



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

AZ 1941—1942. ÉVEKRŐL

II. KÖTET

ÉSZAKERDÉLYI FÖLDTANI TANULMÁNYOK

MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET KIADÁSA

ГОДИЧНЫЙ ОТЧЕТ

БЕНГЕРСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
SUR LES ANNÉES 1941—1942

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
OF THE YEARS 1941—1942

JAHRESBERICHT (VERHANDLUNGEN) DER UNGARISCHEN
GEOLOGISCHEN ANSTALT ÜBER DIE JAHRE 1941—1942

PART II. (DERNIÈRE.)

ETUDES GÉOLOGIQUES DE LA TRANSYLVANIE SEPTENTRIONALE



BUDAPEST, 1950.

ÉSZAK-ERDÉLY FÖLDTANI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE ÉS HEGYSZERKEZETI HELYZETE A KÁRPÁT-MEDENCE RENDSZERÉBEN.

Irta: dr. Reich Lajos

(1 térkép, 2 szelvény, 1 táblázat)

Az Északkeleti Kárpátok flis-öve a Pop Iván kristályos masszívumába ütközve, két ágra bomlik. Az ÉK-i ág, mint a galíciai olajtároló-szerkezeteknek kerete, aránylag jól tanulmányozott terület. A különösebb gyakorlati fontosságot nélkülöző, valamint a környező nagy hegyszerkezeti egységek probléma-körétől távol eső DNy-i ág: az Északerdélyi Határhegység — régi keletű szelvényezésektől eltekintve — a Közép-Dunamedence egyik geológiai terra incognitája maradt. Azok az adatok, amelyek az 1943. év folyamán a Lápos-hegységben és a Máramarosi-medencében működő geológusok munkájának az eredményeképpen a szakkörök elé kerülnek, nemcsak egy elszigetelt földrajzi egység földtani — monografisztikus jellegű — megismeréséhez szolgálnak kiindulópontul. Ezen túlmenően kitöltik azt a hiányzó láncszemet, amely a kárpáti orogén fejlődésmentének a felvázolásában, éppen ezen a bonyolult felépítésű tektonikai fordulóponton mutatkozik. Az Északerdélyi Határhegység az Erdélyi és a Máramarosi-medence, továbbá a Keleti Kárpátok és a Keleti Középhegység érintkezési pontján terül el. Központi morfológiai helyzetének megfelelően, hegyszerkezeti formakincse és rétegtani felépítése változatos. Különböző felépítésű geológiai tájegységek találkoznak itt, hogy egybetonódva, É felől betetőzzék Erdély páratlan érdekességű hegyszerkezeti építményét.

* * *

A gondolatmenet követésének a megkönnyítése céljából szükségesnek mutatkozik előzetesen ismertetni azt a rendszert, amelyet a rendelkezésre álló anyag tanulmányozásánál követtünk.

Mindenek előtt meghatározzuk Észak-Erdély hegyszerkezeti, illetve morfológiai tájegységeit. Majd vizsgálni fogjuk az óalpi és a megelőző orogének által létrehozott masszívum szétDarabolódásának, valamint a rész-geoszinklinálisok újjáéledésének a problémáját. Leírjuk

a középalpi orogén által létrehozott hegyszerkezeti formákat. Végül tárgyaljuk az erdélyi közbenső tömbre települő egységek tektonikai helyzetének a kérdését.

ÉSZAK-ERDÉLY TÁJEGYSÉGEI.

Annak a fontos tektonikai vonalnak, amely a Bihar-hegységben a béli és a bihari fáciesterületeket a déli tektonikai egységektől elválasztja, úgy tűnik, mintha keleti folytatásában nem szűnne meg táj-elhatároló szerepe. Az Erdélyi-medence tengelyén húzódó Torda—Marosvásárhely—Parajd vonal két nagy tájegységet határol el. A déli egységben a vízhálózat ekvatoriális irányú és lefutásában megegyezik az Erdélyi Érchegység-i flis uralkodó csapásirányával. A két Küküllő jobbára pliocén rétegekből épülő fennsíkja uralja itt a morfológiai jelleget. Az említett vonaltól É-ra kezdődik a mediterrán-szarmata, suvadásos Mezőség területe, amelynek vízhálózatát az előbbivel szemben, É-D lefutás jellemzi. Itt már Észak-Erdély régiójában vagyunk. Észak-Erdély tájegységei félkörös ívekben, zónákban rendeződnek el. Ezek a következők:

I. Észak-erdélyi Határhegység.

Ide tartoznak a Medence É-i keretét képező variszkusi kristályos pillérek és köztük lévő hiatusokat kitöltő, redőzött üledékes rétegek. Ny-ról K-re: Meszes-hgs (870 m), Cikói kristályos-sziget (637 m), Preluka (811 m), Lápos-hgs (Cibles, 1842 m), Radnai havasok (Pietrosz, 2305 m), Borgói havasok (1612 m).

II. Elődombvidékek.

A kerethegység előterében lévő, átlagosan 600 m magasságú, enyhén gyűrt eocén-oligocén rétegekből épülő dombokat soroljuk ide: Gyalui-, Meszeshegységi-, Prelukai-elődombvidék és a Ka'otaszegi-medence.

III. Medence-peremi gyűretlen neogén.

Ez az öv az alsómediterrán Kóródi- és Hidaalmási-rétegek, valamint a tufák főszintjének (Dési tufa) az elterjedésével vág egybe. Tájegységei a Kolozsvári-dombvidék (695 m), az Ilosvai-dombvidék (786 m) és a Naszódi-hegyek (1003 m).

IV. Medence-központi gyűrt neogén.

A só-öv és a brachiantiklinálisok zónája ez, amelyből a Mezőség jól elkülönülő tájegysége tevődik össze.

AZ ÓALPI OROGÉN ÁLTAL LÉTREHOZOTT MASSZIVUM
SZÉTDARABOLÓDÁSA ÉS A RÉSZGEOSZINKLINÁLISOK
ÚJJÁÉLEDESE.

Ez a kérdés-csoport lényegében, az Erdélyi-medencét kitöltő harmadkori rétegek aljzatán lévő alaphegység problémája. Az erdélyi »Tisia« kérdése ez.

Kétségtelen, hogy létezett egy központi tömb, amelyik a kerethegység ráncolódásánál *vagy* a merev, mozdulatlan előtér-pillér szerepét vitte, *vagy* mint a tangenciálisan működő erők egyike érezte hatását.

Vizsgáljuk meg az ezzel kapcsolatosan kifejtett nézeteket.

Pávai Vajna Ferenc¹ az Erdélyi-medencét övező ÉK-i kristályos koszorú virgációjának magyarázataképpen, feltételezi egy belső erdélyi tömeg létezését. Az erdélyi ősmasszívum feltételezésnek ezt a kiindulópontját valószínűsítlenítik Kräutner², Atanasiu³ és részben Földvári⁴ kutatásainak az eredményei. Óalpi virgációról az erdélyi kerethegységnek ezen a részén nem lehet szó, mivel a Keleti-Kárpátok kristályos övének mezozonális takarócsoportja és az autochton közé, mezozoos tagok nem iktatódnak. A Radnai-havasok takaróredős-hegyszerkezetében Kräutner tektonikai és rétegtani vizsgálatai alapján, a variszkusi rhenidák maradványát látja. A felgyűrődés a variszkusi hegyképződés breton fázisában történt és F. E. Suess⁵ értelmezésében ú. n. cseh-sziléziai (Altvater-h.) tektonikai típust hozott létre. I. Atanasiu szerint a Keleti-Kárpátok kristályos övének hegyszerkezete, az ÉK felől DNy irányban ható hegyképző erők által jellemzett, ugyancsak F. E. Suess nevezék-tana szerint, ú. n. lugiai szerkezetet (lugischer Bau) tükrözi vissza. Szerinte a kelet-kárpáti krisztallin a kimmériai hegyszerkezetnek a relikuma. Ilyenképpen a Dobruzsai-rög és a Lysa Gora a variszkumban képződtek volna, míg a Keleti-Kárpátok kristályos magja a Szudetákkal egyidőben triász utáni időkben a kimmériai fázisban gyűrődtek fel. A kimmériai mozgások természetesen érintették a kristályos aljzaton transzgredáló későbbi mezozoos képződményeket. Preda⁶ legújabb munkájában közzétett észlelése, ugyancsak a kim-

¹ Pávai Vajna Ferenc dr.: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. Földt. Közl. LV. köt. 1925.

² Theodor Kräutner: Das kristalline Massiv von Rodna. Annarul Inst. Geol. al Rom. XIX. köt.

³ Atanasiu I.: Recherches géologiques dans les environs de Tulghes, district Neamțu. Anuarul Inst. Geol. al Rom. XIII. köt.

⁴ Földvári Aladár dr.: A ditrói nefelinszenit masszívum koráról és kontakt hatásáról. Földt. Int. Évi Jelentése. Beszámoló a vitaulésekről. 1946. VIII. köt. 1—2. füzet.

⁵ Suess F. E.: Intrusions- und Wandertektonik in variszischen Grundgebirge. Borntraeger, Berlin 1926.

⁶ D. M. Preda: Sur la présence d'une tectonique cimmérienne dans les Carpathes Orientales. C. R. Inst. Geol. Roum. T. XXIV. Buc. 1940.

mériai hegyképző erők nyomait bizonyítják. E felfogás keretébe illeszthető leginkább Földvárinak a ditrói szienit-tömsz genetikájával kapcsolatosan kifejtett nézete is. (Földvári kelet felől áttolt takarószerkezetként képzei el a Nagyhagymás vidékének a felépítését. A mészkőtakaró fekvő szárnya a nefelinszienit-masszivum alá fordul. Ez a fekvő szárnya a gránitos intruziónak mészkő-asszimilációra adott alkalmat.)

Összegezve az irodalomban megjelent adatokat arra a végkövetkeztetésre jutunk, hogy a Keleti Kárpátok kristályos övében sem alpi redőzést, sem ennek megfelelő virgációt megállapítani nem lehet. Az erdélyi ősmasszivum feltételezése a Pávai Vajna nézete szerinti keletkárpatí virgációra nem támaszkodhat. A Keleti Kárpátok kristályos öve a variszkuszi, a rátelepülő mezozoikum egy része pedig a kimmériai hegységképző ciklusokban gyűrődött föl. Az ilyenképpen megszilárdult kéreg az orogén erők elankadtával feldarabolódott és a kialakuló tengervályukban helyet adott az óalpesi orogént megelőző flis képződésére.

Míg Pávai Vajna tektonikai okokra vezeti vissza az erdélyi ősmasszivum létezését, addig Szádeczky Kardos Elemér¹ őslénytani megfontolások alapján tartja szükségesnek a központi tömb feltételezését. Szerinte az Erdélyi-medence nem volt egységes üledékképző medence, hanem a közbenső tömeg osztotta ketté és egyidejűleg két ősföldrajzi provinciát választott el. A keleti provincia nummulina faunája (Radnai havasok, Porcsesd) a Dunántúli Középhegységben lévő faunával azonos. A keleterdélyi ún. »bakonyi« nummulina fauna, fajokban gazdagabb mint a medence ÉNy-i beöblösődésének, valamint a Sárd-borbándi sziget-hegység eocén-rétegeinek a faunája. Magunk részéről ezt az elképzelést sem fogadhatjuk el az erdélyi ősmasszivum feltételezésének a valószínűsítésére. A két különböző »erdélyi« és »bakonyi« fauna egymással széles fronton érintkező tenger őslénytani maradványai. Erre vall a Szádeczky Gyula által feltételezett ekvatoriális húzódású, észak-erdélyi eltakart hegyek konglomerátum burkolatának az anyaga. Ezekben a rétegekben, az »erdélyi« fácies kiterjedésének a közvetlen közelében bőségesen találunk a Radnai havasok déli peremén lévő dombháti előforduláshoz hasonló, tehát »bakonyi« fáciesben kifejlődött mészkődarabokat. A kétféle fauna-összetétel keletkezését a fácies-viszonyok különbözőségére és pedig egy »erdélyi« nummulina faunát létrehozó medence, valamint egy bakonyi fáciest képző orogén-közeli flisrégió feltételezésével magyarázhatjuk. Ugyancsak ezt a nézetet támasztja alá a Lápos-

¹ Dr. E. v. Szádeczky-Kardos: Die petrographischen Faziesgebiete des nordwest-siebenbürgischen Eozäns und der Innertransylvanische Block. A soproni bm. és em. főiskola közl. 1930.

hegység felvételezésekor térképezett rendkívül érdekes Cibles-izvori (Felsőilosva) szelvény (Reich¹), amelyik a kárpáti oligocén flis és a legjellegzetesebb medence fáciesben kifejlődött oligocén (hójai mészkő, révkörtvélyesi rétegek, nagyilondai palák) közvetlen egymásmellettségét mutatja. A kétféle fauna fácies létrejöttének az ilyenképpen történő magyarázata nem zárja ki azt a Schmidt² és Bartkó³ munkáira alapozódó felismerést, amely szerint DK-Erdély harmadkori rétegeinek fauna-elemei DK-ről jövő eredetre vallanak,

Munkánk keretét — amelyet az Észak-erdélyi túlnyomóan harmadkori üledékképződés és hegyszerkezeti mozgások által létrehozott egységek tárgyalása határoz meg — túllépné a medence alaphegység vagy a medencekeret szerkezetének részletes diszkussziója. Mégis röviden össze kell foglaljuk az ezzel kapcsolatosan, napvilágot látott nézeteket.

Mrazec⁴ szerint a Pannon-depresszió a középső kréta takaróredők képződése idején, az Erdélyi Medence a takaróredők képződése után keletkezett, az oligocén végén, egyidejűleg a kárpáti flis felpikkelyződésével.

Popescu — Voitești⁵ az egész medencét a Bucsecsi konglomerátok takarójának a régójába helyezi.

Kober⁶ Ny—K szelvényben a felső keletalpi takarókban állapítja meg a Medence-keretet. Ennek a takarórendszernek gyökér-régióját a Torockói-havasok redői tárják föl.

Staub⁷ ugyanezt az egységet a felső alpida takarók késői és visszamaradt tagjának tekinti, amelynek előterében helyezkedik el az Erdélyi felsőkréta-tercier medence.

Schmidt Eligius Robert⁸ szerint a Bihar-csoport a Kárpátok ívéből a keret hajlító igénybevételének a következményeképpen kinyíródott és Ny-ra távolodott.

