feststellen, da die Abhänge der aus dem Salzton herausgemeisselten, grossartigen Terrasse der Wirkung der eiszeitlichen Solifluktion und der zerstörenden, Gesteinsmassen transportierenden Wirkung der Rutschungen ausgesetzt waren und auch noch heute ausgesetzt sind. Die Abhänge der Terrasse werden vom abgetragenen Schotter sehr dicht bedeckt.

* * *

Die ältesten Terrassen des Salamás—Dédaer Durchbruchs der Maros stammen aus dem Pliozän. Sie sind, wie dies allgemein in den Flusstälern des Karpatenbeckens der Fall ist, im letzten Drittel des Pliozäns entstanden. Es bereitet ziemlich grosse Schwierigkeiten, im Tal der Oberen-Maros die verschiedenartigen, pliozänen Terrassenhorizonte voneinander zu trennen, ihre Lage genau zu bestimmen und sie zu kartieren.

Der Fluss hat sein Engtal in eine dicke Tuff- und Konglomeratschicht eingetieft. Die Anhäufung von vulkanischen Tuffen und Bomben erfolgte vom Beginn der vulkanischen Tätigkeit an bis zum Ende des Pleistozäns. Scheinbar war die vulkanische Tätigkeit des Pleistozäns sowohl in bezug auf ihre räumliche und zeitliche Ausdehnung, als auch in bezug auf die Menge des produzierten Materials weniger bedeutend, als die des Tertiärs. Die Tuffoberfläche, in die sich die Maros zwischen den Schneegebirgen von Görgény und Kelemen eingeschnitten hat, war im grossen und ganzen schon im letzten Drittel des Pliozäns fertig. Ob das Marostal im Pannonicum an seiner heutigen Stelle schon offen und ausgebildet war, und welche morphologischen Verhältnisse die Oberfläche an der Stelle des heutigen Gyergyóer Beckens aufweisen könnte, ist für den Morphologen schwer zu entscheiden. Soviel ist sicher, dass der Einschnitt der Maros in ihrem Tal etwa in einer Mächtigkeit von 150 m die vulkanischen Tuff- und Konglomeratschichten aufschliesst (es ist sehr wahrscheinlich, dass von W a c h n e r diese Konglomeratschichten in 150 m relativer Höhe über dem Flusspiegel als Reste eines alten Maros-Talbodens betrachtet wurden); in den Aufschlüssen zeigen die vulkanischen Konglomerate stellenweise einen starken Flussgeröll-Charakter; es hat sogar den Anschein, als ob die Schotter des Konglomerats gerade fluviatilen Ursprungs wären. Dieser Umstand war wahrscheinlich der Beweggrund dafür, dass W a c h n e r den Talabschnitt als ein Regressionstal aufgefasst hat. Dass jedoch die Maros am Ende des Pliozäns schon gleichzeitig mit der Tuff- und Bombenstreuung eine Erosionstätigkeit entwickelt, also ein Erosionstal

ausgebildet hat, so dass die Anhäufung des lockeren vulkanischen Materials das Gyergyóer Becken nicht absperren und abflusslos machen konnte, kann mit unbedingter Sicherheit festgestellt werden.

Eine Schwierigkeit bedeutet auch das Fehlen der zeitbestimmenden Fossilien.

Es hat den Anschein, als ob der Fluss in die sich langsam erhöhende Tuff- und Konglomeratoberfläche des Pliozäns zwei pliozäne Terrassen eingeschnitten hätte. Die genaue Bestimmung des Horizontes der beiden Terrassen (Terrasse Nr. V und Nr. VI) wird auch dadurch erschwert, dass das Gebiet am Ende des Pliozäns tektonischen Bewegungen ausgesetzt war. Diese tektonischen Bewegungen des Pliozäns, die die Tuffoberfläche zerstückelten und einzelne Schollen heraus hoben, werden durch die gestörte Lagerung der Tuffschichten in den einzelnen Abschnitten des Engtales (in erster Linie in den kleinen Becken von Maroshévíz, Göde, Nyágra, Palota und Ratosnya) deutlich bewiesen. Die ursprünglich horizontal gelagerten Tuffschichten fallen gegen NO. Ein Beweis für die tektonischen Bewegungen vom Ende des Pliozäns an ist auch die Salamáser Basalteruption, die die Andesituffe durchquert und sich gangartig angeordnet hat. Dass die Bewegungen am Ende des Pliozäns, höchstens im Altpleistozän erfolgt sind, wird durch den Umstand zweifellos bewiesen, dass das Niveau der altpleistozänen und mittelpleistozänen Terrassen sich ungestört entwickeln konnte. Beide Terrassen folgen regelmässig dem Gefälle des Tales.

Die Bestimmung der pliozänen Terrassen stösst auch insofern auf Schwierigkeiten, als diese Terrassen die ältesten im Flusstal sind; es sind sehr stark zerstörte und abgetragene Niveaus. Wir haben hier nur unbedeutende Überreste des einstigen breiten, pliozänen Talbodens vor uns. Ihr häufig verwitterter Schotter ist von dem Andesitgerölle der pliozänen Konglomerate kaum zu unterscheiden. In diesen Fällen dient der spärliche Quarz- und kristalline Schieferschotter der Terrasse zur Orientierung. Die letzteren liefern zweifellos den Beweis dafür, dass wir in der fraglichen Oberfläche eine Flussterrasse vor uns haben. Im übrigen weisen diese pliozänen Terrassen, abgesehen von wenigen Ausnahmen, nur wenig Schotter auf; oft verrät nur die äussere Erscheinung den erosiven Ursprung der Felsoberfläche.

Die Terrasse Nr. V (jüngstpliozän, eventuell ältestpleistozän) beginnt ebenfalls mit Schuttkegeln in der nördlichen Bucht des Gyergyóer Beckens. Die sich 60—70 m über der Maros erhebenden Schuttkegel finden wir nacheinander in einer langen Reihe angeordnet auf der linken und rechten Seite des Tales. Bei Gyergyóvárhegy schliessen sich, als ihre unmittelbare Fortsetzung, Tuffoberflächen in einer Höhe von etwa 65—70 m über dem Fluss an sie an. Diese Tuffoberflächen sind

schotterfrei. Auf ihnen liegt zum Teil verwittertes Andesitgeröll und Konglomerat und zum Teil auch das Schuttmaterial der Abhänge, sowie eiszeitlicher Lehm.

Unterhalb von Salamás, zwischen Galócás und Maroshévíz finden wir am linken Ufer über den Terrassen Nr. III und IV in einem langen, breiten Zug die Terrasse Nr. V. An vielen Stellen wird sie auch von Schotter bedeckt, doch besitzt sie keinen Aufschluss. Ihre Höhe über der Maros beträgt 70—80 m.

Am rechten Ufer finden wir bei Maroshévíz ebenfalls über der Oberfläche der Terrassen Nr. III und IV die Terrasse Nr. V in einem ziemlich gut erhaltenen Zustand. Ihre Höhe über dem Fluss beträgt 75 m. Es ist ein breites, welliges Plateau, das sich ganz bis zur Mündung des Kelemen-Baches zieht. Sein Quarz- und Andesitschotter ist auf der Oberfläche überall zu finden. Der Schotter ist feinkörniger, als derjenige der Terrasse Nr. IV, die sich unter der Terrasse Nr. V befindet. Ein Aufschluss ist nicht vorhanden. Ihr Abhang ist verschwommen ausgebildet und weist Solifluktionserscheinungen auf. Sowohl auf dem Abhang selbst, als auch an seinem Fuss können wir eine dicke Schicht des rötlichbraunen, eiszeitlichen Lehms beobachten.

Zwischen Maroshévíz und Ratosnya weisen die an beiden Ufern des Flusses im engen Tal befindlichen, 70—80 m hohen, schotterfreien, stark abgetragenen Felsoberflächen die Spuren des Talbodens auf, der sich am Ende des Pliozäns, oder am Anfang des Pleistozäns im Niveau der Terrasse Nr. V entwickelte. Die phantastischen, aus Tuffen gebildeten Felstürme und steingötzenartigen Gebilde der Talenge sind aller Wahrscheinlichkeit nach Erosionsformen, die sich im Niveau der Terrasse Nr. V entwickelt haben.

Die Terrasse Nr. V finden wir in einer viel unversehrteren Ausbildung im Ratosnyaer Becken in einer Höhe von 25—30 m über der schönen Terrassenoberfläche Nr. IV, in Form eines 1 km langen, 100—150 m breiten, schotterigen, sanft abfallenden, unaufgeschlossenen Abhanges. Ferner können wir sie östlich von Gatonya am rechten Ufer über den Terrassen Nr. III und IV in Form einer 1 km langen, von Seitentälern gegliederten, waldigen Treppe beobachten. Ihre Höhe über der Maros beträgt 75 m. Ihr gegenüber sind die drei am linken Ufer befindlichen Bergsporne, die in einer ähnlichen Höhe liegen, ebenfalls die Überreste der Terrasse Nr. V.

Die Terrasse Nr. VI, die eine ältere Terrasse vom Ende des Pliozäns ist, ist wahrscheinlich die älteste Terrasse des Marosflusses. Dieser Horizont ist im Tal eine Erosionsoberfläche von etwa 95—110 m Höhe auf der pliozänen Tuff- und Konglomeratoberfläche. In dieser Höhe befindliche Niveaus kann man, stellenweise nur spärlich von

Schotter bedeckt, an zahlreichen Orten zwischen Gyergyóremete und Maroshévíz beobachten, doch kann sich der Morphologe kaum auf Tatsachen stützen, die eine sichere Trennung zwischen den ursprünglichen pliozänen Tuffhorizonten und dem Horizont der Terrasse Nr. VI ermöglichen würden.

Zum Niveau der Terrasse Nr. VI gehören aber ganz entschieden die von spärlichem Schotter bedeckten vier Bergvorsprünge, die sich bei Vugány am linken Ufer über den Treppen der Terrassen Nr. III und IV spornartig aufbauen. Ihre Oberflächen und Formen lassen zweifellos auf ihren erosiven Ursprung schliessen. Es sind Felsenterrassen. Die grösste ist etwa 250 m lang und ebenso breit. Ihre Höhe über der Maros beträgt 104 m. Ihnen gegenüber blieb am rechten Ufer auch ein Teil der Terrasse Nr. VI in Form einer 300 m langen und 100 m breiten, erodierten Felsenoberfläche erhalten.

Von hier an fehlt diese Terrasse, abgesehen von einigen unklaren, nur unbedeutenden Teilen im Abschnitt zwischen Maroshévíz und Ratosnya, beinahe vollständig. Nur oberhalb von Gatonya finden wir über der Terrassenoberfläche Nr. V bei Podereiul Galbei die kleineren Überreste der älteren Terrasse vom Ende des Pliozäns 100 m hoch über der Maros. Schliesslich erscheint sie aber in einer umso schöneren und deutlicheren Ausbildung am rechten Ufer oberhalb Déda, über der breiten, schon früher geschilderten Oberfläche der Terrasse Nr. IV. Die 300—500 m breite Terrasse, die aus dem miozänen Salztön herausgeschnitten und zu einem Hügelgebiet mit Tälern und Rutschungen gegliedert wurde, setzt sich nach dem Innern des Siebenbürgischen Beckens noch weit fort. Ein Aufschluss ist nicht vorhanden. An ihrer Oberfläche befindet sich sehr viel Schotter, auf dem rotbrauner, durch Solifluktion gestörter Lehm aus der letzten Eiszeitperiode in grosser Mächtigkeit lagert. Sie erhebt sich über der Terrasse Nr. IV um 50—60 m, ihre Höhe beträgt über der Maros 100—110 m.

* * *

Wenn wir die Ergebnisse unserer morphologischen Untersuchungen zusammenfassen, sehen wir, dass das obere Tal der Maros, das von der Quelle des Flusses bis nach Maroskövesd, also bis zum Rande des Siebenbürgischen Beckens reicht, aus zwei morphologisch verschiedenen Gebieten besteht, uzw. aus dem terrassenfreien Gyergyóer Becken und aus dem Engtal von Salamás—Déda, das Terrassen aufweist. Das Gyergyóer Becken ist ein pliozän-pleistozänes Senkungsgebiet, dessen Ausfüllung vom Beginn des Pliozäns bis zum heutigen Tage andauert. Der Morphologe kann in dem Becken auch noch holozäne tektonische Bewegungen nachweisen. Das Vorhandensein des vorausgesetzten Gyer-

gyóer levantinischen Sees wird durch die morphologischen Untersuchungen nicht nachgewiesen.