Észak-Erdély földtani fejlődéstörténetének a kiindulópontja a variszkuszi, kimmériai és óalpi hegyképződés által létrehozott tömb szétदारabolása és az üledékképző medencék kialakulása. Észak-Erdély a

¹ Dr. Reich Lajos: Geológiai jegyzetek az Erdélyi-medencéből és a Lapos-hegységből. Földt. Int. évi jel. »Beszámoló.« 1943.

² Oswald Schmidt: Neue Beobachtungen über das Vorkommen von Oligozän und Burdigalien am Südostrande des Siebenbürgischen Beckens. Bul. Soc. Rom. de Geol. vol. I. Bucuresti 1932.

³ Bartkó Lajos dr.: Székelyudvarhely—Homoródalmás környékének földtani viszonyai. Földtani Int. Évkönyve, XXXIX. köt. 1949.

⁴ Mrazec L.: Considerations sur l'origine des dépressions internes des Carpates roumaines. Bul. Soc. Rom. de Geol. vol. I. Bucuresti 1932.

⁵ I. P. Voitești: Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj III. 1929.

⁶ Kober L.: Das alpine Europa. Berlin, 1931. p. 87—96.

⁷ Staub R.: Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin 1928. 43 old.

⁸ Dr. Schmidt E. R.: A Kárpátok és általában a lánchegységek szerkezetének geomechanikai szintézise. Földt. Int. Évkönyv. XXXVIII. köt. 1947.

középsőkristéa hegymozgások után az alsócenománnal kezdődőleg kisebb megszakításokkal a tenger szintje alá kerül. A régi variszki tömb több kisebb-nagyobb kiterjedésű rögre tagolódik. A Radnai-havasokból kiindulva megtaláljuk ennek a hercin-tömbnek apró roncsait a Cibles eruptivum alatt.¹ Tovább Ny-ra a Preluka-, Bükk-, Réz- és Meszes-hegység által közrefogott területen, a Gyalui-havasok É-i folytatásaképpen még a neogén elején összefüggő kristályos masszívum emelkedett ki. (A Cigány-i mélyfúrás szelvénye a paleogén sorozat teljes elmaradásával éri el az alsó tarkaagyagokkal fődött alaphegységet.) A Radnai-havasokat és a Prelukát összekötő kristályos gerinc két oldalán tektonikai labilis zónák, orthogeoszinklinálisok alakulnak ki, amelyekben a paleogén folyamán felhalmozódó flisképződés mellett, az oligocén végi orogén fázis erőteljes hegyképző gyűrődései fognak lejátszódni és kiemelik a jelenlegi Északerdélyi Határhegységet. Észak-Erdély tájegységeinek a meghatározásánál felvázoltuk a tovább délre — a medence belseje felé — következő szerkezeti egységeket, ezért most közvetlenül az Északerdélyi Határhegység szerkezeti vezérvonalainak az ismertetésére térünk. Az Északerdélyi Határhegység K—Ny-i irányban a következő egységekből tevődik össze :

Radnai-havasok variszki rögre.

Lápos-hegységi flis.

Sátor-hegy környéki kattien dombvidék.

Prelukai kristályos rög.

Kővárgarai antiklinális.

Cikói kristályospala sziget.

A kristályos rögöket részletesen tanulmányozta Hofmann, Kräutner és Földvári. Mi az alábbiakban arögök között kitöltő flis vonulatok és medence üledékek hegyszerkezetével fogunk foglalkozni.

A középalpi orogén által létrehozott hegy szerkezeti formák.

A Lápos-hegység redőzöttségének uralkodó csapásiránya NyÉNy—KDK. Keleten a Radnai-havasok csillámpaláira és fillitijeire települ a Lápos-hegységi flis, Ny-on a Gutin amfibolandezit és agglomerátum felhalmozódása takarja el. A Radnai-havasok szomszédságába eső részlet kivételével ez az uralkodó csapásirány és ennek alapján biztosra vehető, hogy a Lápos-hegység szervesen beleiktatódva a Keleti-Kárpátok ÉNy—DK csapásirányába a Kőhát és az Avas eruptivumán túl felszínre jutva a Keletkárpati flis belső övében folytatódik.

Északon a Zapalowicz és Kräutner által leírt fontos északradnai törésvonal egyenes folytatásaképpen, erőteljes diszlokációs

¹ Reich L.: op. cit. 13. old.

vonallal határolja a Lápos-hegységet. A Felsőiza-völgy eocén fekete paláira és oligocén menilitjeire globotruncánás szenon foszlányok tolnak (Schréter¹). Tovább, Jód, Batiza és Dragomérfalva környékén a Lápos-hegység eocén flisének É-i frontja egyszerű törésvonalak mentén érintkezik a Máramarosi-medence mediterrán agyagjaival és oligocén flisével (Strausz²). Délen a Lápos-hegységet az északi diszlokációs vonallal párhuzamos szerkezeti vonal határolja. Ez a törésvonal választja el az erősen gyűrt Lápos-hegységet az Ilosvai-dombvidék gyűrtlen és a Sátor-hegy környéki kattien dombvidék enyhén gyűrt tájegységeitől. A Telcstől K-re (Jaskó) kezdődő törésvonal, a Cibles-völgyén átsapva (Bartkó), Felsőilosvától É-ra húzódik (Reich), majd Böhm adatai szerint Románlápos É-i végén Blozia (Kapnikbányától D-re) irányában ÉNy-i csapást követve tűnik el a Gutin-eruptívum alatt.

A hegység peremi szerkezeti kontúrjaiban szabályosan elhatárolt. Belső hegyszerkezetében is mutatkoznak szimmetrikus kétoldalas felépítésre mutató szerkezeti elemek. A hegységszerkezeti képet azonban nem ez uralja. Nézeteink e tekintetben eltérnek Jaskó³ végkövetkeztetéseitől. Jaskó a Lápos-hegység és a Radnai-havasok kétoldalas felépítésének alapján kétségtelennek látja, hogy »Erdély északi határán a Kárpátok koszorújából csapásirányban s felépítésben egyaránt elkülönülő oldalág nyúlt ki.« A rendelkezésre álló adatok amelyek Jaskó, Bartkó, Reich és Böhm felvételeiből adódnak, azt mutatják, hogy a Lápos-hegység, a peremi részekből beljebb eső központi régióiban a hegyszerkezet jóval bonyolultabb. A flis szinklinálisból u. i. kristályos rögök emelkedtek ki, amelyeket a hegyképződés folyamán a flisredők virgációk formájában megkerültek és torziós jelenségeket előidézve mintegy körül folytak. A kristályos rögöktől távolabb a redők e lokális akadályok által diktált csapásirányt megváltoztatva, beleilleszkednek a Keleti-Kárpátok csapásirányába. Éppen Jaskó felvételei területén a Szálva-völgyben ötlük ez leginkább szembe. A Lápos-hegység Szálva-völgyi részlete a Radnai-havasok és a Cibles mélyben fekvő kristályos pillére által közrefogva a generális ÉNy—DK csapásra fokozatosan közel merőleges csapásirányt vesz fel. Romoly és Telcs között a rétegek csapásiránya É—D, illetve ÉK—DNy-i. Tudvalevően a Cibles piroxénandezitjétől D-re ielszíni kibúvásban Cozia-típusú, pegmatittelértől injiciált mikroklin gnejszt térképeztünk (Reich). A Ciblestől K-re pedig Jaskó talált kristályos mészkövet. Ezt a kristályos pillért kerülik meg, egymásba illeszkedő digitációkként a Lápos-hegység

¹ Schréter Zoltán dr.: Az izaszacsalai köolajterület földtani viszonyai. Földt. Köz. LXXII. köt. 1943.

² Strausz László dr.: Jelentés az 1943. évben Máramaros megyében végzett geológiai felvételtől. Földt. Int. Évkönyv. XXXIX. köt. 1949.

³ Jaskó Sándor dr.: A Szálva-völgy földtani leírása. Földt. Int. Évk. XXXIX. k. 1949.

Bánffy-telep környéki eocén-oligocén korú rétegei. Megjegyzem, hogy Jaskó által ezen a területen tekintélyes kiterjedésben térképezett homokköveket semmi okunk sincs miocén korúaknak tekinteni. Településük után ítélve nem tartom helyesnek e rétegcsoport kiválasztását a környező eocén-oligocén flisből. Az előzőekben említettem, hogy a kristályos röögktől távolabb eső részeken a redők ismét felveszik a Ny—K-i, majd tovább Ny felé a Keleti-Kárpátok irányának megfelelő csapásirányt. Ennek megfelelő jelentős és hosszabb területen nyomozható szerkezeti vonal, egy dél felé irányuló visszaredőződés a Lápos-hegység déli oldalán. A Szálva-völgyéből kiindulva, Telcstől kissé É-ra kezdődik ez a vonal és Tökéstől É-ra ÉNy-i irányba kanyarodva, folytatódik Horgaspataka felé. Jelentősége abban áll, hogy e vonal mentén lép felszínre, a Lápos-hegységi flistől közrefogva, a medence fáciesben kifejlesztett fauna-gazdag alsó- és középsőoligocén (hojai mészkő, révkörtvélyesi rétegek, csokmányi rétegek, nagyilondai halpikkelyes palák). A Lápos-hegység ÉNy-i részén a szerzők (Böhm, Strausz) eltérő rétegtani kiértékelése miatt az összefüggések nem annyira világosak. Kétségtelen azonban, hogy a szerkezeti vezérfonalak lefutásában a keletkárpati csapásirány uralkodik.

A Lápos-hegység felsőkréta-középső oligocén flis sorozata DNy-i határán, a Preluka kristályos szigetének az előtérében lévő és a Sátor-hegy zöldkövesedett andezit csúcsa által uralt oligocén dombvidékkel érintkezik. Két szempontból rendkívüli jelentőségű ez a terület:

1. ezen a területen érintkezik az alpesi redőződésű flis geoszinclinális az enyhén ráncosodott és kövületes medence fácies-régiójával;
2. ezen a ponton kell keressük a Nagybányai-, illetve a Máramarosi- és az Erdélyi-medence közötti ősföldrajzi kapcsolatot.

Sajnos a területre vonatkozó megfigyelések hiányosak és elégtelenek egy megbízható szintetikus kép kialakításához. Erdély geológiájának egyik legfontosabb megoldandó problémája a Sátor-hegy környéki kattien terület kapcsolódását a Lápos-hegységi flishez megállapítani s ezáltal rögzíteni az alpi redőződés átmenetét, illetve érintkezését a medence saxoniai jellegű tektonikai egységeivel. Méhes¹ adatai szerint a felsőkréta-eocén flis vetők és pikkelyes szakaszok mentén érintkezik a kattienel. A szürke csillámos agyagokból és sárga, többnyire laza homokkövekből összetevődő kattien rétegsorozatot Böhm az alsó, középső és felső krosnói rétegekkel azonosította. Fontos megállapítása Majzonnak,² hogy a kattien rétegcsoport és a nagyilondai halpikkelyes palák közé kiscelli fáciesű Clavulina szabói tartalmú agyag-

¹ Dr. Méhes Kálmán: Oláhlápostól északnyugatra fekvő terület földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. »Beszámoló« 1944. 3. füzet.

² Dr. Majzon László: A Clavulina szabói Hantk. előfordulásai Észak-Erdélyben u. o. 1944. 4. füzet.

márgák települnek. A területet NyÉNy—DKD irányú lapos antiklinális vonulatok gyűrik meg. Sztojkafalva környékén egyik déli boltozat tengelyében a prelukai kristályos s ennek burkában a hójai, mérai és nagyilondai rétegek lépnek a felszínre.

Mind tektonikai, mind rétegtani fácies-kifejlődés tekintetében a Lápos-hegység alpesi jellegű hegyszerkezete különbözik a Sátor-hegy vidéki felsőoligocén dombvidék gyöngé redőződést mutató egységétől. Itt kezdődik az Északerdélyi Határhegység flisvonulatainak és kristályos rögeinek az előterében lévő, medence fáciest létrehozó üledékgyűjtő területek öve. Stille terminológiáját használva a Lápos-hegység orthogeoszinklinálisból gyűrődött föl. Ugyanakkor a gyűrt hegységek vagy variszkusi pillérek előterében lévő eocén-oligocén üledékek területén ú. n. saxoniai vagy germán jellegű tektonikai folyamatok játszódtak le. Törések és gyöngé felboltozódások jöttek létre, amelyek csapásirányukban általában a kerethegységhez igazodnak. A Sátor-hegy környéki dombvidéktől DNy-i irányban haladva, elsősorban az Egyesült Szamos Sósmező—Zsibó-i szakaszától átszelt dombvidéket soroljuk. Ezt a szerkezetileg és rétegtanilag jól elhatárolt tájegységet helyes lenne a »Zsibói dombvidék« elnevezés alatt elkülöníteni. Sűrű törésvonalakon kívül (H o f m a n n¹) a terület két legfontosabb hegyszerkezeti eleme a Kővárgarai és Sósmező-i antiklinális (H o f m a n n). A kővárgarai antiklinális magjában felsőkréta globotruncánás szürke, csillámos agyagmárgák lépnek a felszínre. A Kolozsvári-dombvidék K-i feléhez tartozó, hatalmas háromszögben kifejlődött eocén-oligocén, saxoniai hegyszerkezeti típusú terület főbb felgyűrődéseit a kerethegység közvetlen közelében találjuk. Ilyenek a H o f m a n n és Sz á d e c z k y K a r d o s s E l e m é r által tanulmányozott Csömörlői-, Sztinai-, Meszesszentgyörgyi- és Jegenyei-antiklinálisok. A Meszes-hegység DK-i csücskében lévő, még K o c h munkáiból ismert Hódosfalvi eocén rög felpikkelyeződése valószínűleg későbbi keletű és lokális jellegű. Ugyanez a nézetem egyébként a Prelukai kristályos rögnek az oligocén rétegekre történő feltolódásával kapcsolatosan is. A Prelukai É-i törésvonal nem hozható összefüggésbe az északradnai törésvonallal. A Prelukai törés jóval délibb fekvésű és valószínűleg a Láposi-orthogeoszinklinális déli peremét képviseli, ÉNy-Erdélyben oly szépen kifejlődött saxoniai jellegű hegyszerkezet a medence hosszanti tengelyén eltűnik. Itt az orthogeoszinklinálisra közvetlenül a neogén medence üledék transzgredál. Erdély ÉK-i sarkában, mintegy az ÉNy-i hegyszerkezet tükörképeként, ismét a saxoniai tektonikai típus lesz jellemző. A Borgói-havasok felsőoligocén rétegekből és teleptelérekként párhuzamosan közbetelepült amfibolandezit erupciókból felépülő tömege

tektonikailag az Erdélyi Medence egyik legzavartalanabb területe. A rétegek állandó DK—ÉNy csapással DNy felé dülnek egy Újradnát Nagyilvával összekötő vonalán fellépő erős gyűrődést és bonyolult hegyszerkezetet mutató zóna határáig. A Borgói-havasok csúcsai a legnagyobb vastagságot elérő amfibolandezit teleptelések rétegfejénél emelkednek (G e r m a n¹).

Összefoglalva az előbbieket, látjuk, hogy az Erdélyi Medence peremén két szimmetrikusan elhelyezkedő hegyszerkezeti egység alakul ki :

1. Variskusi rögök és közöttük kifejlődött flis orthogeoszinklinális.
2. Ezeknek előterében kövületes, medence-fációsban kifejlődött, gyengén gyűrt, saxoniai hegyszerkezeti típusok.

Mindkét típus egyidőben és pedig a nagyilondai halpikkelyes palák fedőjében lévő Clavulina szabói-agyagmárgák lerakódása után és a felsőoligocén »kattien flis« képződése közötti időszakban jött létre. A rupélien-kattien közötti orogén paroxizmust a felsőoligocénben erőteljes törésvonalak mentén történő elmozdulások követik. A neogén beköszöntével azonban a hegyképző mozgások végleg ellanyhulnak és Kőrödi-rétegek, valamint az északerdélyi peremi konglomerátumok lerakódásával kezdetét veszi a miocén üledékképző ciklus.

A z e r d é l y i k ö z b e n s ő t ö m b r e t e l e p ű l ő e g y s é g e k .

A Kőrödi-rétegekkel, valamint az Ilosvai-dombvidék talapzatán Húzódo konglomerátum-vonulatokkal határoljuk el a szoros értelemben vett medencét a gyűrt kerethegységtől és annak elődombvidékétől. helyesen járunk el, ha Mrazec és Jekelius beosztását követve, a Medencén belül három szerkezeti egységet különböztetünk meg :

1. A medence-peremi gyüretlen alsómiocén-öv.

Generális DK-i lejtősödést mutató, tekintélyes vastagságú rétegösszlet ez. Kövületes homok- és homokkő-sorozattal transzgradál a keret gyűrt egységeire a Kolozsvári-dombvidék környékén. Az északi részeken, az Ilosvai-dombvidéken a miocén üledékképződést hatalmas konglomerátum-padok nyitják meg. A tábla peremi övet helyenként száz métert meghaladó ugrómagasságú törésvonalak szabdalják fel.

2. A só-öv.

A diapir-redők koszorúja követi a peremi táblás övet. Regionális geológiai szempontból meg kell állapítanunk, hogy Északerdélyben a sőtömszök Ny-ról K felé tartó irányban fokozatosan magasabb stratigrafiai szintben helyezkednek el s ezzel párhuzamosan ugyanilyen irány-

¹ Justin Gherman: Constitutia geologica a Muntelui Heniu din Munții Bărgăului. 1933. Tip. Minerva. Bistrița.

ban a gyűröttség foka és a létrehozott tektonikai formák zavartsága erősbödik.

3. A medence-központ.

A mezőségi rétegek és a gáztartó szarmata-sorozat széles boltozatokba gyűrűt területe tartozik ide. Mivel az utóbbi évek kutatásai új megvilágításba hozzák a Medence-központ hegyszerkezeti kialakulását, ajánlatosnak tűnik az eddigi nézeteket röviden összefoglalni. Ezek három csoportba foglalhatók :

1. B ö c k h, P á v a i, M r a z e c és J e k e l i u s enyhén gyűrűt és törésektől mentes területnek tekintik az Erdélyi Medencét. A gyűrődéseket elsősorban orogén erők hozták létre. A gyűrődést elősegítette a Hargita feltörése és a kősórétegek exhumálása.

2. P á l f y a felboltozódásokat törésvonalak mentén történő folyton ismétlődő és térfogatváltozással járó süllyedések nyomó hatására vezet vissza. A P a u l c k e-féle kísérletek és a nagysármási 1. sz. fúrás dőlésadataira támaszkodó elgondolása, az orogén mozgások létezését tagadja. A törésvonalak magyarázzák meg egyébként az antiklinálisok B ö c k h által kimutatott asszimetriáját.

3. B a n d a t, W e i n s z a l a i felfogása szerint a Mezőséget két egymást keresztező és két különböző tektonikai fázishoz (rhodáni és walachikus) tartozó orogenetikus mozgás gyűrűte redőkbe. Ezt megelőzően azonban a középmiocén rétegeket egy preszarmata mozgás már meggyűrűthette és preformálhatta a diapir-antiklinálisokat. Az ilyen formán fellépő »rács-gyűrődés« metszéspontjain emelkednek ki a boltozatok.

Nézetem szerint az Erdélyi Medence neogén rétegei az ortho- és parageoszinklinálisok előterében lévő merev, közbenső ösmasszivumra települnek. Ez a kratonként viselkedő tömeg a külső keretektől kiindulva minden stressz-hatást semlegesített. Erről tanuskodik a peremi neogén teljesen gyüretlen volta. A felboltozódások legfőbb (és valószínűleg egyedüli) forrása a só önmozgása. Ez magyarázza meg a helyenként pleisztocén és holocén képződményekben mutatkozó rétegzavarokat is. Ott, ahol sőtömzsök nincsenek a mélyben, ilyen jelenségeket nem észlelhetünk. K é z szerint a Nagyszamos terrasz-szintjeinek párhuzamos lépcsőzöttsége és átfutó jellege a pleisztocénben jelentősebb tektonikus mozgások feltételezését megcáfolja.

* * *

K o c h A n t a l és H o f m a n n K á r o l y klasszikus munkáikban megvetették Északerdély geológiájának alapjait. A későbbi generációk jelentős mértékben járultak Erdély geológiai adattárának gazda-

gi ásához. Ennek ellenére Északerdély hozzávetőlegesen kielégítő geológiai megismeréséig hosszú út van előttünk.

Megkísérlem 80 év geológiai irodalmának és saját helyi ismereteim alapján Északerdély lényegesebb, megoldásra váró geológiai feladatait felvázolni.

1. Egységesen fel kell térképezni a Láposhegységi flist. A szerzők közti nagyfokú véleményeltérés miatt a rétegtani egyeztetés ezidáig lehetetlen.

2. Tanulmányozni kell a Lápos-hegység DNy-i szomszédságában lévő kattien dombvidékeket. Ez úton megoldható a flis- és medencefácies rétegtani és hegységszerkezettani átmenetének a kérdése.

3. Térképezni kell Északerdély legkevesebbé ismert részét: a Kolozsvári dombvidéket. Az oligocén-miocén határkérdés kulcsa van ezen a területen. Ugyanennek a területnek a mikrofaunisztikai vizsgálata fogja eldönteni az erdélyi sztratifíria helvét-torton kérdését.

4. Tisztázni kell a diapir-öv és a Mezőség tufáinak összefüggését.

5. Meg kell állapítani a Borgói-havasoknak a Kárpátok felé történő szerkezeti kapcsolódását, a Medence irányában pedig a rétegtani átmenetét.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ РАЗВИТИИ СЕВЕРНОЙ-ТРАНС- СИЛВАНИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЕЁ В КАРПАТСКОМ БАСЕЙНЕ

Др. Рейх Лайош:

Автор, на основании геологической литературы и собственных наблюдений, излагает историю геологического развития и тектонику в системе Карпатского бассейна Северной Трансильвании. Различает пограничную горность Северной Трансильвании, предгорный холмистый район, нескладчатый пояс неогена краев бассейна и складчатую территорию центра бассейна. Массив, образованный древнеальпийским орогеном, раскрошился, и созданные в среднеальпийском орогене частичные синклиналы тектонически вновь возобновляются. В ряде пластов, находящихся в промежуточных массах, мы также можем различить пласты каменной соли, залегающие внутри нескладчатых краях нижне-миоценного пояса бассейна и — структурную монолитность центра бассейна.

EVOLUȚIA GEOLOGICĂ A ARDEALULUI DE NORD ȘI POZIȚIA LUI TECTONICĂ ÎN CADRUL SISTEMULUI BAZINULUI CARPATIC

de L. Reich, geolog.

Flișul carpatic izbindu-se de masivul cristalin al Popivanului se desplătește în două ramuri. Ramura nordestică, fiind cadrul structurilor petrolifere din Galiția, este o regiune relativ bine studiată. În schimb ramura sudvestică fiind poate prea îndepărtată ca poziție de problemele marilor unități structurale învecinate, în afarăa câtorva studii perimate, a rămas până astăzi una din regiunile mai puțin cunoscute ale bazinului dunărean. Datele geologice care sunt acum puse la dispoziția lumii specialiste și care sunt rezultatul ridicărilor efectuate de geologi în Mții Lăpușului și Depresiunea Maramureșului în anul 1943, nu servesc numai ca punct de plecare pentru cunoașterea monografică a unei unități geografice. Ele pe lângă acesta completează în parte acea lacună care se ivește tocmai în punctul acestei țâțâne tectonice, cu o structură complicată, când dorim să schițăm mersul evoluției orogenetice a acestui sector carpatic. Catena Transilvană Nordică se întinde la în ersecția depresiunii Maramureșului și a Transilvaniei, a Carpaților Răsăriteni și a Munților Apuseni. Corespunzător acestei poziții morfologice centrale, formele tectonice și structura ei stratigrafică este variată. În acest punct își dau întâlnire unități geologice cu structură diversă, ca împletindu-se, să încadreze spre Nord entitatea geologică fără de seamăn interesantă a pământului ardelean.

* * *

Pentru ca să înlesnim urmărirea ideilor expuse, este necesar ca mai întâi să rezumăm sistemul care ne-a călăuzit cu ocazia sintezei materialului care ne-a stat la dispoziție.

Înainte de toate vom defini unitățile structurale și morfologice ale Ardealului de Nord. Vom cerceta problema imbucătățirii masiveilor ridicate în timpul primei orogeneze alpine, precum și acea a renașterii geosinclinalelor. Vom descrie formele tectonice datorite orogenezei alpine medii. În sfârșit vom trata problema situației tectonice a unităților care se aștern pe masivul central transilvan.

Se pare că în continuarea liniei tectonice care în Munții Apuseni desparte Codrul și Bihorul de unitățile tectonice de sud, urmează suprapusă axei basinului transilvan — o linie de demarcație morfologică, care pe linia Turda—Tg. Mureș—Praid desparte două mari unități regionale. În unitatea sudică rețeaua hidrografică este ecvatorială și în direcția ei corespunde cu direcțiile predominante ale flișului Munților Metaliferi. Făptura morfologică a acestei regiuni este caracterizată în primul rând de platforma stratelor pliocene ale celor două Târnave. La nord de linia menționată se întind formațiunile mediteraniene-sarmațiene ale Câmpiei, caracterizată cu o rețea hidrografică având direcție predominantă nord-sudică. Aici se începe Ardealul de Nord. Unitățile care compun Ardealul de Nord se aranjează zonar, simetric, în arcuri. Acestea sunt următoarele :

I. Catena Transilvană de Nord.

Aici aparțin masivele cristaline care încadrează basinul spre nord, precum și stratele sedimentare cutate, care umplu lacunele formate între masivele cristaline. Dela vest spre est : Meseșul (870 m), Insula cristalină a Țicăului (637 m), Preluca (811 m), Munții Lăpușului (Țibleșul 1842 m), Munții Rodnei (Pietrosul 2305 m), Munții Bârgăului (1612 m).

II. Dealurile Ardealului Nordvestic.

În fața catenei muntoase se ridică o regiune deluroasă, cu o înălțime medie de 600 m formată din strate ușor cutate eocene și oligocene. Porțiunea vestică a Dealurilor Clujului, Dealurile Jibăului, Șatra.)

III. Regiunea bordieră a basinului (neogenul necutat).

Zona aceasta se suprapune extinderii stratelor de Coruș și Hida, precum cu cea a orizontului tufului dacitic de Dej. (Porțiunea estică a Dealurilor Clujului, Dealurile Ilișuei (786 m) și Dealurile Năsăudului.)

IV. Cuveta (neogenul cutat).

Zona aceasta se compune din inelul diapirelor de sare și regiunea domurilor (Câmpia).

Imbucătățirea masivelor ridicate de prima orogeneza alpină; renașterea zonelor sinclinale.

În principiu problema această se confundă cu problema existenței masivului pe care se reazămă profilul stratelor sedimentare, care colmatează basinul transilvan. Este problema „Tisiei“ transilvane.

Fără îndoială a existat un masiv central, care la cutarea cadrului muntos a funcționat sau ca un tampon fix, imobil, sau ca una din forțele active orogenetice tangențiale.

Să examinăm vederile expuse în legătură cu acestea.

F. Pávai Vajna¹ explicând virgațiunea cristalinelui care încadrează spre nord-est basinal transilvan, presupune existența unui masiv intern transilvan. Modul de a concepe în acest fel existența masivului intern nu se conformează rezultatelor ce se desprind din studiile lui Kräutner,² Atanasiu³ și Földvári. Lipsa elementelor mezozoice la contactul tectonic al seriilor cristaline mezozonale cu cele autochtone, este o primă indicație care contrazice presupunerii unei virgațiuni datorite orogenezei primei faze alpine. Kräutner în structura pânzelor șariate ale Munților Rodnei, pe baza cercetărilor tectonice și stratigrafice vede un relict al renidelor hercinice. Cutarea s'a produs în faza bretonă a orogenezei hercinice, dând naștere unui tip tectonic moravo-silezian în sensul concepției lui F. E. Suess. După I. Atanasiu structura zonei cristaline a Carpaților Răsăriteni reflectează consecințele datorite unor forțe orogenetice care acționau din direcția nord-estică spre sud-vest. Dânsul consideră cristalinel estcarpatic ca fiind relictul structurii cimeriene. În acest fel horstul dobrogean și masivul Lisagorei s'au ridicat în faza variscă, în timp ce nucleul cristalin al Carpaților Răsăriteni s'a cutat în același timp cu Sudeții în timpurile posttriasice. Natural, formațiunile mezozoice corespunzătoare deasemenea au fost antrenate în curentul mișcărilor cimeriene. Lucrarea recent publicată de Preda dovedește tot așa urmele forțelor orogene cimeriene. În cadrul acestei concepții menționăm vederea lui Földvári în legătură cu geneza masivului sienitic dela Ditrău. (Autorul consideră regiunea Hășmașului Mare ca fiind constituită din pânze care s'au suprapus din direcția răsăriteană. Aripa culcată a pânzei constituită din calcar titonic se continuă sub masivul sienitului nefelinic. Acest calcar străpuns de intruziune granitică, a dat loc asimilării calcarului.)