Die Entwicklung des Salamás—Dédaer Durchgangstales begann im letzten Drittel des Pliozäns. Seitdem wurden durch die Maros mit dazwischenliegenden Ruhepausen 6 Terrassen in dem engen Tal ausgebildet. Deshalb ist dieser Talabschnitt *kein terrassenloses Engtal und kein eigentliches Durchbruchstal, sondern er ist in einer wahrscheinlich interkollinen Vertiefung ausgebildetes Erosionstal mit fluviatilen Terrassen*. Durch die Terrassenaufschlüsse wird bewiesen, dass die vulkanische Tätigkeit in den Görgényer Schneegebirgen und in der Hargita bis zum Ende des Pleistozäns aktiv war.

Bedeutendere pleistozäne tektonische Bewegungen haben das Gebiet mit Ausnahme der jüngstpliozän—ältestpleistozänen Zerstückelung der pliozänen Tuffhorizonte (Kleinbeckenbildung) und der vorausgesetzten weiteren pleistozänen Senkung des Gyergyóer Beckens nicht gestört, da die Terrassenhorizonte des Durchgangstales keinerlei Störung aufweisen; jede Terrasse ist durchlaufend und ununterbrochen. Tektonische Bewegungen kann man wieder nur am Ende des Pleistozäns und im Alt-holozän nachweisen.

Die Anzahl der Terrassen stimmt mit derjenigen der Donau, Theiss und ihrer Nebenflüsse überein. Aus den Terrassenaufschlüssen sind zwar zeitbestimmende Fossilien unbekannt, doch besteht infolge des Umstands, dass die Anzahl der Maros-Terrassen und ihre Höhe mit der anderer innerkarpatischer Flüsse — in erster Reihe mit denen der Donau, die die hydrographische Leitachse des Karpatenbeckens bildet — übereinstimmen, und dass die Terrassen der Oberen-Maros mit der Anzahl und den Höhenverhältnissen der Terrassen der Unteren-Maros nach Angaben von P á v a i V a j n a (9) und S a w i c k i (1) übereinstimmen, kein Zweifel, dass die Terrassen der Oberen-Maros aus folgenden Perioden stammen: die 0.4—2.5 m hohe Terrasse Nr. I aus dem Holozän, die 6—10 m hohe Terrasse Nr. II aus dem Jungpleistozän, die 18—25 m hohe Terrasse Nr. III aus dem mittleren Pleistozän, die 40—45 m hohe Terrasse Nr. IV aus dem Altpleistozän, die 65—80 m hohe Terrasse Nr. V eventuell noch ältestpleistozän, oder gemeinsam mit der 90—110 m hohen Terrasse Nr. VI aus dem Ende des Pliozäns. Die erstaunliche Übereinstimmung dieser Terrassen mit den Terrassen anderer Flüsse des Karpatenbeckens (10) scheint für meine schon seit langem betonte Auffassung den Beweis zu liefern, dass wir die Bildung unserer Fluss-terrassen in erster Reihe auf eiszeitliche und zwischeneiszeitliche klimatische Wirkungen zurückführen müssen.

Schrifttum.

1. Sawicki, Ludomir: Morfológiai kérdések Erdélyben. Morphologische Fragen in Siebenbürgen. Földrajzi közlemények. 1910.
2. Hauer und Stache: Geologie von Siebenbürgen. Wien 1863.
3. Herbich, Ferenc: Északkeleti Erdély földtani viszonyai. Földtani Intézet Évkönyve. I. k. 1871.
(Die geologischen Verhältnisse im nordöstlichen Siebenbürgen. Jahrbuch der k. ung. geologischen Anstalt. Band I. 1871.)
4. Herbich, Ferenc: A Székelyföld földtani és őslénytani leírása. Földtani Intézet Évkönyve. V. k. 1872.
(Die geologische und paläontologische Beschreibung des Széklerlandes. Jahrbuch der k. ung. geologischen Anstalt. Band V. 1872.)
5. Primics, György: A Keleti Kárpátok geológiai viszonyai. M. Tud. Akad. Ért. XIV. k. 1884.
(Die geologischen Verhältnisse der Ostkarpaten. Bericht der Ung. Akad. der Wissenschaften. Band XIV. 1884.)
6. Koch, Antal: Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei. M. kir. Földtani Intézet Évkönyve 1892—94. és 1900.
(Die tertiären Bildungen des Siebenbürgener Beckens. Jahrbuch der Ung. Geologischen Anstalt 1892—94 und 1900.)
7. Lőrenthey, Imre: Újabb adatok a székelyföldi szénképződmény földtani viszonyaihoz. Értesítő. Kolozsvár 1895.
(Neuere Beiträge bezüglich der geologischen Verhältnisse der Kohlenbildungen im Széklerland.)
8. Pálffy, Móric: Borszékfürdő és Gyergyóbélbor geológiai és hidrológiai viszonyai. Földtani közlöny 1905.
(Die geologischen und hydrologischen Verhältnisse von Borszékfürdő und Gyergyóbélbor. Földtani közlöny 1905.)
9. Pávai Vajna, Ferenc: A Marosvölgy kialakulásáról. Földtani közlöny 44. k. 1914.
(Über die Entwicklung des Marostales.)
10. Bulla, Béla: A Magyar medence pliocén és pleisztocén folyami terraszai. Földrajzi Közlemények. 1941. 4. füzet.
(Die pliozänen und pleistozänen Flussterrassen des Ungarischen Beckens. Internat. Ausgabe der Ungarischen Geogr. Gesellschaft. Bpest. 1942.)
11. H. Wachner: Județ Ciuc samt Toplița und der Mureșenge. Lucrările Institutului de Geografie al Universității din Cluj. Tom. III. 1926—27.
12. R. Mayer: Bericht über morphologische Studien in den Ostkarpaten. Annuarul Inst. Geol. al României. Tom. XVII. 1932 (1936).
13. Xántus, János: Jelentés a Gyergyói havasok márványelőfordulásairól. M. Földtani Int. Évi Jel. 1913.
(Bericht über die Marmorvorkommnisse in den Gyergyóer Schneebergen.)

DAS PETROGRAPHISCHE PROFIL DES UJHATÁR-TALES IM BÜKK-GEBIRGE.

Von Zs. Szentpétery.

Das Ujhatár-Tal befindet sich in der Umgebung der Gemeinde Szarvaskő und zieht vom Magasverő-Berg bis zum Eger-Tal. Sein grösster Teil besteht aus Eruptivgesteinen, und zwar aus verschiedenen Gabbro-Arten. In der Gabbro-Masse sind mannigfaltig zusammengesetzte Schliere, hystero-genetische Schliere, Schliergänge und echte Gänge zu finden. Die Differenzierung des Gabbroid-Magmas war hochgradig. Die entstandenen Gesteine sind: Albitquarzit, Plagiogranit, Quarzdiorit, Diorit, Plagioklasit, Gabbro und Ultrabazit in mehreren Arten und Varietäten, sowie deren Gang- und Schlierganggesteine. Auch von den Kontaktgesteinen liegen verschiedene Arten vor.

(Mineralogisch-Petrographische Abteilung des Ung. Naturwissenschaftlichen Museums, Budapest.)

GEOLOGICAL DATA FROM MURAKÖZ (MED JIMURJE).

By L. Strausz.

In the NW part of the Muraköz (the corner-area where the Mura and Drava rivers meet) I surveyed 140 sq. km-s during the year 1942. This area was formerly surveyed by S. Papp and M. Moos, although their results have not been published.

The oldest beds are Upper Mediterranean (Miocene) sandstones and conglomerates with *Lithothium* and *Pecten* sp. higher up are sandy marl and micaceous sandstone with *Globigerina bulloides*, *Cristellaria* and *Truncatulina*. Above these follows Sarmatian laminaceous gray marl, with *Eryilia podolica* (NW of St. Orbán-hill). Lower Pannonian clays and maris contain *Congerina Czjzeki* and *Limnocardium*, cfr. *pseudosuessi* (NW of Prekopa-hill). Upper Pannonian is chiefly sandy, with fine gravels and thin beds of lignite locally; it contains fossils NW of Strigovo: *Melanopsis decollata*, M. cfr. *Bouéi*, *Congerina* cfr. *Neumayri*, *Limnocardium decorum*. — All these beds are concordant and continuous, so it is difficult to draw their limits towards one another.

Levantine gravels occur on tops of higher hills, while Pleistocene gravels are at lower levels.

Tectonically; the surveyed area is a single anticline. The S side dips SE, the N side dips NW and N-as the map shows. These dips are steeper near the Mura river, although being farther from the crest; so a fault may be supposed in the Mura-valley. The oil-field of Selnica is at the E end of the anticline. A borehole in the SW part of the area easily might cross the Miocene and reach the Sotzka-beds of Oligocene age, one of the supposed source-rocks of the oil.

Patterns of the sketch in the text are: Full lines: supposed tectonical isohypsas; — Punctuated line: crest of the anticline.

Patterns of the map are:

Mediterranean: oblique lines

Sarmatian: dense points.

Lower Pannonian: less dense points

Upper Pannonian and Levantine: clear.

EINE GEOCHEMISCHE REGEL UND IHRE ANWENDUNG.

Von L. T o k o d y.

In meiner Arbeit „*Die Mineralien von Felsöbánya in geochemischer Betrachtung*“¹ habe ich einen Zusammenhang zwischen dem Atomradius und den Gewichts- bzw. Atomprozenten der chemischen Elemente der Mineralien von Felsöbánya festgestellt, nach dem die Gewichts- bzw. Atomprocente im umgekehrten Verhältnis zu den Radien stehen: bei kleinem Radius steigt, bei grossem Radius sinkt der Gewichts- bzw. Atomprozentsatz.

Zur Bekräftigung der im vorstehenden ausgedrückten Gesetzmässigkeit wurden von mir Mineralassoziationen untersucht, die unter völlig abweichenden Umständen zustandegekommen sind, sowohl hinsichtlich der Temperatur und des Druckes, als auch der geologischen Verhältnisse. Meine Untersuchungen erstreckten sich von den Mineralparagenesen, die bei niedriger Temperatur und unter geringem Druck, bis auf die Mineralassoziationen, die bei sehr hoher Temperatur und unter grossem Druck entstanden sind.

¹ T o k o d y L.: Felsöbánya ásványai geokémiai szempontból. Mat. és term. tud. értesítő. 61. 1942. 191—227.

Ich untersuchte die bei niedriger Temperatur und unter geringem Druck entstandenen telethermalen Mineralparagenesen von *Budapest* ($t < 90^\circ$, $p < 70 \text{ kg/cm}^2$, Entstehungstiefe max. 300 m). Die nächste Stufe bilden — und ebendarum sind die diesbezüglichen Angaben hier eingeschaltet worden — die mesothermalen Mineralien von *Felsöbánya* ($t = 200\text{—}300^\circ$, $p = 150\text{—}1000 \text{ kg/cm}^2$, Entstehungstiefe 1000—4000 m). Ich befasste mich dann mit den gemischten, exhalativ-sedimentären Lagerstätten von *Lángban*, deren Mineralzusammensetzung letzten Endes auf Regionalmetamorphose zurückzuführen ist (t bedeutend, $> 300^\circ$, p sehr gross). In den Kreis meiner Untersuchungen zog ich auch ein in seiner Zusammensetzung mit der der Erde nahezu übereinstimmendes Gestein, den *Opdalit*, der bereits die Elementverteilung des Magmas aufweist ($t > 1000^\circ$, p sehr gross). Schliesslich befasste ich mich mit der Verteilung der Elemente des *Kosmos*.

Budapest.

Die Mineralien von Budapest kommen in Sedimentgesteinen: in Kalkstein, Dolomit, Sandstein, Mergel und Ton vor. Sie haben ihre Entstehung den in den Gesteinen zirkulierenden Wässern zu verdanken, die in der grössten Tiefe, im Bereich der kristallinen Schiefer des Grundgebirges, eine Temperatur von 81°C erreichen können und deren Temperatur während ihres Aufsteigens allmählich sinkt. Die aufsteigenden Wasser kühlen sich an der Oberfläche vollständig ab, einige Mineralien (Kalkspat, Gips) scheiden bereits aus kaltem Wasser aus. Die Mineralien von Budapest sind ohne Ausnahme bei niedriger Temperatur und unter geringem Druck entstanden.

Mit den Mineralien von Budapest befasst sich einschliesslich bis zum Jahre 1942 das unten folgende Schrifttum. Das Verzeichnis macht keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

1. J. Bernáth: A budai vitriolkovand vagy Markasit vizsgálása. Term. tud. társ. közl. 4. 1863—1864. 67—73.
2. — — A budai gipsz vizsgálása. Ebenda 61—66.
3. — — A budai súlypát vegyelemzése. Ebenda 74—82.
4. H. Böckh: Ásvány-ujdonság Budapestén a Kis-Svábhegyről. Földt. Közl. 28. 1898. 129—131.
5. Gy. Braun: A budai hegyek ásványai különös tekintettel a calcitra. Budapest, 1889.
6. E. Brummer: Mátyáshegyi kőfejtők ásványairól. Földt. Értesítő. 1. 1936. 52—58.
7. — — A szépvölgyi kőfejtők ásványai. Ebenda 111—117.
8. — — A kiscelli fensík és környékének ásványai. Ebenda. 2. 1937. 23—28.

9. G. Cesaro: Beitr. zur Unters. d. Mineralien. Bull. de la Cl. des. Sc. de l'Ac. Roy. de Belg. 1907. 313—339. Ref. Zeitschr. f. Krist. 46. 1909. 485.
10. M. Hantken: Az esztergomi barnaszénerület földtani viszonyai. Földt. Int. Évkönyve. 1. 1871. 8.
11. K. Hofmann: A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. Földt. Int. Évkönyve. 1. 1871. 231.
12. V. Hulják: Ásványtani közlemények. Földt. Közl. 33. 1903. 55.
13. F. Koch: Egy Budáról való alakatlan, májbarna, opálkinézésű ásványnak vegyi elmezése. Vegytani Lapok. Kolozsvár. 1. 1882—83. 165—166.
14. — — Budapest környékéről való alakatlan ásványok vegyi elemzése. Ebenda 5. 1887. 9—11.
15. S. Koch: Ásványtani közlemények. Ann. mus. nation. hung. 18. 1920—21. 147—148.
16. — — Adatok Magyarország ásványainak ismeretéhez. Ebenda 25. 1928. 442—443.
17. — — Újabb előfordulású barytkristályok Óbudáról és Kapnikbányáról. Ebenda 27. 1930. 247—249.
18. J. Krenner: Ueber die pisolithische Struktur des diluvialen Kalktuffes von Ofen. Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien. 13. 1863. 462—465.
19. L. Maklári: Morfogenetikai vizsgálatok a magyarországi baritokon. Szeged. 1940. 1—43.
20. G. Melczer: Adatok a budapesti calcit kristálytani ösmeretéhez. Földt. Közl. 26. 1896. 10—25.
21. — — Adatok a budapestkörnyéki calcit ikerkristályainak ösmeretéhez. Ebenda 28. 1898. 203—207.
22. — — Továbbnövéses calcit a budai hegyekből. Ebenda 29. 1899. 160—164.
23. G. Palkovics: Pisolith von Ofen. Verh. d. geol. Reichsanst. Wien. 1868. 16.
24. F. Papp: Budapest meleg gyógyforrásai. Budapest. 1942.
25. K. Peters: Geol. Studien aus Ungarn. — I. Umgebung von Ofen. Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien. 1857. 317.
26. F. Schafarzik: A budai Várhegyben talált pisolithtelepről. Földt. Értesítő. 3. 1882. 92—101.
27. — — Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére. Hidr. Közl. 1. 1921. 9—14.
28. — — Budapest székesfőváros ásványvízforrásainak geol. jellemzése és grafikus feltüntetése. Ebenda 4—6. 1924—26. 14—20.
29. — — és A. Vendl: Geol. kirándulások Budapest környékén. Budapest. 1929.
30. E. Scherf: Hévfóráss okozta kőzetváltozások a buda—pilis hegységben. Hidr. Közl. 2. 1922. 19—88.
31. S. Schmidt: Az Erzsébet-híd budai hídfőjének alapozásánál lelt ásványok. Földt. Közl. 30. 1900. 173—174.
32. Z. Schréter: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a budai hegyekben. Földt. Int. Évkönyve. 19. 1912. 181—231.
33. J. Szabó: Die geol. Verhältnisse Ofen's. Erster Jahrb. d. k. k. Ober-Realchule d. königl. freien Hauptstadt Ofen. 1856.
34. — — Pest-Buda környékének földtani leírása. Budapest. 1858.
35. — — Budapest geológiai tekintetben. Budapest. 1879.
36. — — Magyarországi és carrarai fluoritok. Földt. Közl. 15. 1885. 48.
37. — — Magyarország nevezetesebb fluoritlöhelyei. Ebenda 15. 1885. 97—98.

38. H. Traube: Wiederholungszwillingen von Kalkspath vom kleinen Schwabenberge bei Ofen. Neues Jahrb. f. Min. 1888. II. Bd. 252—253.
39. G. Vavrincz: Budai halloysit és lisztes dolomit összetétele. Magyar chemiai folyóirat. 41. 1935. 70—77.
40. Marie Vendl: Calcit Vasköröl, antimonit Hondolról, gipsz Óbudáról és markazit Nemesvitáról. Földt. Közl. 51—52. 1921—22. 39—45.
41. V. Wartha: Fluorit. Föld. Társ. 1884. dec. 3.-i szakülés jegyzőkönyve. Földt. Közl. 14. 1884. 571.
42. L. Zechmeister, G. Tóth és S. Koch: A kiscelli agyagban fellelt fosszilis gyanta vizsgálata. Mat. és term. tud. ért. 51. 1934. 502—505.
43. K. Zimányi: Ásványtani közlemények. Földt. Közl. 21. 1891. 180—181.
44. — — Ásványtani közlemények. Ebenda 22. 1892. 231—233.
45. V. Zsivny u. G. Tóth: Újabb fosszilis gyanta a kiscelli agyagból. Ann. mus. nation. hung. 32. 1939. 1—11.

Von Budapest — dem von den Verwaltungsgrenzen umschlossenen Gebiet — sind die folgenden Mineralien bekannt.²

I. Elemente.

Schwefel S

II. Schwefel-, Arsen- und Antimonverbindungen.

Pyrit FeS_2

Markasit FeS_2

III. Oxyde.

Quarz SiO_2

Hematit Fe_2O_3

Opal $SiO_2 + aq.$

Goethit $Fe_2O_3 \cdot H_2O$

Stilpnosiderit $Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$

Limonit $Fe_2O_3 + aq.$

IV. Halogenide.

Fluorit CaF_2

V. Karbonate.

Kalzit $CaCO_3$

Dolomit $CaMg(CO_3)_2$

Aragonit $CaCO_3$

VI. Sulfate.

Baryt $BaSO_4$

Mirabilit $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$

Gips $CaSO_4 \cdot 2H_2O$

Epsomit $MgSO_4 \cdot 7H_2O$

VII. Borate, Aluminate.

VIII. Phosphate, Arsenate, Antimonate.

IX. Silikate.

Halloysit

$Al_4[(OH)_8 \cdot Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$

X. Organische Verbindungen.

Kiscellit

Kiscellitähnliches Harz

² Nicht aufgezählt sind unter den Mineralien von Budapest diejenigen genau untersuchten, als gesteinbildende zu betrachtenden Mineralien, die teils aus dem Sand und schwebenden Schlamm der Donau, teils aus dem Kisceller Ton und dem Löss der Umgebung von Budapest bekannt sind.

Die Literatur-Angaben, die sich auf die oben angeführten Mineralien beziehen, sind im folgenden Verzeichnis zusammenstellt.

Aragonit 5, 6, 8, 18, 23, 24, 26, 27, 29, 32, 35.

Baryt 3, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 17, 19, 20, 24, 25, 27, 28, 29, 32, 33, 34, 35, 44.

Dolomit 24, 27, 29, 35.

Epsomit 28, 35.

Fluorit 4, 5, 12, 24, 27, 28, 29, 31, 32, 36, 37, 41.

Goethit 16.

Gips 2, 4, 5, 10, 24, 27, 28, 29, 30, 32, 33, 34, 35, 40.

Halloysit 24, 29, 30, 39.

Hematit 6, 7, 16.

Kalzit 4, 5, 7, 10, 11, 15, 18, 20, 21, 22, 24, 27, 29, 32, 33, 34, 35, 38, 40.

Kiscellit 8, 42.

Kiscellitähnliches Harz 45.

Limonit 6, 7, 16, 28, 29, 32, 33, 35, 43.

Markasit 1, 5, 16, 24, 28, 43.

Mirabilit 28.

Opal 24, 32.

Pyrit 5, 6, 7, 8, 10, 24, 27, 28, 29, 32, 33, 34, 35, 43.

Quarz 4, 5, 24, 27, 29, 32, 33, 34, 35.

Schwefel 32.

Stilpnosiderit 24, 29.

Das Gebiet von Budapest kann als mineralarm bezeichnet werden; die Zahl der mit Gewissheit bekannten Mineralien beträgt insgesamt 20. Ausser den angeführten haben wir noch von einigen nicht genauer bestimmten Mineralien Kenntnis.

Die Zahl der Analysen Budapester Mineralien, die ich bei meinen Untersuchungen benützen konnte, ist äusserst gering. Die Analysen beziehen sich auf die folgenden Mineralien:

Aragonit (Pisolit) 18. — Analytiker: ?

Baryt 17. — Analytiker: A. Dózsa.

Halloysit 39. — Analytiker: G. Vavrinecz.

Kiscellit 42. — Analytiker: G. Tóth.

Kiscellitartiges Harz 45. — Analytiker: G. Tóth.

Ausserdem haben wir noch von den folgenden Mineralien unvollständige chemische Analysen:

Baryt 3. — Analytiker: J. Bernáth.

Gips 2. — Analytiker: J. Bernáth.

Halloysit 30. — Analytiker: E. Scherf.

Halloysit ? 14. — Analytiker: F. Koch.

Limonit 32. — Analytiker: R. Balló.

Markasit 1. — Analytiker: J. Bernáth.

Zwei, bzw. nicht näher bestimmte *Mineralien* 13. — Analytiker: F. Koch.

Auf Grund der zuverlässigen Analysen und chemischen Formeln kommen in den Mineralien von Budapest die folgenden 13 Elemente vor:

H: Aragonit, Epsomit, Goethit, Gips, Halloysit, Kiscellit, Kiscellit-ähnliches Harz, Limonit, Birabilit, Opal, Stilpnosiderit.

C: Aragonit, Dolomit, Kalzit, Kiscellit, Kiscellitähnliches Harz.

O: Aragonit, Baryt, Dolomit, Epsomit, Goethit, Gips, Halloysit, Hämatit, Kalzit, Kiscellitähnliches Harz, Limonit, Mirabilit, Opal, Quarz, Stilpnosiderit.

F: Fluorit.

Na: Mirabilit.

Mg: Aragonit, Dolomit, Epsomit, Halloysit.

Al: Aragonit, Halloysit.

Si: Aragonit, Baryt, Halloysit, Opal, Quarz.

S: Baryt, Epsomit, Gips, Kiscellit, Kiscellitähnliches Harz, Markasit, Mirabilit, Pyrit, Schwefel.

Ca: Aragonit, Baryt, Dolomit, Fluorit, Gips, Halloysit, Kalzit.

Fe: Aragonit, Baryt, Goethit, Halloysit, Hämatit, Limonit, Markasit, Pyrit, Stilpnosiderit.

Sr: Baryt.

Ba: Baryt.

Bei der geochemischen Untersuchung der Elemente der Budapester Mineralien habe ich dieselben Grundsätze befolgt und die nämlichen Berechnungen angestellt wie bei der Feststellung der Verteilung der geochemischen Elemente in den Mineralien von Felsöbánya.

Die folgende Tabelle gibt Gewichts- und Atomprocente der in den 20 Budapester Mineralien vorkommenden 13 Elemente an.

Tabelle I.