Rezumând datele care ne stau la dispoziție, vedem, că în cristalinel Carpaților Răsăriteni nu putem constata urmele orogenezei alpine și virgațiunea datorită acesteia. Presupunerea existenței masivului transilvan nu se poate sprijini pe virgațiunea cristalinelui Carpaților Răsăriteni. Zona cristalină a Carpaților Răsăriteni s'a cutat în parte în faza variscă, în parte în faza cimeriană. Scoarța consolidată în acest fel după încetarea forțelor orogenetice s'a imbucătățit și a prilejuit sedimentarie flișului premergător ciclului orogenetic alpin (mezocretacic).

În timp ce Pávai Vajna presupunând existența unui bloc transilvan se sprijină pe motive tectonice, E. Szadeczky-Kardos crede necesară presupunerea acestui bloc central bazându-se pe considerații de ordin paleontologic. După părerea lui basinal transilvan n'a fost un basinal

unitar de sedimentație, ci a fost divizat de un bloc central care în același timp a despărțit două provincii paleogeografice. Fauna numulitică a provinciei răsăritene (Mții Rodnei, Porcești) este identică cu cea a eocenului transdanubian. Fauna numulitică a Ardealului de Răsărit este mai bogată în specii ca cea a golfului paleogen din NW Transilvaniei. După părerea noastră nici această concepție nu ajută presupunerii existenței blocului central transilvan. Cele două faune sunt rămășițele paleontologice, ale aceleiași mări. Componentele conglomeratelor care acoperă munții ascunși presupuși de J. Szádeczky în Ardealul de Nord, confirmă acest fel de a vedea. În aceste straturi de conglomerate în imediata vecinătate a zonei de extindere a faciesului faunistic ardelean, găsim în mare număr bucăți remaniate ale calcarului numulitic dela Anieș având o faună bogată în specii de tipul provinciei răsăritene. Diferențele între faciesurile faunistice le putem explica mai ușor presupunând, că sedimentele care includ fauna săracă în specii a provinciei vestice s'au depus în largul mării basinului, pe când faciesul recifal litoral, apropiat de zona orogenă sinclinală depus în același timp, datorită condițiilor bionomice, are o faună mai variată. Tot părerea aceasta este sprijinită de profilul foarte interesant, ridicat în valea Țibles-Izvor (Nord de Tirliașua, Someș) care arată juxtapunerea directă a faciesului fosilifer (stratele de Hoia, de Curtuiuș, și Ileanda Mare) și a celui de flis carpatic. Formarea celor două faciesuri faunistice explicată în acest fel nu exclude presupunerea care se bazează pe datele lui Schmidt și Bartkó, în virtutea căreia fauna sedimentelor paleogene provin din direcția sudestică.

Cadrul acestui studiu ar fi depășit, dacă am discuta mai pe larg problema blocului transilvan sau structura tectonică a cadrului muntos. De fapt scopul studiului este schițarea genezei marilor unități structurale ale bazinului. Totuși pe scurt trebuie să rezumăm în câteva cuvinte părerile publicate în acest sens :

După Mrazec Depresiunea Panonică s'a format concomitent cu formarea pânzelor de șariaj mezocretacice, pe când Bazinul Transilvan s'a produs după formarea pânzelor de șariaj, la sfârșitul oligocenului, în același timp cu nașterea solzilor fișului carpatic.

Popescu-Voitești crede că întregul bazin se încadrează în domeniul de extindere al pânzei conglomeratului de Buocegi.

Kober într'un profil vest-estic stabilește cadrul bazinului în pânzele superioare ale Alpilor răsăriteni. Munții Trascăului sunt în regiunea de rădăcina a acestor pânze.

Staub consideră tot Munții Trascăului ca fiind una din unitățile pânzelor superioare alpine rămase în urma și în vorlandul căreia se întinde bazinul ertiar transilvan.

E. R. Schmidt este de părere că grupul muntos al Bihorului s'a desprins din arcul carpatic și s'a îndepărtat spre vest, drept consecință

a presiunii laterale produsă da cele două laturi ale arcului în curs de formare.

Punctul de plecare al evoluției geologice al Aredealului de Nord este fragmentarea masivului format de orogeneza variscă, cimeriană și alpină precum și formarea basinelor de sedimentare. Pământul Ardealului după orogeneza cretacică medie, începând cu cenomanianul inferior, cu mici intermitențe este acoperit de apele mării. Masivul vechi hercinic se fragmentează. Plecând din Munții Rodnei regăsim ruinele acestui masiv sub eruptivul Țibleșului. Mai departe spre Vest în aria cuprinsă de Preluca, Buc, Rez și Meseș, în continuarea Munților Gilăului se ridică încă la începutul neogenului un masiv cristalin unitar. Deoparte și dealta a culmei cristaline, care unia Munții Rodnei cu Preluca, se formează zone tectonice labile, ortogeosinclinale, în cari concomitent cu formarea flișului, se vor desfășura marile mișcări orogenetice dela sfârșitul oligocenului, dând naștere catenei nordatransilvane de astăzi. Schițând unitățile regionale ale Ardealului de Nord am enumerat unitățile morfologice care urmează spre sud. Din acest motiv vom trece direct la tratarea liniilor directrice structurale ale Catenei Nordtransilvane. Catena Nordtransilvană se compune în direcția E—W, din următoarele unități :

Masivul cristalin al Munților Rodnei

Flișul munților Lăpușului

Dealurile catiene ale Șatrei

Masivul cristalin al Prelucei

Anticlinalul dela Gaura

Insula cristalină dela Țicău.

Masivele cristaline au fost studiate în amănunt de Hofmann, Kräutner și Földvári. Noi ne vom ocupa de structura lacunelor umplute de fliș și a sedimentelor fosilifere situate în afară de zona de extindere a acestora.

Formele tectonice legate de orogeneza alpină medie.

Direcția dominantă a cu'elor Munților Lăpușului este WNW—ESE. La răsărit, flișul munților Lăpușului se așterne pe micasișturile și filitele Munților Rodnei, în timp ce spre W el este acoperit de andezitele amfibolice și aglomeratele Gutinului. Aceasta este direcția predominantă cu excepția regiunilor învecinate de Munții Rodnei. Pe baza acestuia putem considera ca dovedit faptul, că Munții Lăpușului încadrându-se organic în direcția NW—SE a Carpaților Orientali, se continuă sub acoperișul eruptiv al Ouașului în zona internă al flișului carpatic carpato-ucrainian.

Spre Nord în continuarea directă a faliei din nordul Munților Rodnei descrisă de Zapalowicz și Kräutner, o puternică linie de dislocare mărginește Munții Rodnei. Deasupra șisturilor eocene negre și menilitele oligocene, se suprapun fragmente de strate senoniene cu globotruncane (Schréter). Mai departe spre Iod, Batiza și Dragomi-rești, frontul nordic al flișului Munților Lăpușului vine în contact cu argilele mediteraniene și flișul oligocenic al Basinelui Depresiunii Maramureșului dealungul unor simple linii de fracturi (Strausz). Spre sud Munții Lăpușului se mărginește cu o linie tectonică paralelă cu linia de dislocație nordică. Această fractură desparte Munții Lăpușului puternic cutați, de unitățile slab cutate ale dealurilor Ilișuei și de dealurile catiene ale Șatrei. Această fractură se începe la E de Telciu (Jaskó), traversează valea Țibleșului (Bartkó), se continuă la N de Tirlisua (Reich), și după datele lui Böhm la N de Lăpușul Românesc în direcția Bloșiei urmărind în continuare tot o direcție NW, dispare sub eruptivul Gutinului.

Conturul structural al lanțului muntos este bine definit. În structura internă se arată deasemenea elemente care indică o structură bilaterală simetrică. Făptura structurală însă nu este dominată de aceasta. În privința aceasta vederile noastre diferă de concluziile lui Jaskó. Jaskó în baza structurii bilaterale a Lăpușului și a Munților Rodnei, consideră dovedit faptul, că „la marginea Ardealului de Nord se ramifică din cununa carpatică o catenă independentă atât ce privește direcția, cât și structura ei. Datele care ne stau la dispoziție rezultate din lucrările lui Jaskó, Bartkó, Reich și Böhm ne arată, că în Munții Lăpușului, în regiunile centrale situate în interiorul regiunilor periferice, structura este cu mult mai complicată. Din geosinclinalul de fliș se ridică masive cristaline, care în timpul orogenezelor au fost conturnate de cutele flișului în formă de virgațiuni, producându-se fenomene de torziune. Cutele la o depărtare mai mare de aceste „coloane“ cristaline, schimbând direcția dictată de aceste piedici locale, reiau direcția paralelă cu cea a Carpaților Orientali. Tocmai în regiunea ridicată de Jaskó se constată mai bine acest lucru. Porțiunea văii Salvei a Munților Lăpușului cuprinsă de cristalinul Rodnei și de gneisul din talpa Țibleșului deviază cu încetul dela direcția NW—SE trecând la direcție perpendiculară acesteia. Direcția cutelor între Romuli și Telciu este N—S și NE—SW. Ne este cunoscut, că la S de andezitul piroxenic al Țibleșului am cartat în afloriment un gneis de tipul gneisului de Cozia, injectat cu pegmatită (Reich). La răsărit de Țibleș calcare cristaline au fost recunoscute de Jaskó. Horstul acesta cristalin a fost înconjurat de cutele formațiunilor eocen-oligocene din regiunea nord de Telciu (Strâmbu—Bánffytelep). Notez, că greziile cartate de Jaskó în această regiune nu pot fi considerate sub niciun motiv ca fiind miocene. Pe baza poziției lor stratigrafice aceste formațiuni nu pot fi separate de forma-

țiunile de flis inconjurătoare . . . In cele precedente am amintit că, cuatele ceva mai departe de influența horsturilor cristaline, reiau din nou directia W—E respectiv NW—SE (conforme direcției carpatice, orientate). Corespunzător acestor constatări, se poate trasa o linie structurală la sud de munții Lăpușului in forma unei incalcări, indreptată spre sud. Pornind din valea Salvei, această linie se începe la N de Telciu și indreptându-se la N de Groși in direcție NW, se continuă spre Strîmbu Băiuțului. Importanța acestei linii de dislocatie este aceea, că dealungul ei ies la iveală sedimentele fosilifere de vârstă oligocenă inferioară și medie (stratele de Hoia, Curtuiuş, Ciocmani și Ileanda Mare). (Reich).

In partea NW a Munților Lăpușului corelația nu este atât de clară, din cauza divergențelor de păreri în ce privesc constatările stratigrafice între autori (Strausz, Böhm). Fără îndoială însă predomină direcția carpaică orientală în liniile directrice structurale.

Seria de flis a Munților Lăpușului de vârstă cretacică sup.-oligocen medie spre SW vine în contact cu regiunea deluroasă oligocenică din fața Prelucei, dominată de culmea andezitică propilitizată a Șatrei. Din două puncte de vedere este de o importanță deosebită această regiune :

1. la această limită își dau întâlnire geosinclinalul de flis cutat în stil alpin și faciesul de bazin, fosilifer,
2. in acest punct trebuie să căutăm legătura paleogeografică între bazinul Băii Mari, respectiv Depresiunea Maramureșului și a Bazinului Transilvan unitatea structurală.

Este regretabil că observațiile geologice referitoare la regiune sunt pline de lacuni și insuficiente pentru formarea unei idei acceptabile în ce privește sinteza regiunii. Rămâne una din principalele probleme de rezolvat a geologie Ardealului de Nord, stabilirea trecerii ce există între cutările alpine ale Mților Lăpușului și unitățile tectonice de bazin cutate in stil saxonic. După datele lui Méhes flisul cretacic-eocen vine în atingere dealungul liniilor de falii și de supracutări cu catianul sudic. Böhm, paralelizează seria catiană compusă din argile și grezii cu stratele de Krosno, inferioare, medii și superioare. Este de o deosebită importanță constatarea lui Majzon, că între seria catiană și stratele de Ileanda Mare se interpun marne argiloase cu Clavulina szabói de faciesul de Kiscell. Regiunea este cutată în anticlinale de direcție WNW—SES. In regiunea comunei Stoiceni in axa unui anticlinal sudic în continuarea masivului cristalin ae Prelucei și la iveală stratele de Hoia, de Mera și de Ileanda Mare.

Atât din punct de vedere tectonic cât și din cel stratigrafic facial, structura alpină a Mților Lăpușului se deosebește de unitatea slab cutată a dealurilor oligocene a Șatrei. Aici se începe zona de extindere a regiunilor sedimentelor de bazin, fosilifere, aflate in fața flisului și masivelor cristaline ale Catenelor Nordtransilvane. Aplicând terminologia lui Stille,

Munții Lăpușului s'au cutat dintr'o regiune sedimentară ortogeosinclinală. În acelaș timp, pe teritoriul regiunilor eocene-oligocene din fața flisului cutat și cea a horsturilor varisce, s'au desfășurat fenomene tectonice de caracter saxonice. S'au produs fracturi și cutări, cari în ce privește direcția lor se conformează în general cadrului muntos. Pornind în direcția SW din regiunea deluroasă a Șatrei, enumerăm ca aparținând în această regiune structurală, regiunea de dealuri traversa ă de secțiunea Glodu-Jibău a văii Someșului. Ar fi de dorit ca această regiune bine definită stratigrafic și tectonic, să fie separată ca unitate morfologică sub denumirea de Dealurile Jibăului. În afara unei rețele dense de fracturi, elementele cele mai importante structurale ale regiunii sunt anticlinalele dela Gaura și Glodu (Hofmann). În nucleul anticlinalului dela Gaura ies la iveală marne argiloase micacee, cenușii cu globotruncane. Cutările mai importante ale triunghiului eocen-oligocenic cu structura saxonice din partea de răsărit a dealurilor Clujului, le găsim în apropierea cadrului muntos. Acestea sunt anticlinalele studiate de Hofmann și Szadeczky—Kardoss E. dela Ciurmărna, Sângeorgiul de Meseș, Stîna și Ieghia. Cutarea în solzi a horstului eocen dela descris de Koch în colțul SE al Munților Meseșului verosimil este de o vârstă mai recentă și are un caracter local. Dealtfel vederea noastră este iden ică și începe să privește supracutarea Prelucei deasupra straturilor oligocene. Falia din Nordul Prelucei nu poate fi paralelizată cu falia din nordul munților Rodnei. Această linie este situată mai la sud și probabil reprezintă limita sudică a ortogeosinclinalului Munților Lăpușului. În Ardealul de Nord structura atât de net dezvoltată saxonice dispune în axa longitudinală a bazinului. Aici sedimentele neogene transgredează direct asupra ortogeosinclinalului. În colțul NE a Bazinului Transilvan, simetric față de structura din NW, predomină din nou tipul tectonic saxonice. Masivul Munților Bârgăului compus din strate oligocene superioare și din intruziuni eruptive andezitice cu amfibol paralele acestor straturi, din punct de vedere tectonic este una din regiunile mai puțin deranjate ale Bazinului Transilvan. Stratele având o direcție SE—NW înclină în direcție SW până la o linie care unește Rodna cu Ilva Mare, caracterizată prin cutări puternice și structură complicată. Vârfurile mai înalte ale Munților Bârgăului se ridică tocmai în punctele unde capetele de straturi ale straturilor andezitice ating cea mai mare grosime (German¹).

Rezumând cele precedente, vedem că la periferia Bazinului Transilvan se dezvoltă două unități structurale simetrice :

1. Masive hercinice și ortogeosinclinalele dezvoltate între ele.
2. Tipuri structurale saxonice dezvoltate în fața acestora în fațes de bazin, fosilifer, ușor cutat.

Ambele tipuri s'au format în acelaș timp și anume în perioada cuprinsă după sedimentarea marelor cu Clavulina szabói din acoperișul

șisturilor de Ileanda Mare și formarea flișului catian din oligocenul superior. Paroxismul orogenic din rupeian-catian este urmat de puternice mișcări dealungul liniilor de fracturi. Cu începerea neogenului însă mișcările orogene încetează și cu depunerea stratelor de Coruș și a conglomeratelor din Nordul Ardealului se începe ciclul sedimentar miocenic.

Unitățile terțiare suprapuse masivului intern transilvan.

Cadrul muntos cutat și regiunea dealurilor aflate în fața lor, le despărțim de bazinul propriuzis cu stratele de Coruș și cu stratele conglomeratice din culcușul sedimentelor dealurilor Ilișuei. Procedăm logic, dacă urmând criteriile lui Mrazec și Jekelius, deosebim în interiorul bazinului trei unități:

1. Zona miocenă periferică necutată.

Aceasta este un pachet sedimentar de o considerabilă grosime, având o înclinare generală SE. În regiunea dealurilor Clujului ele transgredează cu o serie nisipoasă-grezoasă. În părțile nordice sedimentarea se începe cu bancuri groase de conglomerate miocene. Zona necutată periferică din loc în loc este fragmentată cu fracturi cu denivelări care întrec 100 de metri.

2. Zona diapiră.

Cununa cutelor diapire urmează după zona periferică necutată. Din punct de vedere geologic regional trebuie să constatăm că masivele de sare din direcția W spre E se situează în nivele stratigrafice tot mai ridicate și paralel cu aceasta se intensifică gradul de cutare al formelor tectonice.

3. Cuveta (Centrul Bazinului).

Aici aprține regiunea cutată în largi boite anticlinale ale stratelor de Câmpie și ale sarmațianului gazeifer. Deoarece cercetările recente pun în lumina nouă evoluția structurală a cuvetei, se pare de dorit să rezumăm vederile în această privință. Ele pot fi grupate în modul următor:

1. Böckh, Pávai, Mrazec și Jekelius consideră Bazinul Transilvan slab cutat și lipsit de falii. Cutările au fost produse în primul rând de forțe orogene. Cutarea a fost ajutată de erupția Hărgitei și de diapirismul sării.

2. Pálffy explică formarea anticlinalelor prin mișcări cari s'au produs dealungul liniilor de fracturi.—mișcări cari s'au repetat dând naștere datorit schimbărilor de volum compresiunilor laterale. Această concepție neagă existența mișcărilor orogene, bazându-se pe experiențele lui Paulcke și datele tectonice ale sondajului no. 1. dela Sărmaș. Asimetria anticlinalelor arătată de Böckh este explicată tot cu ajutorul liniilor de fracturi.

3. Bandat, Wein și Szalai sunt de părere că teritoriul Câmpiei a fost încrețit de două faze orogenetice (rodanică și valahică), faze cari ca direcție se încrucișează. Prealabil însă stratele miocene medii au fost cutate de o mișcare orogenetică presarmatică, care a preformat anticlinalele diapire. În punctele de intersecție ale acestei rețele de cute se ridică domurile.

După vederea noastră stratele neogene ale Bazinului Transilvan se depun pe masivul intern rigid transilvan din fața orto- și parageosinclinalelor periferice. Acest masiv a neutralizat orice influență de stress pornit din regiunile periferice. Cauza principală (și probabil unică) a încrețirilor este diapirismul sării. Acest fapt explică de altfel dislocările locale ale stratelor pleistocene și holocene. Acolo unde lipsesc masivele de sare, nu se constată aceste fenomene. După Kéz paralelismul neîntrerupt al teraselor Someșului Mare contrazice presupunerii unor mișcări tectonice pleistocene.

* * *

Anton Koch și Carol Hofmann în lucrările lor clasice au trasat liniile fundamentale ale geologiei Ardealului de Nord. Generațiile următoare au contribuit deasemenea în considerabilă măsură la îmbogățirea inventarului datelor geologice al Ardealului. Totuși până la cunoașterea aproximativ suficientă a geologiei Transilvaniei de Nord, ne găsim în fața unui lung drum de făcut.

Voiu încerca, ca pe baza literaturii de specialitate cu un trecut de 80 ani și a unor cunoștințe locale, să schițez esențialele probleme geologice cari rămân de rezolvat în Ardealul de Nord:

1. Va trebui să cartăm unitar flișul Munților Lăpușului. Coordinarea datelor stratigrafice, din cauza considerabilelor divergențe între autori actualmente este imposibilă.

2. Dealurile catiene din vecinătatea Munților Lăpușului trebuiesc studiate. Prin această cale poate fi rezolvată problema trecerii între faciesul de fliș și faciesul de bazin.

3. Trebuie să cartăm regiunea mai puțin cunoscută a Ardealului: Dealurile Clujului. În această regiunea este cheia problemei delimitării oligocenului de miocen. Studiul microfaunistic al acestei regiuni va rezolva problema stratigrafică a etajelor helvețiene și tortoniene din Ardeal.

4. Va trebui să clarificăm legătura ce există între tufurile zonei diapire și cele ale Câmpiei.

5. Va trebui să stabilim legătura structurală ce există între Munții Bârgăului și Carpați, precum și trecerea stratigrafică în direcția Bazinului.

1. Pávai-Vajna F.: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól
Földt. Közl. LV. 1925.
2. T. Kräutner: Das kristalline Massiv von Rodna. Anuarul Inst. Geol.
al Rom. vol. XIX.
3. I. Atanasiu: Recherches géologiques dans les environs de Tulghes.
Anuarul Inst. Geol. al Rom. vol. XIII.
4. Földvári Aladár: A ditrói nefelinszenit masszivum koráról és kon-
takt hatásáról. Földt. Int. Évi jel. »Beszámoló«, 1946. vol.
VIII. fasc. 1—2.
5. F. E. Suess: Intrusions- und Wandertektonik in variszischen Grund-
gebirge. Borntrager, Berlin, 1926.
6. D. M. Preda: Sur la présence d'une tectonique cimmérienne dans les
Carpates Orientales. C. R. Inst. Geol. de Roum. T. XXIV.
Buc. 1940.
7. E. Szádeczky — Kardoss E.: Die petrographischen Faziesge-
biete des nordwest-siebenbürgischen Eozäns und der Inner-
transylvanische Block. A soproni bm. és em. főiskola közl. 1930.
8. Reich L.: Geologiai jegyzetek az Erdélyi Medencéből és a Lápos-hegy-
ségből. Földt. Int. Évi jel. »Beszámoló«, 1943.
9. Oswald Schmidt: Neue Beobachtungen über das Vorkommen von
Oligozän und Burdigalien am Südostrande des Siebenbürgi-
schen Beckens. Bul. Soc. Rom. de Geol. vol. I. Buc. 1932.
10. Bartkó L.: Székelyudvarhely—Homoródalmás környékének földtani
viszonyai. Földt. Int. Évkönyv. XXXIX. 1949.
11. Mrazec L.: Considérations sur l'origine des dépressions internes des
Carpates roumaines. Bul. Soc. Rom. de Geol. vol. I. Buc.
1932.
12. I. P. Voitești: Aperçu synthétique sur la structure des régions carpa-
thiques. Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj vol. III. 1929.
13. Kober L.: Das alpine Europa. Berlin, 1931.
14. Staub R.: Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin, 1928.
15. Schmidt E. R.: A Kárpátok és általában a lánchegységek szerkezeté-
nek geomechanikai szintézise. Földt. Int. Évk. XXXVIII.
1947.
16. Majzon L.: A Clavulina szabói Hantk. előfordulásai Észak-Erdélyben.
Földt. Int. Évi jel. »Beszámoló« 1944. fasc. 3.

MAGYARÁZATOK A TÉRKÉPHEZ.

Explicatiuni la hartă.

A térkép célja: Észak-Erdély táj- és hegyszerkezeti egységeiről könnyű áttekintést nyújtani. Ennek megfelelően a hegyszerkezeti egységek jellegzetes struktúrájától független vagy a kisebb elterjedésű képződményeket nem ábrázoltuk. (Pl. a Lápos-hg.-i kövületes paleogént, a prelukai rögre települő turbucái konglomerátumokat stb.)

A zöld színnel jelzett flis faciesű paleogént (Lápos-hg.) Ny-on és K-en rétegtani vonal, É-on és D-en jól megállapítható törés-, illetve felpikkelyeződési vonal határolja.

A sötétbarna színnel az enyhén gyűrt, parageoszinklinálisokban lerakódott és — a Borgói-havasok kivételével — kövületdús, medencefaciesben kifejlődött képződményeket jelöltük.

A világosbarna színnel ábrázolt gyüretlen alsómiocén bázisul a kóródi rétegeket vettük, a Lápos-hg.-i flis felé pedig erőteljes törésvonal a határ. Helyesebb lett volna ezt az egységet a zombori-, illetve a pusztaszentmihályi rétegsorozattal kezdeni, ez a kérdés azonban sem elvileg, sem kartográfiailag nincs még tisztázva. A rétegsor felső részéből viszont helyes lett volna a hidalmási rétegek felső tagját és a dési tufát kihasítani, mert a felsőhidalmási foraminiferamentes agyagmárgák Majzon vizsgálatai szerint már a mezőségi-rétegekhez sorolandók. Erre azonban, ugyancsak a fenti okokból kifolyólag nem volt egyelőre lehetőségünk.

A sárgaszínű, gyűrt mio-pliocén mint szerkezeti egység azokkal a képződményekkel kezdődik, amelyekben a só önmozgása már érezhető tectonikai formaképző hatását, vagyis a dési tufa fedőjében lévő rétegekkel. Borgóbeszterce környékén színezési hiba folytán gyűrt miocén van feltüntetve, holott itt Török¹ vizsgálatai szerint uralkodóan gyüretlen hidalmási rétegek vannak a felszínén.

* * *

Scopul publicării hărții este de a da o schemă asupra unităților regionale și structurale ale Ardealului de Nord. Corespunzător acestuia, formațiunile cu o extindere mică sau independente de structura generală a unităților nu figurează pe hartă. (Spre ex. paleogenul fosilifer din Mții Lăpușului, conglomeratele care se depun pe masivul Preluței etc.)

Paleogenul faciesului de fliș (Mții Lăpușului) reprezentat cu culoarea verde, la W și E este limitat stratigrafic, în timp ce spre N și S se mărginește cu linii de fracturi sau de solzi bine stabilite.

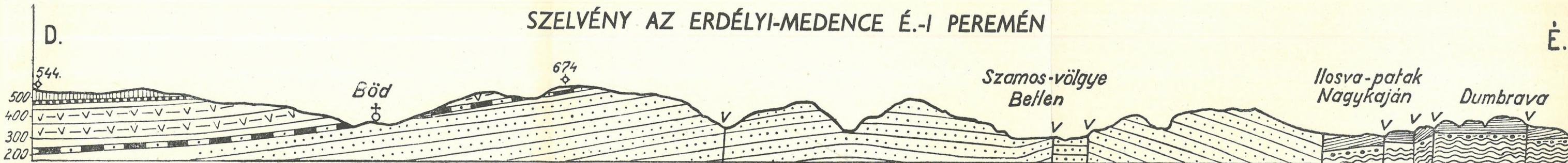
Cu culoarea brună închisă am notat formațiunile ușor cutate, depuse în parageosinclinale și — cu excepția Mților Bărgăului — fosilifere.

Ca limita de bază a miocenului inferior necutat, reprezentat cu culoarea brună deschisă, am luat stratele de Coruș. Spre flișul Mților Lăpușului limita este tectonică. Ar fi fost mai corect dacă am fi început această serie cu stratele de Jimbor și de Sânmihai, această problemă însă deocamdată nu este nici principial, nici cartografic clarificată. În schimb din orienturile superioare ar fi fost bine să desprindem stratele superioare de Hida și tuful dacitic de Dej, deoarece în baza studiului lui Majzon marnele superioare ale stratelor de Hida, lipsite de foraminifere, trebuiesc înglobate stratelor de Câmpie. Nu a fost posibil însă aceasta tot din motivele amintite.