	1 H	6 C	8 O	9 F	11 Na	12 Mg		
Atomradius	1.27	0.2	1.32	1.33	0.98	0.78		
Gewichtsprozent ...	1.32	6.36	34.84	2.14	0.31	0.81		
Atomprozent	19.54	8.28	34.06	17.65	0.16	0.46		
	13 Al	14 Si	16 S	20 Ca	26 Fe	38 Sr	56 Ba	
Atomradius	0.57	0.39	1.74	1.06	0.83	1.27	1.43	
Gewichtsprozent ...	0.75	4.91	14.03	11.88	16.38	0.12	6.15	
Atomprozent	0.46	2.82	6.87	4.68	4.54	0.02	0.46	

Die Ergebnisse meiner Untersuchungen sind durch das Graphikon der Abbildung 1 dargestellt. Auf dieser und den folgenden Abbildungen bezeichnet die ausgezogene Linie mit leeren Kreisen (○—○—○—○) den Logarithmus des Radius des Elements, die Strichellinie mit schwarzen Kreisen (●—●—●—●) den Logarithmus der Gewichtsprocente, die kurzgestrichelte Linie mit weiss-schwarzen Kreisen (○---○---○---○) den Logarithmus der Atomprocente, bzw. die Punkte an den Linien den Logarithmus des Radius, der Gewichtsprocente und der Atomprocente.

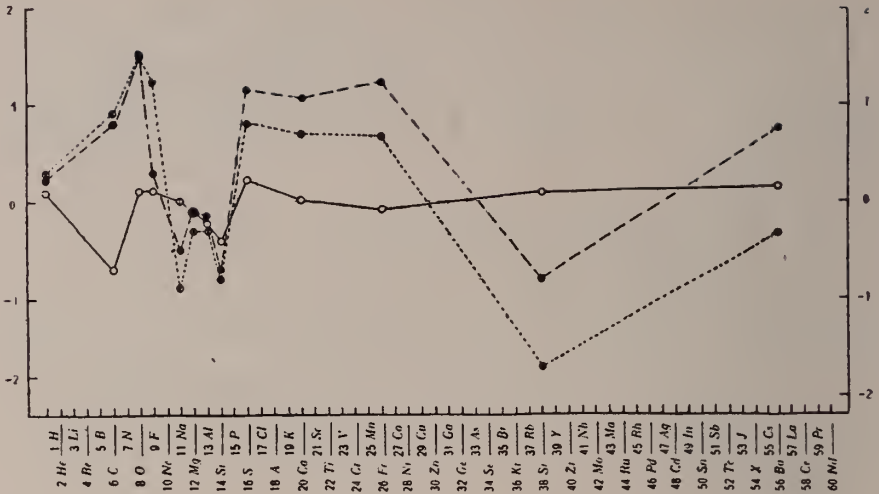


Abb. 1.

Sowohl aus den zahlenmässigen Daten, als auch aus dem Graphikon ergibt sich das umgekehrte Verhältnis der Gewichts- und Atomprocente zu den Radiusgrössen.

Felsöbánya.

An dem geologischen Aufbau von Felsöbánya sind Ton, Andesit und Rhyolit beteiligt; dieselben Gebilde sind auch am Ort des Bergbaus, am Bányahegy, zu finden.

Über den pannonischen schieferigen Ton an der Südseite des 730 m hohen Bányahegy liegt als Hülle propylitisierter Pyroxenandesit. Der Andesit an der Nordseite sank in die Tiefe. An der Verwerfungslinie drang Rhyolit auf; in der Tiefe verschmälert er sich, aufwärts aber nimmt er allmählich an Breite zu, und an der Oberfläche breitet er sich pilzartig über den Pyroxenandesit aus. Die Erzgänge stehen mit dem Rhyolit im Zusammenhang. Die differenzierten Restlösungen des Rhyolitmagmas drangen in die tektonisch entstandenen Spalten ein und bildeten Erzgänge. Die Erzausfüllung besteht aus *Au*-, *Ag*-, *Pb*-, *Zn*-, *Cu*-Erzen. Bis zu der — von der Bergspitze gerechneten — Tiefe von 400 m kamen die heute bereits abgebauten *Au*- und *Ag*-Erze vor, dann folgen in einer Zone von beiläufig 200 m *Pb*- und *Zn*-Erze, endlich erscheinen bis zu einer Tiefe von 603 m, bis zum derzeit allertiefsten Punkt des Bergbaubetriebs, in bedeutenderer Menge *Cu*-Erze auf Kosten der *Pb*- und *Zn*-Erze. Man kann eine ältere und eine jüngere Erzbildung unterscheiden. Die ältere Erzbildung ist von der jüngeren durch eine tektonische Phase getrennt, unter der sich die Gänge spalteten und kältere Lösungen in die neuen Spalten drangen (telescoping). Sowohl das ältere, als auch das jüngere Gangsystem spaltete sich zweimal und verzerte zweimal. Die Erzgänge von Felsöbánya sind als mesothermale zu bezeichnen.

Aus den Erzgängen von Felsöbánya sind die folgenden 57 Mineralien bekannt:

I. Elemente.

Schwefel S
Ged. Arsen As
Ged. Silber Ag
Ged. Gold Au

II. Schwefel-, Arsen- und Antimonverbindungen.

Realgar AsS
Auripigment As₂S₃
Antimonit Sb₂S₃
Sphalerit ZnS
Wurtzit ZnS
Pyrit FeS₂
Markasit FeS₂
Arsenopyrit FeAsS
Galenit PbS
Metacinnabarit HgS
Cinnabarit HgS
Chalkopyrit CuFeS₂
Miargyrit AgSbS₂
Andorit Ag₂Pb₂Sb₆S₁₂
Berthierit FeSbS₄
Jamesonit Pb₂Sb₂S₅
Semseyit Pb₉Sb₈S₂₁
Diaphorit Ag₃Pb₂Sb₃S₈
Freieslebenit Ag₅Pb₃Sb₅S₁₂
Proustit Ag₃AsS₃
Pyrargyrit Ag₃SbS₃
Xantokon Ag₃AsS₃
Pyrostilpnit Ag₃SbS₃
Bournonit Sb₂Pb₂Cu₂S₆
Tetraedrit R₃SbS₃
Polybasit (Ag, Cu)₁₆Sb₂S₁₁

III. Oxyde.

Valentinit Sb₂O₃
Quarz SiO₂
Pyrolusit MnO₂
Limonit Fe₂O₃ + xH₂O

Pyrostibit Sb₂S₂O
Voltzin Zn₅S₄O

IV. Halogenide.

V. Karbonate.

Kalzit CaCO₃
Ankerit Ca(Mg, Fe)(CO₃)₂
— Dolomit CaMg(CO₃)₂
Siderit FeCO₃
Rhodochrosit MnCO₃
Cerussit PbCO₃

VI. Sulfate, Wolframate.

Baryt BaSO₄
Anglesit PbSO₄
Wolframit (Mn, Fe)WO₄
Gips CaSO₄ + 2H₂O
Szmikit MnSO₄ + H₂O
Melantherit FeSO₄ + 7H₂O
Chalkanthit CuSO₄ + 5H₂O
Felsöbányit
Al₂(OH)₄SO₄ · 2Al(OH)₃ +
+ 5H₂O
Dietrichit Al₂(Zn, Fe, Mn)(SO₄)₄ +
+ 22H₂O

VII. Borate, Aluminate.

VIII. Phosphate, Arsenate, Antimonate.

Cervantit SbSbO₄
Stiblit 2SbO + H₂O
Diadochit
Fe₄O(OH)₂(PO₄)₂(SO₄H)₂
Sympleisit Fe₃(AsO₄)₂ + 8H₂O
Pitticit
Fe₂₀(OH)₂[(SO₄)₃(As, P)O₄]₁₀ +
+ 9H₂O

IX. Silikate.

Adular KAlSi₃O₈
Laumontit CaAl₂Si₄O₁₂ + 4H₂O

X. Organische Verbindungen.

In den Mineralien von Felsöbánya kommen 23 Elemente vor, 25% der bekannten Elemente. Die Verteilung dieser 23 Elemente in den Mineralien ist die folgende:

H: Diadochit, Dietrichit, Felsöbányit, Gips, Chalkanthit, Laumontit, Limonit, Melantherit, Pitticit, Stilbit, Szmikit, Symplesit.

C: Ankerit, Cerussit, Kalzit, Rhodochrosit, Siderit.

O: Adular, Anglesit, Ankerit, Baryt, Cervantit, Cerussit, Chalkanthit, Diadochit, Dietrichit, Felsöbányit, Gips, Kalzit, Laumontit, Limonit, Melantherit, Pyrolusit, Pyrostibit, Pitticit, Quarz, Rhodochrosit, Stiblit, Siderit, Symplesit, Szmikit, Valentinit, Voltzin, Wolframit.

Mg: Ankerit, Dietrichit, Siderit.

Al: Adular, Ankerit, Dietrichit, Felsöbányit, Laumontit.

Si: Adular, Quarz, Laumontit.

P: Diadochit.

S: Andorit, Anglesit, Antimonit, Arsenopyrit, Auripigment, Baryt, Berthierit, Bournonit, Chalkanthit, Chalkopyrit, Cinnabarit, Diadochit, Diaphorit, Dietrichit, Felsöbányit, Freieslebenit, Galenit, Gips, Jamesonit, Markasit, Melantherit, Metacinnabarit, Miargyrit, Pyrargyrit, Pyrit, Pyrostibit, Pyrostilpnit, Pitticit, Polybasit, Proustite, Realgar, Schwefel, Semseyit, Sphalerit, Szmikit, Tetraedrit, Volzin, Wurtzit, Xanthokon.

K: Adular.

Ca: Ankerit, Gips, Kalzit, Laumontit, Siderit.

Mn: Berthierit, Dietrichit, Jamesonit, Pyrolusit, Rhodochrosit, Siderit, Szmikit, Wolframit.

Fe: Andorit, Ankerit, Antimonit, Arsenopyrit, Berthierit, Bournonit, Chalkopyrit, Diadochit, Dietrichit, Jamesonit, Limonit, Markasit, Melantherit, Metacinnabarit, Miargyrit, Pyrit, Pitticit, Semseyit, Sphalerit, Siderit, Symplesit, Wolframit.

Cu: Andorit, Berthierit, Bournonit, Chalkanthit, Chalkopyrit, Miargyrit, Polybasit, Tetraedrit.

Zn: Andorit, Berthierit, Dietrichit, Jamesonit, Metacinnabarit, Sphalerit, Volzin, Wurtzit.

As: Arsen, Arsenopyrit, Auripigment, Pitticit, Proustite, Realgar, Symplesit, Xanthokon.

Ag: Andorit, Diaphorit, Freieslebenit, Miargyrit, Pyrargyrit, Pyrostilpnit, Polybasit, Proustite, Silber, Xanthokon.

Cd: Sphalerit.

Sb: Andorit, Antimonit, Arsenopyrit, Berthierit, Bournonit, Cervantit, Diaphorit, Freieslebenit, Jamesonit, Miargyrit, Pyrargyrit, Pyrostibit, Pyrostilpnit, Polybasit, Semseyit, Stiblit, Tetraedrit, Valentinit, Volzin.

Ba: Baryt.

W: Wolframit.

Au: Gold.

Hg: Cinnabarit, Metacinnabarit.

Pb: Andorit, Anglesit, Berthierit, Bournonit, Cerussit, Diaphorit, Freieslebenit, Galenit, Jamesonit, Miargyrit, Semseyit, Sphalerit.

Die 23 chemischen Elemente der 57 Mineralien von Felsöbánya

kommen mit dem auf der folgenden Tabelle angegebenen Gewichts- und Atomprozentatz vor:

Tabelle II.

	1 H	6 C	8 O	12 Mg	18 Al	14 Si
Radius	1.27	0.2	1.32	0.78	0.57	0.39
Gewichtsprozent ...	0.25	1.06	16.35	0.31	0.41	2.61
Atomprozent	9.00	3.20	36.30	0.36	0.71	3.56
	15 P	16 S	19 K	20 Ca	25 Mn	26 Fe
Radius	0.3—0.4	1.74	1.33	1.06	0.91	0.83
Gewichtsprozent ...	0.08	18.18	0.23	1.47	2.31	8.79
Atomprozent	0.11	20.28	0.36	1.42	1.42	5.69
	29 Cu	30 Zn	33 As	47 Ag	48 Cd	51 Sb
Radius	0.96	0.83	0.69	1.13	1.03	0.90
Gewichtsprozent ...	2.94	3.67	4.90	7.10	0.01	13.25
Atomprozent	1.78	2.14	2.49	2.49	0.004	3.92
	56 Ba	74 W	79 Au	80 Hg	82 Pb	
Radius	1.43	0.68	1.37	1.12	1.32	
Gewichtsprozent ...	2.42	0.99	0.82	1.40	10.45	
Atomprozent	0.71	1.78	0.14	0.36	1.78	

Die auf der vorstehenden Tabelle zusammengefassten Ergebnisse sind graphisch durch Abbildung 2 veranschaulicht.