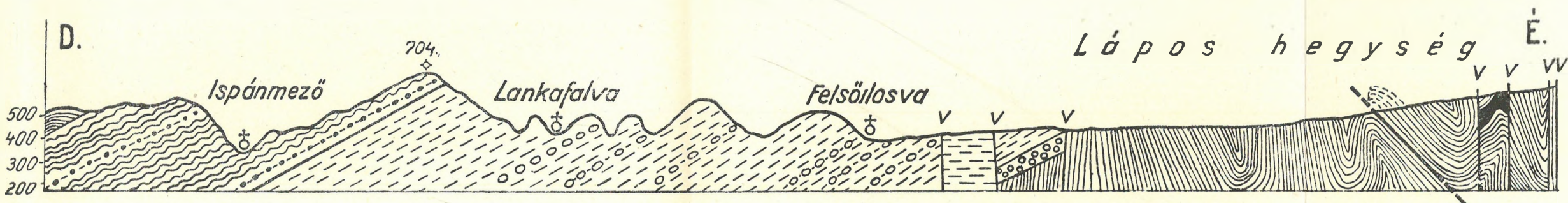
Miopliocénul cutat de culoare galbenă ca unitate structurală se începe cu formațiunile în care diapirismul sării își arată influența creatoare de forme tectonice, — deci în acoperișul tufului dacitic de Dej. În jurul Bistriței Bărgăului în urma unei erori de desen sunt reprezentate stratele miocene cutate. Or ceretările lui Török¹ au arătat că aici apar la suprafață stratele de Hida necutate.

¹ Dr. Török Zoltán: A Kelemen-havasok eruptiv képződményeiről. Cluj-Kolozsvár, 1944.

SZELVÉNY AZ ERDÉLYI-MEDENCE É.-I PEREMÉN



AZ ILOSVAI DOMBVIDÉK ÉS A LÁPOSHEGYSÉG-I FLIS ÉRINTKEZÉSE



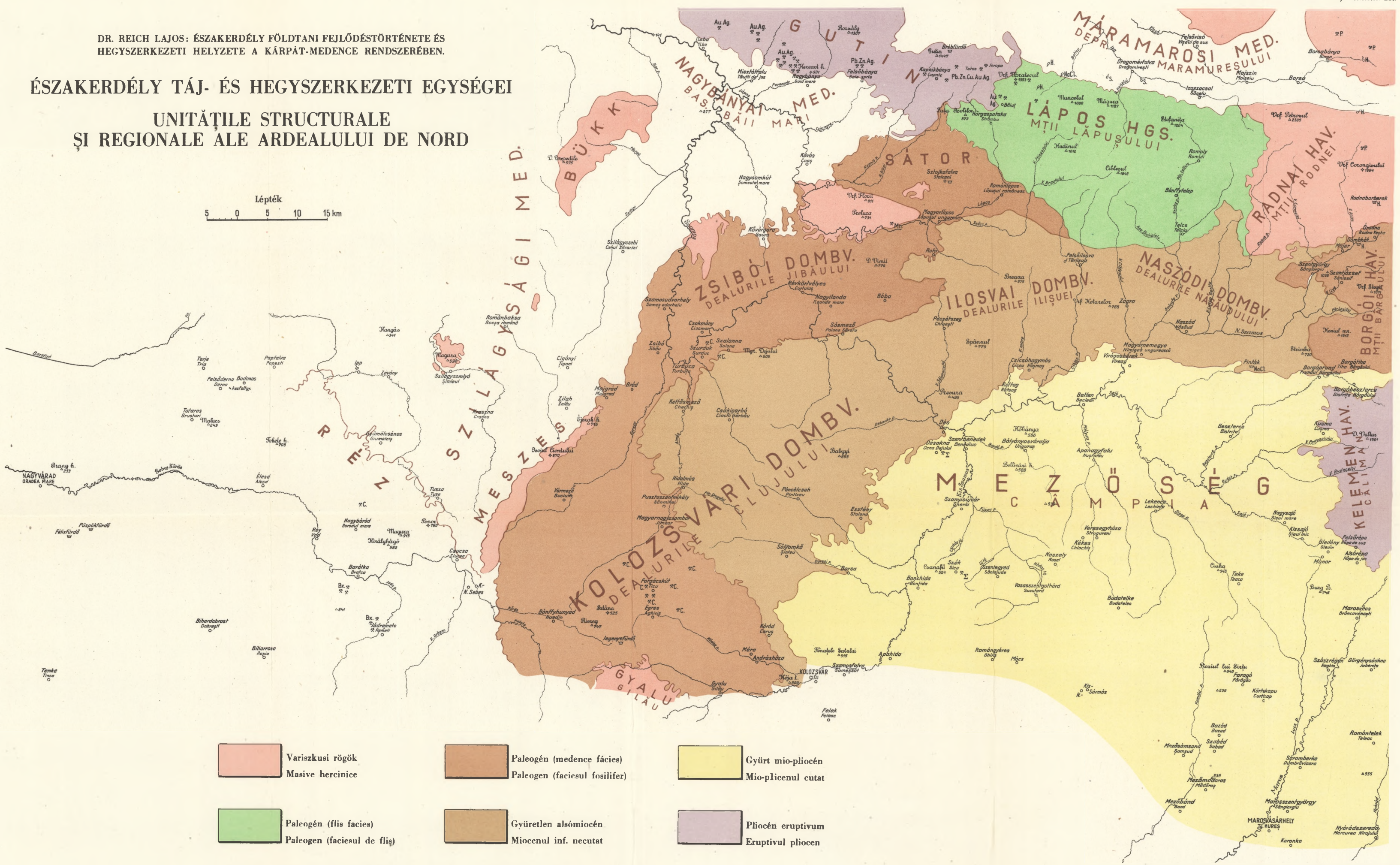
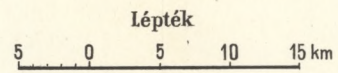
- | | | |
|--|---|-------------------------|
| | Syndesmiás agyagmárgák
<i>Marne cu Syndesmia</i> | } Szarmata
Sarmatian |
| | »Gyéresi« tufa
<i>Tuful de Ghiriș</i> | |
| | Mezőségi-rétegek
<i>Stratele de Câmpie</i> | } Torton
Tortonian |
| | »Bálványosvárjai« tufa
<i>Tuful de Unguraș</i> | |
| | Anomalinás Mezőségi-rétegek
<i>Stratele de Câmpie cu anomalina</i> | |
| | »Dési« tufa
<i>Tuful de Dej</i> | |

- | | | |
|--|---|--|
| | Fauna-mentes felső Hidalmási-rétegek
<i>Stratele superioare de Hida (fără faună)</i> | } Helvécien
Helvetian |
| | Cyclamminás alsó Hidalmási-rétegek
<i>Stratele inferioare de Hida cu ciclamine</i> | |
| | Bazális konglomerátum
<i>Conglomerate bazale</i> | } Alsó mediterrán
Mediterranean inf. |
| | Flis fácies: homokkő, globigerinás agyagmárgák
<i>Faciesul de flis: gresit, marne cu globigerine</i> | |
| | Medence fácies: felső durva mész, csokmányi, révkörtvélyesi és nagyilondai rétegek
<i>Faciesul fosilifer: calcar grostler sup., str. de Cocmani, de Curtușii și de Ileanda</i> | } Lutécien-rupélien
Lutetian-rupelian |
| | Vetők
Falii | |

Lépték: 1:75.000 (3x magassági torzítás)
Scara: 1:75.000 (altitudine 1:3)

DR. REICH LAJOS: ÉSZAKERDÉLY FÖLDTANI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE ÉS HEGYSZERKEZETI HELYZETE A KÁRPÁT-MEDENCE RENDSZERÉBEN.

ÉSZAKERDÉLY TÁJ- ÉS HEGYSZERKEZETI EGYSÉGEI
UNITĂȚILE STRUCTURALE
ȘI REGIONALE ALE ARDEALULUI DE NORD



	Variszki rögök Masive hercinice		Paleogén (medence fácies) Paleogen (faciesul fosilifer)		Gyürt mio-pliocén Mio-pliocenul cutat
	Paleogén (flis fácies) Paleogen (faciesul de flis)		Gyüretlen alsómiocén Miocenul inf. necutat		Pliocén eruptivum Eruptivul pliocen

Jegyzet: A szediment-területeken belül fellépő eruptivumok nincsenek feltüntetve.
Notă: Aflorimentele eruptive în mijlocul formațiunilor sedimentare nu figurează pe hartă.

ÉSZAKERDÉLY RÉTEGTANI TÁBLÁZATA

Tabloul stratigrafic al Ardealului de Nord

		Kristályos rögök <i>Masive cristaline</i> (Kräutner—Földvári—Pantó)	Kolozsvári dombvidék <i>Dealurile Clujului</i> (Koch)	Zsibói dombvidék <i>Dealurile Jibăului</i> (Hofmann)	Ilosvai dombvidék <i>Dealurile Ilișiei</i> (Reich)	Lápos hegység — <i>Mții Lăpușului</i> (Bem, Majzon, Reich, Bartkó, Jaskó)	Mezőség — <i>Câmpia</i> (Majzon)	Alföld-peremvidéki öblök <i>Golfurile neogene ale Câmpiei</i> <i>Tisei</i> (Sümeghy, Jaskó, Noszky)	Orogen fázisok
Holocén — Pleistocén	Ó-alluvium	I. sz. terrasz	u. a.	u. a.	u. a.	u. a.	u. a.		Alföldi lösszel egykorú agyagok, futóhomokok és vörösgyagok (nyirok) — <i>Argile de aceeaș</i> <i>vârslă cu loessul, nisip sburător</i> <i>și argile roșii</i>
	Új-pleisztocén	II. sz. terrasz	u. a.	u. a.	u. a.	u. a.	u. a.		
	Közép-pleisztocén	III. sz. terrasz	u. a.	u. a.	u. a.	u. a.	u. a.		
	Alsó-pleisztocén	IV. sz. terrasz	u. a.	u. a.	u. a.	u. a.	u. a.	Folyami kavics és homokrétegek <i>Pietriș și nisip fluvial</i>	
Pliocén — Pliocén	Levantikum							Ostracodás agyagmárgák és homokok, andezittufák — <i>Marne cu ostracode</i> <i>și nisipuri. Tufuri andezitice</i>	Rhodániai fázis
	Felső-pannon							Lignit-képződmények — <i>Formațiuni cu lignit</i> Congeria ungu. capraes szint — <i>Orizontul cu Cong. ung. caprae</i>	
	Alsó-pannon						Báznai tufa	Limnikus agyagok — <i>Argile</i> <i>limnice</i> Agyag Congeria partschival — <i>Argile</i> Keresztrétegzett homok — <i>Nisip cu stratif. încrucișată</i>	
Miocén — Miocén	Szarmata		Feleki-rétegek <i>Stratele de Feleac</i>					Otolithusos agyagmárgák — <i>Marne cu otoliți</i> Gyéresi tufa — <i>Tuful de Ghivăț</i>	Attikai fázis
	Középső-miocén		Mezőségi anomalinás réteg. — <i>Str. de</i> <i>Câmpie</i> Köső — <i>Sarea</i> Dési tufa — <i>Tuful de Dej</i>		Mezőségi anomalinás réteg. — <i>Str. de Câmpie</i> Dési tufa — <i>Tuful de Dej</i>		Parti fácies Medence fácies	Felsősvízi és lithothamniumos torton — <i>Tortonian salmastru</i> <i>și cu lithothamnii</i>	
	Alsó-miocén		Hidalmási réteg. — <i>Str. de Hida</i> Kettősmezei foraminiferás réteg. — <i>Str.</i> <i>de Chechiș</i> Korodi réteg. — <i>Str. de Coruș</i> Pusztaszentmihályi réteg. — <i>Str. de Sân-</i> <i>mihai</i> Zsombori réteg. — <i>Str. de Jimbor</i>		Hidalmási réteg. — <i>Str. de Hida</i>		Dési tufa Lithotham- niumos fácies Dési tufa Hidalmási réteg.	Dési tufa	
Oligocén — Oligocén	Kattien		Fellegvári — v. Corbulás réteg. — <i>Str. de</i> <i>Cetățuia</i> Forgácskúti réteg. — <i>Str. de Ticu</i>	Átmeneti rétegek <i>Strate de tranziție</i>		Sötétszürke palák Csillámdús homokkövek			Szávai fázis
	Rupélien			Sekélytengeri homokkő <i>Grezie neritică</i>			Flis-fácies		
	Lattorfien		Mérai réteg. — <i>Str. de Mera</i>	Clavulina szabóis agyagok Nagyilondai palák — <i>Str. de Ileanda</i> Csokmányi réteg. — <i>Str. de Ciocmani</i> Révkörtvélyesi réteg. — <i>Str. de Curtuius</i> Hójai mészkő — <i>Calcar de Hoi</i>		Foraminiferás agyagok Magura-kongl.	Medence fácies	Nagyilondai palák Révk. réteg. Hójai mész- kő	
Eocén — Eocén	Ludien		Bryozoa-réteg. — <i>Str. cu Brizoare</i> Num. fabianii réteg. (Intermedia réteg.)	Brédi márga — <i>Marne de Bred</i> Intermediás réteg. — <i>Str. de Intermedia</i>		Numulinás mészkő — <i>Calcar</i> <i>cu numuliți</i>			
	Lédien		Felső durva mész — <i>Calcar grosier sup.</i> Édesvízi mészkő — <i>Calcar de apă dulce</i>	u. a. — <i>acelaș</i>					
	Lutétien		Felső tarka agyagok — <i>Argile vârgate</i> <i>superioare</i> Alsó durva mész — <i>Calcar grosier</i> <i>inferior</i> Ostreás márga — <i>Marne cu ostree</i> Perforatás-rétegek — <i>Str. de Perforata</i>	Turbucái-réteg. — <i>Str. de Turbuș</i> Rákóczi-homokkő — <i>Grezie de Rákóczi</i> Alsó durva mész — <i>Calcar grosier inf.</i> Perforata-réteg. — <i>Str. cu Perforata</i> Gryphaea eszterházyis réteg. — <i>Str. cu</i> <i>Gryphaea</i>		Homokkő — <i>Grezii</i>			
	Landénien		Édesvízi mészkő — <i>Calcar de apă dulce</i> Alsó tarka agyag — <i>Argile vârgate infer.</i>	Tarka agyagok — <i>Argile vârgate</i> Édesvízi mészkő — <i>Calcar de apă dulce</i> Alsó tarka agyagok — <i>Argile vârgate</i>		Tarka márgák (átmeneti rétegek) — <i>Marne vârgate (strate de tranziție)</i>			
Kréta — Kréta	Szenon			Globotruncanás csillámos márgák — <i>Marne micacee cu globotruncane</i>		Vörös palák — <i>Șisturi roșii</i> Konglomerátumok			
	Apt-Szenon					Inoceramusos rétegek — <i>Str. cu</i> <i>Inocerami</i>			
	Barrem					Fekete palák, szideritek — <i>Șisturi negre sidcritice</i>			
	Alsó-kréta ált.					Fekete homokkő — <i>Grezie negre</i>			
Metamorfozizált — Röcc metamorfice	Prekarbon	Kristályos mészkő — <i>Calcare</i> <i>cristaline</i> Kvarcit Epidiorit Porfiroid Fillit							Breton fázis
	Prepaleozoikum	Pegmatit Amfibolit Csillámpala — <i>Micașisturi</i> Orto- és paragneisz							

FÖLDTANI MEGFIGYELÉSEK APAHIDA, KISIKLÓD, SZÉK, KÖTELEND ÉS KALYÁNI VÁM KÖRNYÉKÉN.