Das umgekehrte Verhältnis der Gewichts- bzw. Atomprocente zu den Radien ist von mir zuerst bei den Elementen der Felsöbányaer Mineralien erkannt worden.

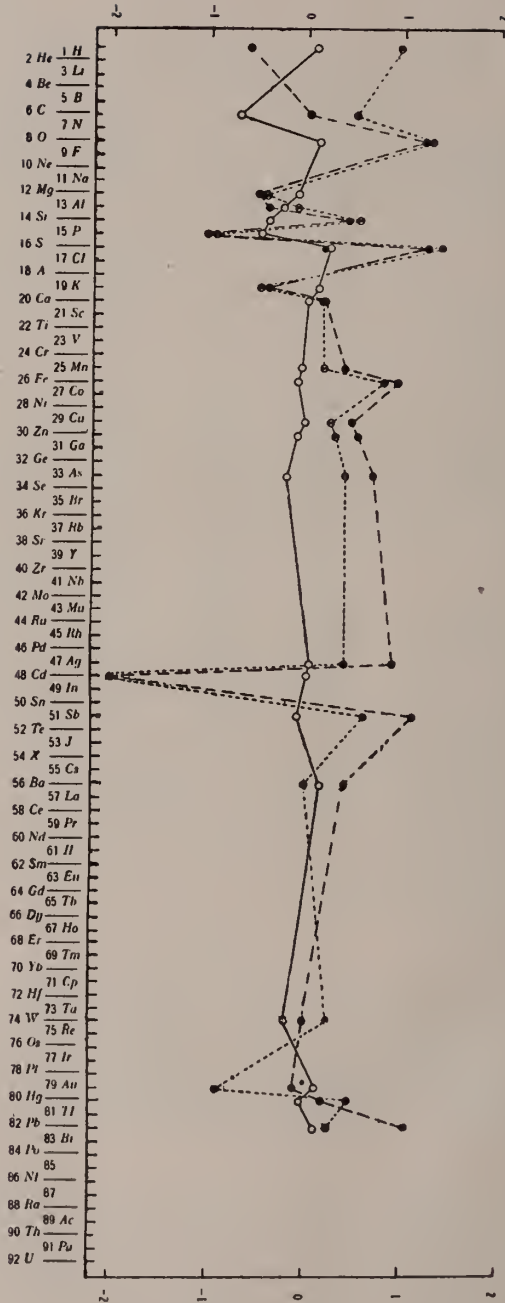
Långban.

Die Bergwerke von Långban befinden sich 20 km nordöstlich von Filipstad, im westlichen Teile des Grubengebiets von Mittelschweden, in Värmland. Die geologischen und erzlagerstättenkundlichen Verhältnisse sind uns aus der Abhandlung von *Magnusson* in allen Einzelheiten bekannt.³

Die ältesten Gesteine des Gebiets sind durch Umwandlung der Tuffe und Porphyre entstandene *K-* und *Na-Leptite*, in denen Einlagerungen von Kalkstein und Dolomit vorkommen. Der Dolomit ist im Süden und Osten von Kalileptit,

³ Nils H. Magnusson: Långban malmtrakt. Sveriges geol. undersökning. Ser. Ca № 23. Stockholm. 1930, 1—111.

Abb. 2.



im Norden und Westen von Granit umgeben. Im Dolomit treten Erze auf. Die Hangenden des Erzes sind Grauwacke, Hälleflinta und Spillite mit Diabas-Intrusionen. Diese Gesteine erfuhren eine zweimalige Faltung, wobei das Gestein zweier verschiedener Granitmagmen (Hyttisjögranit und Filipstadgranit) eindrangen. Aus der Intrusion der älteren Faltungszeit entstanden durch Regionalmetamorphose, ohne Stoffzufuhr, Ca-reiche Skarngesteine. Anlässlich der jüngeren Faltung erfolgte Mg-Zufuhr, die Leptite verkieselten, der hiebei entstandene Skarn wurde epidotisiert und skapolitisiert; zugleich wurden Fluorit und Sulfide ausgeschieden. Der erste Skarn steht mit Eisenerzen, der zweite mit Manganerzen in Verbindung. Die Mitte der Eisenerze ist kieseliges Eisenoxyd, ihr Rand Magnetit. Der mittlere Teil der Manganerze besteht aus Braunit, ihr Rand aus Hausmannit. Die berühmten Mineralien von Långban kommen hauptsächlich in Manganerzen vor. Die Ausscheidung der Mineralien ging in vier Phasen vor sich. In der ersten Phase wurden die primären Erze ausgeschieden, die nur mehr als Relikten, als Rekrystallisationsminerale erkennbar sind. In diese Phase gehören die jüngsten Skarnmineralien. In der nächsten Phase entstand, und zwar bei hoher Temperatur, der grösste Teil der Skarnmineralien. Wirkte die Thermometamorphose eine lange Zeit hindurch, so unterlagen die primären Mineralien einer vollständigen Umbildung, es entstanden neue Mineralien. Im ersten Teil der dritten Phase kamen die Mineralien der ersten Hohlraum- und Gangaufüllungen zustande; im zweiten Teil war die Ausscheidung der Sulfide grösstenteils zu Ende. In der letzten, der vierten, Phase entstanden die Mineralien sämtlicher späterer Hohlraum- und Gangaufüllungen.

Die Mangan- und Eisenerze sind metasomatisch. Aus den oxygenreichen Lösungen wurden zuerst Fe_2O_3 und SiO_2 ausgeschieden. Die kieseligen Hämatiterze entstanden aus Eisenjaspis durch Entmischung. Aus der Lösung wurde auch Mn_2O_3 und SiO_2 ausgeschieden. Das Fe_2O_3 wandelte sich in Magnetit (Fe_3O_4), das Mn_2O_3 in Hausmannit (Mn_2O_4) um. In der zweiten Phase entstanden die Eisen-Skarngebilde mit Stoffzufuhr, sämtliche mit charakteristischem Mineralienfolge.

Magnusson behandelt eingehend die aus Långban bekannten Mineralien und teilt die Paragenese und Sukzession von 108 Mineralien mit. Demnach ist die letzte Ursache der gegenwärtigen mineralischen Zusammensetzung die Regionalmetamorphose. Die rührt von wiederholten Mineralausscheidungen her und das Auftreten des Scheelit und Fluorit in den jungen Spalten ist eine Rejuvenationserscheinung; diese Rejuvenationserscheinung trat bereits in den zweiten Phase ein.

Mit der Geochemie der Mineralien von Långban befasste sich Aminoff.⁴ Die von ihm untersuchten Mineralien sind die folgenden. (Die Formeln der angeführten Mineralien sind die von Aminoff mitgeteilten.)

I. Elemente.

Ged. Blei *Pb*

Ged. Wismut *Pb*

Ged. Kupfer *Cu*

Ged. Arsen *As*

Ged. Silber *Ag*

⁴ G. Aminoff: Notes on the mineral deposit of Långban from a chemical point of view. Kungl. svenska vetenskapakad. handlingar. III. Serien. Bd. 9. № 5. 1931. 4—13.

II. Schwefel-, Arsen- und
Antimonverbindungen.

Sphalerit ZnS	Domeykit Cu_3As
Galenit PbS	Chalkozit Cu_2S
Realgar As_2S_3	Chalkopyrit $Cu_2S \cdot Fe_2S_3$
Pyrit FeS_2	Bornit $3Cu_2S \cdot Fe_2S_3$
Molybdenit MoS_2	

III. Oxyde.

Quarz SiO_2
Manganosit MnO
Bromellit BeO
Hämatit Fe_2O_3
Pyrophanit $MnTiO_3$
Spinell $RO \cdot R_2O_3$
Magnetit $FeO \cdot Fe_2O_3$
Hausmannit $MnO \cdot Mn_2O_3$
Braunit $3Mn_2O_3 \cdot MnSiO_3$
Plumboferrit $PbO \cdot 2Fe_2O_3$
Magnetoplumbit $2(Pb, Mn)O \cdot 3Fe_2O_3$
Långbanit $(Mn, Sb, Fe, etc.)_2O_3 + (Mn, etc.)SiO_3$
Brucit $Mg(OH)_2$
Pyrochroit $Mn(OH)_2$
Bäckströmit $Mn(OH)_2$
Manganit $MnO \cdot OH$
Pyroaurit $Fe(OH)_3 \cdot 3Mg(OH)_2 \cdot 3H_2O$
Quenselit $Pb(OH) \cdot MnO_2$

IV. Halogenide.

Fluorit CaF_2

V. Karbonate.

Kalzit $CaCO_3$
Dolomit $CaCO_3 \cdot MgCO_3$
Aragonit $CaCO_3$
Barytokalzit $BaCO_3 \cdot CaCO_3$
Hydrocerussit $2PbCO_3 \cdot Pb(OH)_2$

VI. Sulphate, Wolframate.

Anhydrit $CaSO_4$
Baryt $BaSO_4$
Gips $CaSO_4 \cdot 2H_2O$
Scheelit $CaWO_4$

VII. Borate, Aluminate.

Pinakiolit $3MgO \cdot MnO \cdot Mn_2O_3 \cdot B_2O_3$

VIII. Phosphate, Arsenate, Antimonate.

Berzeliit $3(Ca, Mg, Mn)O \cdot As_2O_5$

Carynit $3(Ca, Mg, Mn, Pb)O \cdot As_2O_5$

Atopit $2CaO \cdot Sb_2O_5$

Weslienit $5(Ca, Fe, Na_2)O \cdot 2Sb_2O_5$

Monimolit $3(Pb, Ca, Fe, Na_2)O \cdot Sb_2O_5$

Swedenborgit $Na_2O \cdot 2Al_2O_3 \cdot Sb_2O_5$

Hedyphan $9(Pb, Ca, Ba)O \cdot 3As_2O_5 \cdot (Pb \text{ etc})Cl_2$

Svabit $9CaO \cdot 3As_2O_5 \cdot Ca(F, OH, Cl)_2$

Tilasit $MgF_2 \cdot MgO \cdot 2CaO \cdot As_2O_5$

Adelit $Mg(OH, F)_2 \cdot MgO \cdot 2CaO \cdot As_2O_5$

Sarkanit $4MnO \cdot As_2O_5 \cdot H_2O$

Arsenoklas $5MnO \cdot As_2O_5 \cdot 2H_2O$

Allaktit $7MnO \cdot As_2O_5 \cdot 4H_2O$

Akrochordit $4MnO \cdot MgO \cdot As_2O_5 \cdot 6H_2O$

Pyrobelonit $4PbO \cdot 7MnO \cdot 2V_2O_5 \cdot 3H_2O$

Armangit $3MnO \cdot As_2O_3$

Trigonit $3PbO \cdot (MnH)AsO_3 \cdot As_2O_3$

Finnemanit $9PbO \cdot PbCl_2 \cdot 3As_2O_3$

Ekdemit $4PbO \cdot 2PbCl_2 \cdot As_2O_3$

Nadorit $PbO \cdot PbCl_2 \cdot Sb_2O_3$

Dixenit Silikoarsenat von unsicherer Zusammensetzung.

IX. Silikate.

Feldspate (Mikroclin, Hialofan, usw.)

Olivine (Forsterit, Tefroit und Pikrotefroit)

Phenakit $2BeO \cdot SiO_2$

Trimerit $CaO \cdot 2MnO \cdot 3BeO \cdot 3SiO_2$

Vesuvian $Ca_6[Al(OH, F)]Al_2(SiO_4)_5$

Pyroxene (Diopsid, Urbanit, Schefferit, Fe-Schefferit,

Bustamit, Rhodonit, usw.)

Pectolit $H_2O \cdot Na_2O \cdot 4CaO \cdot 6SiO_2$

Margarosanit $PbO \cdot 2CaO \cdot 3SiO_2$

Amphibole (Aktinolit, Richterit, usw.)

Granate (Andradit, Spessartin, usw.)

Prehnit $2CaO \cdot H_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot H_2O$

Klinohumit $Mg(F, OH)_2 \cdot 8MgO \cdot 4SiO_2$

Skapolit $mCa_4Al_6Si_6O_{25} \cdot nNa_4Al_3Si_5O_{24}Cl$

Barysilit $3PbO \cdot 2SiO_2$

Molybdophyllit $PbO \cdot MgO \cdot H_2O \cdot SiO_2$

Nasonit $5PbO \cdot 4CaO \cdot PbCl_2 \cdot 6SiO_2$

Ganomalit $5PbO \cdot 4CaO \cdot Pb(OH)_2 \cdot 6SiO_2$

Barylit $2PbO \cdot BaO \cdot 2SiO_2$

Kentrolit $2PbO \cdot Mn_2O_3 \cdot 2SiO_2$

Hyalotekit *Pb, Ba, Ca, B-Silikat mit F*

Melanotekit $2PbO \cdot Fe_2O_3 \cdot 2SiO_2$

Glimmer-Gruppe

Hisingerit Wasserhaltiges Silikat von unsicherer Zusammensetzung.

Chlorite

Serpentin $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$

Talk $3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$

Ektropit (Bementit) $8MnO \cdot 7SiO_2 \cdot 5H_2O$

Epidot $H_2O \cdot 4CaO \cdot 3(Al, Fe)_2O_3 \cdot 6SiO_2$

Piemontit $H_2O \cdot 4CaO \cdot 3(Mn, Al, Fe)_2O_3 \cdot 6SiO_2$

Apophyllit $K_2O \cdot 8CaO \cdot 16SiO_2 \cdot 16H_2O$

Inesit $2(Mn, Ca)O \cdot 2SiO_2 \cdot H_2O$

Thaumasit $CaSiO_3 \cdot CaCO_3 \cdot CaSO_4 \cdot 15H_2O$

Die Elemente der aufgezählten Mineralien verteilen sich folgendermassen:

H: Adelit, Akrochordit, Allaktit, Apophyllit, Arsenoklas, Bäckströmit, Biotit, Brucit, Chlorit, Ektropit, Epidot, Ganomalit, Gips, Hydrocerussit, Hisingerit, Inesit, Klinohumit, Manganit, Maganophyllit, Molybdophyllit, Muskovit, Pektolit, Piemontit, Prehnit, Pyroaurit, Pyrobelonit, Pyrochroit, Quenselit, Sarkinit, Svabtit, Serpentin, Talk, Thaumasit, Trigonit.

Li: Lithiumglimmer.

Be: Barylit, Bromellit, Hyalotekit, Phenakit, Trimerit.

B: Hyalotekit, Pinakiolit.

C: Aragonit, Barytokalzit, Dolomit, Hydrocerussit, Kalzit, Thaumasit.

O: Adelit, Aktinolit, Akrochroit, Allaktit, Amphibol, Anhydrit, Apophyllit, Armangit, Aragonit, Arsenoklas, Atopit, Barylit, Baryt, Barytokalzit, Barisilit, Bäckströmit, Berzeliit, Biotit, Braunit, Bromellit, Brucit, Bustamit, Chlorit, Diopsid, Dolomit, Ekdemit, Dixenit, Ektropit, Epidot, Finnemanit, Forsterit, Ganomalit, Gips, Granat, Hausmannit, Hedyphan, Hematit, Hyalophan, Hyalotekit, Hydrocerussit, Inesit, Kalzit, Karinit, Kentrolit, Klinohumit, Långbanit, Magnetit, Manganophyllit, Manganosit, Magneto-plumbit, Margarosanit, Melanotekit, Mikroclin, Molybdophyllit, Monimolit, Muskovit, Nadorit, Nasonit, Pektolit, Phenakit, Phlogopit, Piemontit, Pikroterfroit, Pinakiolit, Pyroaurit, Pyrochroit, Pyrobelonit, Pyrophanit, Plagioklas, Plumboferrit, Prehnit, Quarz, Quenselit, Richterit, Rhodonit, Sarkinit, Scheelit, Schefferit, Skapolit, Spinell, Svabtit, Swedenborgit, Serpentin, Talk, Tefroit, Thaumasit, Tilasit, Tremolit, Trigonit, Trimerit, Urbanit, Vesuvian, Weslienit.

F: Adelit, Fluorit, Hyalotekit, Klinohumit, Phlogopit, Svabtit, Tilasit, Vesuvian.

Na: Amphibol, Monimolit, Muskovit, Pektolit, Plagioklas, Richterit, Skapolit, Swedenborgit, Urbanit, Weslienit.

Mg: Adelit, Akrochordit, Aktinolit, Amphibol, Berzeliit, Biotit, Brucit, Chlorit, Diopsid, Dolomit, Ektropit, Forsterit, Granat, Karinit, Klinohumit, Manganophyllit, Molybdophyllit, Phlogopit, Pinakiolit, Pikroferriit, Pyroaurit, Richterit, Schefferit, Spinell, Serpentin, Talk, Tilasit, Tremolit, Urbanit.

Al: Amphibol, Biotit, Chlorit, Epidot, Granat, Hyalophan, Manganophyllit, Mikroklin, Muskovit, Phlogopit, Piemontit, Plagioklas, Spinell, Skapolit, Swedenborgit, Vesuvian.

Si: Aktinolit, Amphibol, Apophyllit, Barylit, Barysilit, Biotit, Braunit, Bustamit, Chlorit, Diopsid, Dixenit, Ektropit, Epidot, Forsterit, Ganomalit, Granat, Hisingerit, Hyalotekit, Hyalophan, Inesit, Kentrolit, Klinohumit, Långbanit, Manganophyllit, Margarosanit, Melanotekit, Mikroklin, Molybdophyllit, Muskovit, Nasonit, Pektolit, Phenakit, Phlogopit, Piemontit, Pikroferriit, Plagioklas, Prehnit, Quarz, Richterit, Rhodonit, Schefferit, Serpentin, Skapolit, Talk, Tefroit, Thaumasil, Tremolit, Trimerit, Urbanit, Vesuvian.

P: In mehreren Mineralien untergeordnet.

S: Anhydrit, Baryt, Bornit, Chalkozit, Chalkopyrit, Galenit, Gips, Molybdenit, Pyrit, Realgar, Sphalerit, Thaumasil.

Cl: Ekdemit, Finnemanit, Hedyphan, Nadorit, Nasonit, Svabit, Skapolit.

K: Apophyllit, Biotit, Hyalophan, Manganophyllit, Mikroklin, Muskovit, Phlogopit, Richterit.

Ca: Adelit, Aktinolit, Amphibol, Anhydrit, Apophyllit, Aragonit, Atopit, Barytokalzit, Berzeliit, Bustamit, Diopsid, Dolomit, Ektropit, Epidot, Fluorit, Ganomalit, Gips, Granat, Hyalotekit, Hedyphan, Inesit, Kalzit, Karinit, Margarosanit, Monimolit, Nasonit, Pektolit, Piemontit, Plagioklas, Prehnit, Richterit, Scheellit, Schefferit, Svabit, Skapolit, Thaumasil, Tilasit, Tremolit, Trimerit, Urbanit, Vesuvian, Weslienit.

Ti: Hausmannit, Magnetoplumbit, Pyrophanit.

V: Berzeliit, Pyrobelonit.

Cr: Magnetoplumbit.

Mn: Akrochordit, Allaktit, Arsenoklas, Armangit, Bäckströmit, Berzeliit, Braunit, Bustamit, Ektropit, Granat, Hausmannit, Inesit, Karinit, Kentrolit, Långbanit, Manganit, Manganophyllit, Manganosit, Magnetoplumbit, Piemontit, Pinakolit, Pikroferriit, Pyrobelonit, Pyrochroit, Pyrophanit, Quenselit, Richterit, Rhodonit, Sarkinit, Schefferit, Tefroit, Trimerit, Trigonit, Urbanit.

Fe: Aktinolit, Amphibol, Biotit, Bornit, Chalkopyrit, Ektropit, Epidot, Hematit, Hisingerit, Långbanit, Manganophyllit, Magnetit, Magnetoplumbit, Melanotekit, Monimolit, Piemontit, Pyrit, Pyroaurit, Plumboferriit, Richterit, Spinell, Urbanit.

Cu: Bornit, Chalkopyrit, Chalkozit, Domeykit, Kupfer.

Zn: Sphalerit.

As: Adelit, Akrochordit, Allaktit, Armangit, Arsen, Arsenoklas, Berzeliit, Dixenit, Domeykit, Ekdemit, Finnemanit, Hedyphan, Karinit, Realgar, Sarkinit, Svabit, Tilasit.

Ag: Silber.

Mo: Molybdenit, Scheelit.

Sb: Atopit, Långbanit, Monimolit, Nadorit, Swedenborgit, Weslienit.

Ba: Barylit, Barytokalzit, Baryt, Hedyphan, Hyalophan, Hyalotekit,

W: Scheelit.

Pb: Barylit, Barysilit, Blei, Ekdemit, Finnemanit, Galenit, Ganomalit, Hedyphan, Hyalotekit, Hydrocerussit, Karinit, Kentrolit, Magnetoplumbit, Margarosanit, Melanotekit, Molybdophyllit, Monimolit, Nadorit, Nasonit, Pyrobelonit, Plumboferrit, Trigonit, Quenselit.

Bi: Wismut.

Die Gewichts- und Atomprocente der in den Mineralien von Långban vorkommenden Elemente sind in der folgenden Tabelle enthalten.

Tabelle III.

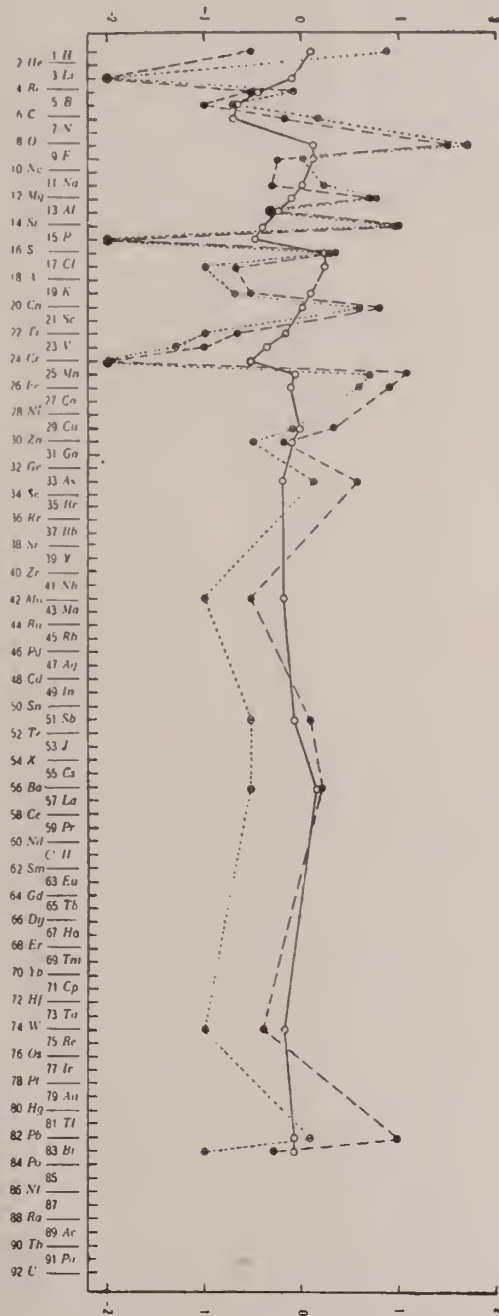
	1 H	3 Li	4 Be	5 B	6 C	8 O	
Atomradius	1.27	0.78	0.34	0.2	0.2	1.32	
Gewichtsprozent ...	0.3	0.01	0.3	0.1	0.7	32.0	
Atomprozent	7.7	0.01	0.8	0.2	1.5	52.1	
	9 F	11 Na	12 Mg	13 Al	14 Si	15 P	
Atomradius	1.33	0.98	0.78	0.57	0.39	0.30	
Gewichtsprozent ...	0.6	0.5	5.3	0.5	10.0	0.01	
Atomprozent	0.8	0.6	5.7	0.5	9.3	0.01	
	16 S	17 Cl	19 K	20 Ca	22 Ti	23 V	
Atomradius	1.76	1.81	1.33	1.06	0.64	0.40	
Gewichtsprozent ...	2.4	0.2	0.3	6.7	0.2	0.1	
Atomprozent	2.0	0.1	0.2	4.4	0.1	0.05	
	24 Cr	25 Mn	26 Fe	29 Cu	30 Zn	33 As	
Atomradius	0.30	0.91	0.83	0.96	0.83	0.69	
Gewichtsprozent ...	0.01	12.0	8.1	2.2	0.8	3.8	
Atomprozent	0.01	5.7	3.8	0.9	0.3	1.3	
	42 Mo	47 Ag	51 Sb	56 Ba	74 W	82 Pb	83 Bi
Atomradius	0.68	1.13	0.90	1.43	0.68	1.32	1.34
Gewichtsprozent ...	0.3	0.3	1.1	1.5	0.4	9.1	0.5
Atomprozent	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	1.2	0.1

Die zahlenmässigen Angaben der Tabelle sind durch Diagramm 3 dargestellt. Aus der Tabelle sowie aus dem Diagramm ist feststellbar, dass die Gewichts- und Atomprocente zu den Radien im umgekehrten Verhältnis stehen.