Irta: Dr. Majzon László

(1. térkép)

A Földtani Intézet Igazgatósága munkaterületemül Apahida—Kisiklódnak a Kisszamos képezte vonalától K-re eső vidékét tűzte ki, melyen Alsó-, Felső- és Nemeszsuk, Bonchida, Szék, Kisszék, Gyulatelke, Visa és Kötelend községek foglalnak helyet s D-en a Kalyáni vám—apahidai út határol.

Felvételi munkámban Reich Lajos asszisztens geológus közreműködésére is támaszkodhattam, ezenkívül Radnóthy Egon szigorló egyetemi hallgató dolgozott még mellettem, kiket az Intézet Igazgatósága osztott be segédező gyanánt. Mindketten a legelismerésméltóbb szorgalommal munkálkodtak és feleltek meg a reájuk bízott, ellenőrzésem alatt álló feladatuknak.

A földtani irodalom területem egyes részeiről már megemlékezik. Így Koch A. (1., 2., 3. p. 61.), Mártonfi L. (7., 8.) munkáiban megemlíti a széki Csippan-tetőtől É-ra fekvő magaslat finomszemű tufáját és a mezőségi rétegeknek általános kövülethiányát, mely utóbbira azonban a tavalyi jelentésemben (20.) már bővebben reámutattam. Mártonfi három év alatt gyűjtött rétegminta anyagának iszapolási maradékaiban sem talált faunát (7. p. 266.). Szádeczky Gy. (12., 13., 14.) Kötelend, Visa környékének szerkezetét tanulmányozta. Böckh H. (16.), Pávai Vajna F. (17.), Strömpl G. (18.) szintén írnak munkáikban a terület egyes részeinek főleg tektonikai viszonyairól. Papp K. (10. p. 392.) a régi széki sóbányát — mely Fichtel szerint 60 m-es akna volt — és a kötelendi sósforrást említi meg. Erődi K. (11.) a mezőségi tavak eredetével kapcsolatban a széki Csukás-tóval is foglalkozik. Bernáth J. (22.), Koch A. (2. p. 17.), Fischer S. (21. p. 406—407. és 428.) a terület sós vizeiről ír, melyek közül többet én is megtaláltam.

A fentebb már körvonalazott terület sztratigrafiai felépítését az alábbiban vázolhatom. Kövületeket, melyek biztos rétegtani megállapításokat adnának az előttem itt járt kutatók is alig találtak. Közülük Szádeczky Gy. (14. p. 69.) Kötelendtől DK-re eső Rupturától

(443-Φ) DK-re $\frac{1}{4}$ km-re sárga, muszkovitos homokkőből néhány *Ervilia podolica* Eichw. héjat szabadított ki. Ha a meghatározás helyes, úgy ez a réteg már szarmata korú lenne. Ez igen érdekes, mivel én ettől a helytől körülbelül É-ra 1300 m-re Kötelend K-i végén a 455-Φ-ről lefutó árok barnásszürke agyagjában *Anomalinák*at találtam. Az e fajokat tartalmazó rétegeket pedig úgy a kincstári mélyfúrások, mint az 1941. évi mező-ségi felvételeim alapján középmiocénhez sorolom. A tufás üledékekből ugyancsak Szádeczky (14. p. 87.) *Globigerinák*at és meghatározhatatlan növényi maradványokat említ. Az apahidai Padurita kőbányájából Tuzson professzor szerint egy *Pinus tarnocensis*-hez hasonló fenyőtörzs is előkerült.

Saját gyűjtési anyagomban a tufák réteglapjain található növényi maradványokon kívül, — melyek között pl. még Apahidától K-re a vasúti vonal mellett, a Daravas 362-Φ-nál a tufalapon egy fa törzsét figyeltem meg, — csupán foraminiferák kerültek elő. Apalás, márgás agyag-rétegek ugyanolyan faunát tartalmaznak, amilyent tavalyi jelentésemben Szamosújvár—Dés vonalától K-felé eső területemen az egyesült Szamosok háromszögéből ismertetek. Mintáimban voltak *Anomalina*-kat tartalmazó rétegek is, de leginkább *Globigerina*-kat s velük együtt egy-két fajt magukba záró üledékek az uralkodók.

Az anomalinás-rétegeket, mint már említettem, középmiocénbe sorolom. E rétegekből előkerült faunát az alábbi fajok képezik:

- Triloculina consobrina* d'Orb.,
- Bulimina elongata* d'Orb.,
- Virgulina schreibersiana* Czjz.,
- Dentalina consobrina* d'Orb.,
- Globigerina bulloides* d'Orb.,
- Globigerina triloba* Rss.,
- Anomalina simplex* d'Orb.,
- Anomalina badenensis* d'Orb.,
- Rotalia beccarii* L.,
- Elphidium obtusum* (d'Orb.),
- Spatangida* üüskék.

Ilyen anomalinás-réteg volt pl. az apahidai Padurita tetején a terrasz kavics foszlánya és a finomszemű tufa között fekvő sárgásszürke agyagréteg is, melyben az *Anomalinák* gyakori előfordulásúak.

Hasonló rétegeket ismertettem már (20.) a désaknai sókutató fúrásokból is. Így a VI. számú fúrásban 47.60 m, a VII. számúban 123.70 m és a VIII. számú pedig 92.50 m mélységig harántolták ezeket a rétegféleségeket közvetlenül az úgynevezett »dési tufák« felett. Egyes kincstári gázkutató mélyfúrásainkban szintén megtalálhatók az *Anomalina*-kat tartalmazó rétegek. A Vasasszentgothárd I. számúban 38.60—

376.60 m-ig és a Vasasszentgothárd II. számúban 72.80—398.80 m közötti szakaszon. De az erdőszentgyörgyi III. számú mélyfúrás már csak 951.00 m mélységben érte el ezeket az üledékeket s az 1312.00 m-es talpmélységig haladt benne.

Hasonló petrográfiai kifejlődésű rétegekben, melyek között homokkő és homok betelepülések is vannak, gyérebbs faunát találunk. A pár fajt csupán a

Dentalina cf. *consobrina* d'Orb.,

Robulus sp.,

Globigerina bulloides d'Orb.,

Globigerina triloba Rss.,

Cibicides sp.,

Rotalia beccarii L.,

Elphidium obtusum (d'Orb.)

képviseli. Megemlítendőnek tartom, hogy a széki régi sóakna melletti (360 ϕ -nél) tufa alatt sokivirágzásos, sötétbarnás, szürke agyagban és Kötelendtől DNY-ra eső 397 ϕ -nél kibukkanó barnásszürke, palás agyag iszapolási maradákaiban gyakoriak, a *Globigerinák* héjai. Ezeket a rétegeket a középmiocénhez sorolom. A homokrétegek közül arányítva az agyagos rétegekhez, kevesebb tartalmazott foraminiferát. A homokkövek között előfordulnak hieroglifákat mutató féleségek is (Kötelend, Bonchida), amelyeneket a Tarac-völgy hasonlókorú üledékein is már megfigyeltem.

Ebből kitűnik, hogy szerintem a vizsgált területemen, kivéve a negyedkori üledékeket, nincsenek fiatalabb lerakódások.

Tufa rétegeink petrográfiailag háromfélék.

Szádeczky Gy. (14. p. 59.) által említett sárgás-barnás *ásványos durva tufát* Reich L. is megtalálta a visói Surlódombon és Gyula-telkén Én viszont erre a tufaféleségre Széktől É-ra bukkantam a Csukás-tóhoz vivő út Ny-i oldalán. Itt a 60 cm vastag ásványos durva tufa a rétegzett, növénylenyomatokat tartalmazó tufarétegek felett fekszik. Legjobban feltűnik a *rétegzett, csikos tufa*, amelyet több helyen fejtenek is. Jó feltárásai Széktől É-ra, a kötelendi K-i Ruptura, apahidai Padurita s hosszan követhető vonulatot alkot Kötelendtől DNY-i irányban Borilla, Ruptura (Ny-i) Horváth-tanya és Contentul vonalán a Padurita felé. A tufa vastagsága 3–4 m (Agyagos domb tetején). Vastagságát a K-i Ruptura és a Padurita köfjétoiben nem tudtam megállapítani, mert a feküretege nem volt feltárva. Koch A. (3. p. 36.) adatai szerint a Padurita tufafedőben a feltárt tufarétegek vastagsága 5 m. Én, ottlétemkor az egész sorozatot — pl. az alsó gömbös konkrét tufaréteget — nem észleltem. A harmadik tufaféleség *igen finomszerű agyagos tufa*, mely megütve poligonális éles éllel, darabokra

hullik szét. Színe rendszerint zöldesszürke. Jó feltárását látjuk a Ruptura és Borilla feltárásaiban, hol az előbb ismertetett lemezes csfkos, növénymaradványos tufa felett fekszik s abba átmegy. Vastagsága néhol 1 m, a K-i Rupturán 3 m.

Előfordulnak a domboldalak tetején vékony 5—10 cm vastagságú puha, fulleresedett, zöldes, sárgászöldes, agyagos tufarétegecskék is, melyek agyag, palás agyag rétegek közé települnek s követésük éppen a vékonyságuk s a puha voltuk miatt nehéz, mivel még a feltárásokban is az eső stb., hatására egészen beleolvadnak a bezáró kőzetbe.

A területem tufáinak részletes vizsgálatát, vulkanológiai feltevéseit Szádeczky (14.) ismertette.

A tufák sztratigráfiai helyzetére nézve a következőket mondhatom Rétegtani helyüket Koch A. (3. p. 59. és 61.) a dacittufák alsó vagy főszintájában jelöli meg, amikor az apahidai Padurita és a kérii gömbös konkréciók előfordulásáról ír az itt kibukkanó tufarétegek alsó részeiben. Én az apahidai (Padurita), a Ruptura és a széki tufákat az úgynevezett »dési tufa«-sorozat egy felső, magasabb tagjának tartom, mely megegyező a bálványosváraljai tufákkal. Ezt az előbb említett Koch-féle felfogáson kívül támogatják még a saját megfigyeléseim is. Így területem közvetlenül D-re fekszik a Kérő-Désakna sóöv vagy diapir zónájától, mely hasonló felépítésű. Az itteni rétegek foraminifera-faunáját 1941-ben vizsgálva (20.) megegyezőnek találtam az idei területemen előfordult faunával. A Padurita tufája felett fekvő agyag iszapolási maradékában gyakoriak az *Anomalinák*. A désaknai VI., VII. és VIII. számú sókutató fúrások is anomalinás-rétegek harántolása után érték el a tufákat, mely alatt a kősó következett.

A széki régi, felhagyott sóakna melletti zavart településű tufa alatti agyagban pedig gyakoriak a *Globigerinák*, ezek révén a nagysármási I. számú mélyfúrás 482 m mélységéből ismertetett globigerinás-réteggel parallelizálhatók, mely rétegek nem tévesztendőek össze a típusos dési tufa candorbulinás-globigerinás lerakódásaival.

A gyéreb, marin rétegekre utaló, foraminiferás üledékeket — az anomalinásoknál jóval nagyobb elterjedésben — éppúgy megtaláljuk az ismertetett területen, mint az egyesült Szamos képezte háromszögben, hol viszont az anomalinások voltak túlsúlyban.

Mindezeket figyelembevéve, tehát a területet borító rétegek kora középmiocén. A fiatalabb, K-re előforduló rétegek hiányoznak, ami azt jelenti, hogy itt a másutt (pl. Nagysármás) meglévő gáztartó rétegek már az erozió áldozatául estek. Ugyan a Vasasszentgothárdi III. és IV. számú gázkutató fúrásainkban 634, illetve 450 m mélységben az anomalinás-rétegekben is jelentkeztek erősebb földgáz-nyomok, melyek úgy sztratigráfiai helyzetüknél, mint a gáz mennyiségénél fogva nem egyezők az erdőszentgyörgyiekkel.

Meg kell még emlékezni a negyedkori képződményekről is. Így egy nagyobb diluviális terrasz található a Kisszamos K-i oldalán Nemeszsuktól egészen Bonchidáig, melyről Koch A. (1., 2.) is ír már. Terraszkvacsokat találtam Apahidánál a Daravas és a Padurita közötti Szamosra néző oldalon 360 m tengerszint feletti magasságban.

Koch A. (1., 4. és 5.), Mártonfi L. (9.) a zsuki és kisszéki *Cervus elaphus*, *C. megaceros*, *Elephas primigenius* és *Equus* sp. maradványokat, valamint (4., 8.) Nagyiklód, Boncnyíres, Kisszék és Szék környékén talált prehisztorikus leleteket említik meg.

A vizsgált területemen az Erdélyi-medence tektonikai szerkezetére nézve jellegzetes két hegyszerkezeti vonást figyelhettem meg. Az egyik az egyhangú, lankás düléseket mutató részlet, a másik pedig a sózóna vagy diapiröv (23.).