Opdalit.

Zur Untersuchung der bei höchster Temperatur und unter grösstem Druck entstandenen Mineralparagenese diene mir der in der Umgebung von Opdat vorkommende Opdalit, dasjenige Tiefengestein, dessen che-

Abh. 3.



mische Zusammensetzung der durchschnittlichen chemischen Zusammensetzung der festen Erdkruste am nächsten steht.⁵

Der Opdalit kommt in Südnorwegen vor, etwa 130 km südlich von Trondhjem, an der Grenze des Tiefengesteinsgebietes, das sich zwischen *Opdal* und *Inset* in einer Ausdehnung von rund 150 km² erstreckt. Die Zusammensetzung dieser gewaltigen Gesteinsmasse wechselt vom Quarz-Biotit-Norit bis zum sauren quarzreichen Trondhjemit. Im mittelkörnigen, hellgrauen Opdalit sind mit unbewaffnetem Auge Plagioklas, Pyroxen und Biotit, unter dem Mikroskop Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Hypersten, Diopsidaugit, Biotit, Apatit, Magnetit, Zirkon und Pyrrhotin erkennbar.

Die chemische Zusammensetzung des Opdalits ist die folgende:

	Mittelwert von zwei Analysen	Auf 100 umgerechnet
SiO ₂	61.95	61.87
TiO ₂	0.96	0.96
Al ₂ O ₃	15.30	15.28
Fe ₂ O ₃	0.94	0.94
FeO	4.57	4.56
MnO	0.03	0.03
MgO	4.10	4.09
CaO	4.66	4.65
BaO	0.03	0.03
Na ₂ O	3.43	3.43
Ka ₂ O	3.37	3.37
P ₂ O ₅	0.16	0.16
CO ₂	0.09	0.09
S	0.02	0.02
H ₂ O — 105°	0.02	0.02
H ₂ O + 105°	0.50	0.50
	100.13	100.00

Die aus zwei Analysen des Opdalits berechnete Norme ist:

Quarz	16.0	14.0
Kalifeldspat	15.0	13.0
Albit	28.0	30.1
Anortit	15.0	16.0
Diopsidaugit	4.7	5.2
Hypersten	8.8	9.3
Magnetit	0.5	0.5
Ilmenit	1.2	1.2
Biotit... ..	10.0	10.5
Apatit	0.4	0.4

⁵ V. M. Goldschmidt: Geol.-petr. Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Vid.-Akad. Skr. Oslo. 1916. 70—75.

Pyrrhotin	0.1	—
Kalzit	0.1	0.3
		99.8	100.5

Bei der geochemischen Bewertung des Gesteins bin ich nicht von modalen und normativen Daten ausgegangen, sondern ich habe unmittelbar die Wertangaben der Analyse benützt und umgerechnet. Die solchermaßen gewonnenen Gewichts- und Atomprozent der Elemente sind die folgenden:

Tabelle IV.

	1	6	8	11	12	13
	H	C	O	Na	Mg	Al
Atomradius	1.27	0.2	1.32	0.98	0.78	0.57
Gewichtsprozent ...	0.06	0.03	48.85	2.54	2.47	8.08
Atomprozent	1.26	0.004	61.50	2.31	2.10	6.30
	14	15	16	19	20	22
	Si	P	S	K	Ca	Ti
Atomradius	0.39	0.3	1.74	1.33	1.06	0.64
Gewichtsprozent ...	28.91	0.08	0.02	2.80	3.33	0.58
Atomprozent	21.61	0.06	0.02	1.47	1.68	0.21
	25	26	26	56		
	Mn	Fe ^{II}	Fe ^{III}	Ba		
Atomradius	0.91	0.83	0.67	1.43		
Gewichtsprozent ...	0.02	3.54	0.66	0.03		
Atomprozent	0.01	1.26	0.21	0.004		

Die zahlenmässigen Angaben und das Graphikon der Abbildung 4 bekräftigen das umgekehrte Verhältnis des Gewichts- und Atomprozentsatzes zum Radius bei den chemischen Elementen des Opdalits.

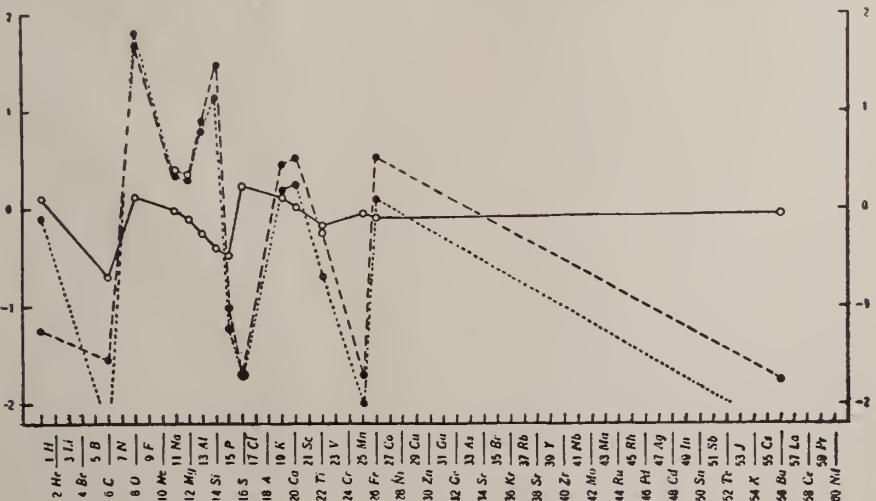


Abb. 4.

Kosmos.

Im vorstehenden wurden die Elemente verschiedener Fundorte der Erde in Hinsicht auf die Grösse ihres Radius, sowie auf die Höhe ihres Gewichts- bzw. Atomprozentsatzes untersucht. Ich konnte feststellen, dass Radius und Prozente im umgekehrten Verhältnis zueinander stehen; bei grossem Radius vermindert sich der Gewichts- bzw. Atomprozentsatz, bei kleinem Radius hingegen steigt er. Diese Feststellung ist nur dann allgemeingültig, wenn sie sich nicht nur bezüglich der Elemente der Erde, sondern auch in bezug auf die Elemente der Meteorite, der Sterne und der Sonnensysteme als wahr erweist. Auch dieser Bedingung kann entsprochen werden. *V. M. Goldschmidt* teilt in seiner Abhandlung⁶ die zahlenmässigen Angaben über Verteilung und Häufigkeit der Elemente und ihrer Isotope mit; seine Mitteilungen erstrecken sich nicht bloss auf die Elemente der Erde, sondern auch auf die des Kosmos. Er bezieht die einzelnen Atomsorten auf 10000 Siliziumatome als Einheit. Es greift nicht in das Wesen der Sache, dass die Daten sich im Vergleich zu den oben angeführten auf eine andere Einheit beziehen, und darum habe ich die Angaben *V. M. Goldschmidts* mit der einzigen Änderung übernommen, dass ich die auf die Isotope bezüglichen Daten zusammengezogen habe.

Tabelle V.

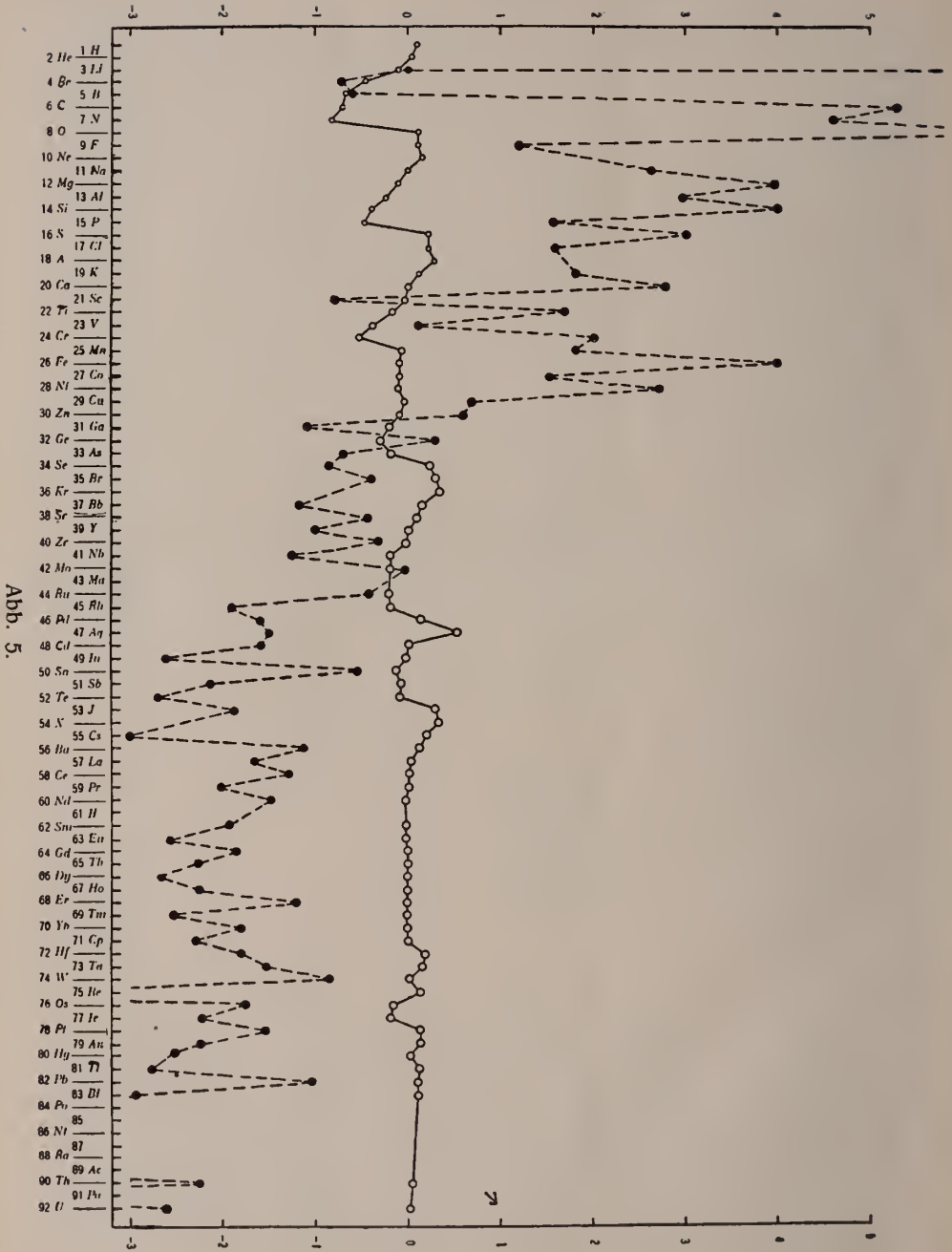
	Radius	Auf 10000 Si-Atome sich beziehende Mengen		Radius	Auf 10000 Si-Atome sich beziehende Mengen		
1	<i>H</i>	1.27	22504500	17	<i>Cl</i>	1.81	39
2	<i>He</i>	1.22	9000000	18	<i>A</i>	1.92	
3	<i>Li</i>	0.78	1.0	19	<i>K</i>	1.33	68.96
4	<i>Be</i>	0.34	0.19	20	<i>Ca</i>	1.06	571
5	<i>B</i>	0.2	0.23	21	<i>Sc</i>	0.83	0.15
6	<i>C</i>	0.2	224975	22	<i>Ti</i>	0.64	47.01
7	<i>N</i>	0.1-0.2	75985	23	<i>V</i>	0.4	1.30
8	<i>O</i>	1.32	7499800	24	<i>Cr</i>	0.3	113.04
9	<i>F</i>	1.33	15	25	<i>Mn</i>	0.91	66
10	<i>Ne</i>	1.52		26	<i>Fe</i>	0.83	8910.30
11	<i>Na</i>	0.98	442	27	<i>Co</i>	0.82	34.97
12	<i>Mg</i>	0.78	8723	28	<i>Ni</i>	0.78	459.94
13	<i>Al</i>	0.57	879	29	<i>Cu</i>	0.96	4.60
14	<i>Si</i>	0.39	10000	30	<i>Zn</i>	0.83	3.5954
15	<i>P</i>	0.3	59	31	<i>Ga</i>	0.62	0.084
16	<i>S</i>	1.74	1139.6	32	<i>Ge</i>	0.44	1.88

⁶ *V. M. Goldschmidt*: Geochem. Verteilungsgesetze der Elemente IX. Vid.-Akad. Skr. Oslo. 1938.

	Radius	Auf 10000 Si-Atome sich beziehende Menge		Radius	Auf 10000 Si-Atome sich beziehende Mengen	
33	<i>As</i>	0.69	63	<i>Eu</i>	1.13	0.00280
34	<i>Se</i>	1.91	64	<i>Gd</i>	1.11	0.01388
35	<i>Br</i>	1.96	65	<i>Tb</i>	1.09	0.00520
36	<i>Kr</i>	2.1	66	<i>Dy</i>	1.07	0.02031
37	<i>Rb</i>	1.49	67	<i>Ho</i>	1.05	0.00570
38	<i>Sr</i>	1.27	68	<i>Er</i>	1.04	0.01630
39	<i>Y</i>	1.06	69	<i>Tm</i>	1.04	0.00290
40	<i>Zr</i>	0.87	70	<i>Yb</i>	1.00	0.01495
41	<i>Nb</i>	0.69	71	<i>Cp</i>	0.99	0.00492
42	<i>Mo</i>	0.68	72	<i>Hf</i>	1.59	0.01500
43	<i>Ma</i>		73	<i>Ta</i>	1.42	0.028?
44	<i>Ru</i>	0.65	74	<i>W</i>	0.68	0.14339
45	<i>Rh</i>	0.68	75	<i>Re</i>	1.37	0.00001798
46	<i>Pd</i>	1.37	76	<i>Os</i>	0.67	0.01740513
47	<i>Ag</i>	1.13	77	<i>Ir</i>	0.66	0.00580
48	<i>Cd</i>	1.03	78	<i>Pt</i>	1.38	0.028739
49	<i>In</i>	0.92	79	<i>Au</i>	1.37	0.00570
50	<i>Sn</i>	0.74	80	<i>Hg</i>	1.12	0.0030028
51	<i>Sb</i>	0.90	81	<i>Tl</i>	1.05	0.001700
52	<i>Te</i>	2.11	82	<i>Pb</i>	1.32	0.0910
53	<i>J</i>	2.20	83	<i>Bi</i>	1.34	0.00114
54	<i>X</i>	2.3	84	<i>Po</i>		2.0.10 ⁻¹³
55	<i>Cs</i>	1.65	85			
56	<i>Ba</i>	1.43	86	<i>Nc</i>		5.3.10 ⁻¹⁵
57	<i>La</i>	1.22	87			
58	<i>Ce</i>	1.18	88	<i>Ra</i>		8.2.10 ⁻¹⁰
59	<i>Pr</i>	1.16	89	<i>Ac</i>		2.0.10 ⁻¹³
60	<i>Nd</i>	1.15	90	<i>Th</i>	1.10	0.00593
61	<i>Il</i>		91	<i>Pa</i>		5.0.10 ⁻¹⁰
62	<i>Sm</i>	1.13	92	<i>U</i>	1.05	0.00230316

Die auf die Elemente des Kosmos bezüglichen Daten sind durch Diagramm 5 dargestellt. Sowohl aus dem Diagramm, als auch aus den zahlenmässigen Angaben geht deutlich hervor, dass die Grössen der Elemente zu denen der Radien im umgekehrten Verhältnis stehen.

Wir haben die Abhängigkeit des Atomprozentsatzes der chemischen Elemente von den Ionradien bei den verschiedenartig entstandenen Mineralassoziationen festgestellt. Diese Abhängigkeit äussert sich darin, dass die Atomprozente sich bei kleinem Radius erhöhen, bei grossem vermindern. Zur weiteren Bekräftigung dieser Gesetzmässigkeit wird eine statistische und prozentische Übersicht der gewonnenen Daten zweckmässig



sein, um feststellen zu können, wieviel Elemente der einzelnen Fundorte die Gesetzmässigkeit bekräftigen und wie viele ihr widersprechen.

Vor der Erörterung dieser Frage aber muss auf die bei den einzelnen Elementen der Mineralparagenesen notwendigerweise auftretende Abweichung hingewiesen werden, die von der Unsicherheit in der Beurteilung der Häufigkeit der an den Mineralparagenesen beteiligten Mineralien herührt; diese Beurteilung kann nie ganz genau sein (s. *l. p.* 290), denn je nachdem wir einem Mineral eine grössere oder geringere Häufigkeit beimessen, wird sich auch seine prozentische Grösse entsprechend verschieben. Es muss ferner bemerkt werden, dass die prozentische Grösse des *H*, *O* und *S* nicht berücksichtigt werden kann. Der Gewichts- und Atomprozentatz des *H* und des *O* ist nämlich stets hoch, unabhängig vom Radius. Für den Aufbau der Erde haben diese Elemente eine ausserordentliche Bedeutung, sie sind allgemein verbreitet und treten demzufolge stets mit hohen Prozenten auf. Der Radius des *S* beträgt in den Tabellen: $S^{2-} = 1.74 \text{ \AA}$, der Radius des S^{6+} aber nur 0.34 \AA . Die schwefelhaltigen Mineralien können bei den Berechnungen nicht in Sulfide, Sulfosalze und Sulfate gesondert werden, *S* kommt z. B. auch in Phosphaten (Diadochit), Arsenaten (Pittizit), Silikaten (Thaumasit) vor, und bei diesen ist der Radius ebenfalls $S^{6+} = 0.34 \text{ \AA}$. Somit muss bei Beweisung der Regel ausser *H* und *O* auch *S* unberücksichtigt bleiben.

Tabelle VI gibt Zahl und Prozente der die Regel bekräftigenden, bzw. ihr widersprechenden Elemente an (unter Weglassung von *H*, *O*).*

Tabelle VI.

Fundort	Zahl der Elemente	Bekräftigend		Widersprechend	
		Zahl	%	Zahl	%
Budapest	9	6	66.7	3	33.3
Felsöbánya ...	20	16	80.0	4	20.0
Långban	28	16	57.1	12	42.9
Opdal	12	6	50.0	6	50.0
Kosmos*	76	56	73.7	20	26.3

Nach dem Zeugnis der Tabelle wird die Regel durch die Überzahl der Elemente bekräftigt; ihre Zahl übersteigt 50%. Somit haben wir die Gültigkeit der Regel zusammenfassend bewiesen.

Im Anschluss an die oben beschriebenen Untersuchungen bietet sich Gelegenheit zur weiteren Untersuchung der Radiusgrössen und Atomprozente, dann der vom Radius abhängigen Verteilung der Ele-

* Von den 92 Elementen des Kosmos fehlen *H*, *O*, *S*, ferner die 4 Elemente, deren Grösse, und die 9 Elemente, deren Radius unbekannt ist.

Der Radius ist klein, wenn er kleiner als 1 \AA , gross, wenn derselbe grösser als 1 \AA ist.

mente mit kleinem und grossem Radius, sowie der geraden und ungeraden Elemente, schliesslich der Zahl der geraden und ungeraden Elemente.

Die Regel bestimmt zu den Elementen mit kleinem Radius hohe, zu denen mit grossem Radius niedrige Atomprocente. Über die Verteilung der Elemente aus diesem Gesichtspunkt gibt Tabelle VII Aufschluss. In dieser Tabelle kommen bloss diejenigen Elemente vor, die die Regel bekräftigen; die ihr widersprechenden Elemente können nicht berücksichtigt werden, da zwischen ihrem Radius und ihren Atomprozenten kein bestimmtes Verhältnis besteht.

Tabelle VII.

Fundort	Zahl der Elemente	Kleiner Radius— hohe Atomprocente	Grosser Radius— niedrige Atomprocente
Budapest	6	4	2
Felsőbánya	16	10	6
Långban	16	10	6
Opdal	6	5	1
Kosmos	56	20	36

Aus Tabelle VII können wir auf die Häufigkeit der Elemente mit kleinem Radius schliessen. Unter den Elementen des Kosmos aber sind die mit grossem Radius und niedrigen Prozenten gekennzeichneten Elemente in Überzahl. Und dies ist auch leichtverständlich, da unter den 56 Elementen auch die mit grossem Radius und niedrigen Atomprozenten auftretenden seltenen Erden und ausser diesen *Th* und *U*, die ähnliche Eigenschaften aufweisen, demnach insgesamt 17 Elemente vorkommen. Rechnen wir diese ab, so besteht für die Elemente des Kosmos nicht das in der Tabelle angegebene Verhältnis von 20 : 36, sondern 20 : 19.

Ebenso ergibt sich die Überzahl der Elemente mit kleinem Radius, wenn wir sämtliche Elemente (mit Einschluss des *H*, *O* und *S*) allein nach ihren Radiusgrössen in Betracht ziehen, ohne Rücksicht auf ihren Atomprocentsatz (Tabelle VIII).

Tabelle VIII.

Fundort	Zahl der Elemente	Kleiner Radius	Grosser Radius
Budapest	12	5	7
Felsőbánya	23	12	11
Långban	31	20	11
Opdal	15	9	6
Kosmos	83	37	46

Auf Tabelle VIII zeigt sich bei den Elementen des Kosmos aber-

mals ein scheinbarer Widerspruch, ebenso wie auf Tabelle VII; der Grund der Abweichung ist der nämliche: der Einfluss der seltenen Erden und des *Th* und *U*. Tabelle VII und VIII beweisen die Überzahl der Elemente mit kleinem Radius, und daraus lässt sich auf die Atomkern-Festigkeit und auf die Beständigkeit der Elemente mit kleinem Radius folgern.

Nachdem das überzählige Vorkommen der Elemente mit kleinem Radius festgestellt ist, können wir ihre Verteilung nach ihrer geraden oder ungeraden Ordnungszahl untersuchen. Die diesbezüglichen Angaben enthält Tabelle IX.

Tabelle IX.

Fundort	Kleiner Radius-hohe Gerade	Atomprocente Ungerade	Grosser Radius-niedrige Gerade	Atomprocente Ungerade
Budapest ...	3	1	2	—
Felsöbánya ...	5	5	5	1
Långban ...	5	5	1	5
Opdal	3	2	1	—
Kosmos	11	9	18	8

Aus Tabelle IX geht hervor, dass die Elemente mit gerader Ordnungszahl häufiger sind, als die mit ungerader, entsprechend der Regel *Harkins-Goldschmidt*. Aber aus Tafel IX ergibt sich des weiteren auch, dass unter den Elementen mit gerader Ordnungszahl die mit kleinem Radius häufiger vorkommen und dass deren Atomprozentsatz hoch ist. Das Gesetz *Harkins-Goldschmidt* kann durch diese Feststellung ergänzt werden.

Aus dem vorstehenden können wir auf die Beständigkeit der Elemente im allgemeinen schliessen. Die Überzahl der geraden Elemente tritt mit kleinem Radius und hohem Atomprozent auf, was ein Beweis ist für die Atomkern-Festigkeit dieser Elemente, bzw. für die Beständigkeit der Elemente mit kleinem Radius. Dieser Beweis der Atomkern-Festigkeit steht im Einklang mit der Feststellung der radioaktiven Untersuchungen, dass die Reichweite der α -Strahlen der geraden Elemente kleiner ist als die der ungeraden, mit anderen Worten: dass die geraden Elemente beständiger sind.

Tabelle IX gibt auch über das Mass der Gültigkeit der Regel *Harkins-Goldschmidt* Aufschluss. Vergleichen wir die auf diese Regel bezüglichen zahlenmässigen Daten — unter Rücksicht auf die untersuchten Fundorte (Mineralassoziationen) — mit den Zahlengaben der im vorstehenden festgestellten Regel über das umgekehrte Verhältnis der Atomprocente zu den Radien (Tafel VI), so können wir uns von der Gleichwertigkeit der beiden Regeln überzeugen.

Handwritten text, likely bleed-through from the reverse side of the page. The text is extremely faint and illegible.