Az előbbi részlet Nemeszsuk, Kisiklód, Szék és Visa közötti területet foglalja magában. Itt a rétegek dülési viszonyai mindenütt K, DK vagy ÉK-i irányúak a medence belseje felé s a dőlésszögek 2° — 5° között váltakoznak, ritkán találunk 6° — 8° -os dőlésűeket is. Egészen táblás vidék benyomását kelti ez a darab. A másik részlet, — mely az előbbiből minden átmenet nélkül megy át — a diapir redő öve. Ezt a Csukás-tó Ny-i oldalán, Szék község, a tőle K-re eső Csippan tető (387 m) s innen Gyulatelke felé húzódva tudtuk követni, mint vonulatot s rajta a Csippan tetőnél a sőtömzs föltolulása következtében keletkezett felboltozódást, mely Papp S., illetve Clapp szerint (19. p. 96.) só által átdőfött boltozat. Ezen antiklinálistól Ny-ra feltételezhetünk egy egészen kicsi szinklinálist, mely Vízszilvástól D-felé Reketfüig húzódna. Az antiklinális Széktől Ny-ra eső szárnya keskenyebb, melyre már Páva i Vajna F. (17. p. 105.) is reámutatott. A Csukás-tótól ÉNy-ra és Gyulatelkétől DNy-ra eső pontokon húzott egyenes vonalban több igen meredek, sokszor 90° -os dőlést mutató nagy, egy helyen átbuktatott tufarétegek ezt igen jól érzékeltetik. A diapir redő asszimmetrikus felépítése területemen szembetűnő.

Másik redő Apahidától D-re kiindulva, a Paduritától K-re, a Contenitül, Rupturán át Kötelendnek húzódik. E redőn is fekszik egy, a széki Csippan-tetőhöz hasonló, valószínűleg a só közelség okozta felboltozódás a Rupturán (425 m). A most említett redők szárnyain mért dölések mind jóval nagyobbak, mint a Mezőségen ismeretes alacsony rétegdőlési értékek, mivel 20° — 47° közötti értékeket találunk.

Kötelend, Báré és Visa közötti rész igen zavart telepítésű rétegeket mutat, melyek egymáshoz közel, hol ÉNy-ra, hol DK-re, Ny-ra és DNy-ra dőlnek, legtöbb esetben 40° vagy ehhez közeleső értékekkel. E zavart területtől ÉNy-ra és DK-re jóval nyugodtabb (3° — 6° -os) településű rész fekszik. Egyébként azt hiszem, ez az oka, hogy Kötelendtől D-re az eddigi kutatók (Szádeczky Gy. (14.), Strömpl G. (18.)) több redőről

emlékeznek meg, melyek Kötelendnél e zavart viszonyokat mutató részleten egyesülnének és innen Szék felé húzódnának É-i irányban (16. p. 16.). Ezzel szemben Clapp (19. p. 96.) a széki felboltozódást a vasasszentgothárd-pujoni redő Ny—ÉNy-i folytatásának tartja.

Meg kell még említenem a suvadásokat is, melyek egész hosszú sorban területem Ny-i, Szamosra néző oldalán, a rétegek dőlési irányával ellenkező oldalon találhatók. Itt ezek egymás mellett (pl. Bonchidától É-ra) egészen Kisiklődig feltárják a dombok oldalait, míg a keleti domboldal lankás és a vizsgálatok csak mesterséges feltárásokkal (aknázás) eszközölhetők. Legszebb csuszamlásokat találtam Bárétól D-re eső Agyagos domb D-i oldalán, hol kúp, koporsó (ezek régebbiek) és egészen várromszerű suvadások láthatók. Mögöttük nagy vastagságban szinte függőlegesen vannak feltárva a domboldalakat képező rétegek. Egyébként az itteni suvadásokat Szádeczky Gy. (14. p. 70.) az Erdélyi-medence legszebb suvadásainak tartja.

GEOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN IN DER UMGEBUNG VON APAHIDA, KISIKLÓD, SZÉK, KÖTELEND UND KÁLYÁNI VÁM,

Von Dr. László Majzon

(Eine Kartenskizze)

Das Ung. Geologische Landinstitut beauftragte mich östlich der Linie Apahida—Kisiklód und der Kisszamos ein Gebiet zu kartieren, auf welchem die Orte Alsó—Felső und Nemeszük, Bonchida, Szék, Kisszék, Gyulatelke, Visa und Kötelend liegen, und welches im Süden durch den Weg Kályáni Vám—Apahida begrenzt wird.

Als Mitarbeiter konnte ich mich auf Herrn Geologen Reich und Herrn Egon Radnóthy stützen, welche mit besten Kräften zur Durchführung der Arbeiten beitrugen.

Die geologische Literatur erwähnt bereits einige Teile meines Gebietes. Koch (1., 2., 3. p. 61.) Mártonfy (7., 8.) erwähnen die feinkörnigen Tuffe nördlich der Csippán-Höhe bei Szék, weiters die grosse Fossilarmut der Lagen. Mártonfy fand in den durch drei Jahre gesammelten Mustern keine Fauna. Szádeczky (12., 13., 14.) untersuchte die Strukturen von Kötelend und Visa. Böckh (16.) Pávai-Vajna (17.), Strömpl (18.) berichten auch von dem Gebiet und seinen tektonischen Verhältnissen. K. Papp (10. p. 392) erwähnt den alten Salzbergbau von Szék — welcher nach Fichtel einen 60 m tiefen Schacht hatte — und die Salzquelle von Kötelend. Erödi (11) befasst sich mit dem Csukás-See von Szék, Bernáth (22), Koch (2. p. 17.), Fischer (21.) schreiben von den Salzquellen der Umgebung, welche ich auch auffinden konnte.

Die stratigraphischen Verhältnisse des Gebietes kann ich im Folgenden skizzieren: Fossilien, welche altersbestimmend sind, konnten bisher durch ältere Autoren kaum festgestellt werden. Sz á d e c z k y (14.) fand SÖ Köteland (Ruptura) einige *Ervilia podolica* E i c h w. Wenn die Bestimmung richtig ist, so wären diese Schichten bereits sarmatisch. Dies ist interessant, da ich von Fundort cca 1300 m nördlich am Ostende von Köteland aus dem von der Kote 455 herablaufenden Graben, in grauen Tonen *Anomalinen* nachweisen konnte. Diese Form kann ich auf Grund der Erfahrungen aus den Ärarischen Tiefbohrungen rechnen. Aus den Tufflagen beschreibt Sz á d e c z k y (14.) Globigerinen und unbestimmbare Pflazenreste. Aus dem Steinbruch Padurita bis Apahida stammt ein, durch Prof. T u z s o n als *Pinus tannocensis* bestimmter Nadelbaumrest.

Aus meinen Sammlungen konnten ausser in den Tuffen auftretenden Pflanzenresten — z. B. östlich Apahida bei der Bahnlinie unter der Kote 362 (Daravas), wo ich einen Baumstamm im Tuff fand — nur *Foraminiferen* festgestellt werden. Die mergelig tonigen Lagen enthalten eine gleiche Fauna, wie ich diese östlich der Linie Szamosújvár—Dés (Bericht 1941) beschreibe. In den Mustern fand ich *Anomalinen*, meistens jedoch *Globigerinen* mit zwei bis drei anderen Sorten.

Die *Anomalinenlagen* rechne ich zum Mittelmiozän. Die Fauna aus ihnen ist folgende: *Triloculina consobrina* d'Orb. *Bulimina elongata* d'Orb, *Virgulina schreibesiana* Czjz. *Dentalina consobrina* d'Orb. *Globigerina bulloides* d'Orb. *Globigerina triloba* R s s. *Anomalina simplex* d'Orb. *Anomalina badensis* d'Orb. *Rotania beccarii* L. *Elphidium obtusum* d'Orb. und *Spatangiden* Nadeln.

Solche *Anomalinenlagen* befinden sich an der Spitze der Padurita von Apahida, zwischen den Terrassen Schotterest und den feinen Tuff auftretender Tonlage. Hier sind *Anomalinen* häufig.

Ähnliche Schichten beschrieb ich (20) aus den Salzbohrungen von Désakna. In der Bohrung VI bei 47,60 m, in der Bohrung VII bei 123,70 m in der Bohrung VIII in einer Tiefe 92,50 m wurden diese Lagen unmittelbar über dem Tuff von Dés angetroffen.

In einigen staatlichen Bohrungen wurden die *Anomalinen*-Schichten gleichfalls angetroffen. In der Bohrung Vasasszentgotthárd I zwischen 38,60—376,60 m. In Vasasszentgotthárd II zwischen 72,80—398,80 m. In Erdösszentgyörgy III wurden diese Lagen in der Tiefbohrung nur bei 951 m angetroffen, die auch bis zur Endtiefe von 1312 m anhielten.

In ähnlich petrographisch ausgebildeten Lagen zwischen welchen Sandstein- und Sandeinlagerungen feststellbar sind, finden wir eine ärmere Fauna: Sie sind nur durch: *Dantalina* cfr, *consobrina* d'Orb, *Robulus* sp, *Globigerina bulloides* d'Orb, *Globigerina triloba* R s s, *Cibi-*

cides sp., *Rotalia beccarii* L. und *Elphidium obtusum* d'Orb vertreten.

Es ist erwähnenswert, dass bei dem Salzbergwerk von Szék an der Kote 360 befindlichem Tuffe, weiters SSW von Kötelend bei der Kote 397, braungraue gelagte Tone viel *Globigerinen* enthalten. Diese Lagen rechne ich zum Mittelmiczän. Die sandigen Lagen enthalten verhältnissmässig weniger Foraminiferen. Auch Hieroglyphensandsteine konnten beobachtet werden (Kötelend, Bonchida).

Aus den obigen ergibt sich, dass ausser den Quartärablagerungen in meinem Gebiet keine jüngere Lager, als die Mittelmiczänen auftreten.

Die Tufflagen sind petrographisch dreierlei. Der durch Szádeczky angeführte, gelbbraune *grobe Tuff* (14. p. 59.) wurde durch Reich in Gyulatelke und am Surlóomb bei Visa gefunden. Ich fand ihn N. von Szék am Wege gegen den Csukástó. Hier ist der Tuff 60 cm mächtig und liegt über Pflanzenabdrücke aufweisenden Tuffen. Am auffallendsten ist ein *gebänderter, gelagter Tuff*, welcher an mehreren Stellen abgebaut wird. Seine besten Aufschlüsse sind: nördlich von Szék, östliche Rupturahügellehne von Kötelend, die Padurita von Apahida. Endlich bildet er einen langen, gut verfolgbaren Zug von Kötelend in SW Richtung gegen Borilla Ruptura (W) Horváty-tanya, Contentul gegen der Padurita. Mächtigkeit des Tuffes ist cca 3—4 m. Siline Dicke bei Padurita und Ruptura konnte ich wegen Unaufgeschlossenheit der Liegerlagen nicht feststellen. Nach den Angaben Kochs (3. p. 61.) ist die Mächtigkeit des Tuffes an der Padurita 5 m. Ich konnte die ganze Serie bei meinem Besuch der Lokalität nicht beobachten. (Z. B. die unteren, von Koch erwähnten Tuffe mit Konkretionen) der dritte Tufftypus ist ein *sehr feiner toniger Tuff*, welcher angeschlagen in kleinere polygonale Stücke auseinanderbricht. Seine Farbe ist meistens graugrün. Gut aufgeschlossen tritt er in den Aufschlüssen der Ruptura und Borilla auf, wo er über den gebänderten, Pflanzenreste enthaltenden Tuffe liegt, und in diesen übergeht. Mächtigkeit meist 1 m an der Ruptura 3 m.

Es kommen an den Hügelhängen auch dünne 5—10 cm dicke *fullerisierte* grüne-gelblichgrüne tonige Tufflagen vor, welche zwischen Ton und gelagerten Ton auftreten. Ihre Verfolgung ist jedoch schwierig, denn wegen ihrer geringen Mächtigkeit und der Verwitterung verschmelzen sie ganz mit den Lagen der Umgebung.

Die detailliertere Untersuchung der Tuffe, sowie ihre vulkanologische Analyse wurde durch Szádeczky (14) ausgeführt.

Über die stratigraphische Lage der Tuffe kann ich folgendes mitteilen: Ihre stratigraphische Position wurde durch Koch (3. p. 59 und 61.) in den »Haupthorizont« der Dacittuffe gesetzt, als er von den Tuffen der Padurita und den konkretionären Tuffen von Kérő berichtet. Ich betrachte die Tuffe von Apahida, Padurita Ruptura und Szék als

eine obere Lage der »Tuffserie von Dés«, welche mit den Tuffen von Bálványosvárálja übereinstimmen. Dies wird ausser den Beobachtungen Kochs auch durch eigene unterstützt. So liegt mein Gebiet unmittelbar südlich von der Diapirzone Kérő—Désakna, welche einen gleichen Aufbau zeigt. Die Foraminiferenfauna dieses Gebietes untersuchend (20.), fand ich dieselben Verhältnisse wie bei Dés. In den Hangendlagen der Padurita finden sich in den Schlämmrückständen häufig *Anomalinen*. In den Bohrungen VI, VII, VIII trafen die Tuffe nach Durchtäufung der *Anomalinen*lagen, den Tuff von Dés, worunter Steinsalz angetroffen wurde. Unter dem bei dem alten aufgelassenen Salzbergwerk von Szék befindlichen Tuffen, sind die *Globigerinen* zahlreich. Somit sind sie mit den in der Bohrung von Nagysármás in einer Tiefe von 482 m gefundenen *Globigerinen*lagen gleichzustellen, welche Lage jedoch nicht mit den *Globigerinen* *Candorbulin*lagen der Tuffe von Dés zu verwechseln sind.

Die weniger Foraminiferen enthaltenden marinen Lagen, finden wir auf unserem Gebiet in einer grösseren Verbreitung, als die *Anomalinen*lagen. In dem Szamosdreieck, hingegen sind die *Anomalinen*lagen im Übergewicht.

Dies alles in Betracht ziehend ist das Alter der Lagen Mittelmiocän. Die jüngeren im Osten auftretenden Lagen fehlen, wodurch die in diesen Lagen auftretenden Gasspeichergesteine der Erosion zum Opfer gefallen sind. Obzwar in den Bohrungen Vasasszentgotthárd III und IV in 634, bzw. 450 m in den *Anomalinen*lagen stärkere Gasspuren auftraten, sind diese Lagen mit denen von Erdőszentgyörgy nicht gleichaltrig.

Um auch die Quartärablagerungen zu erwähnen, finden wir eine grössere diluviale Terrasse an der östlichen Seite der Kisszamos von Nemeszsuk bis Bonchida, welche bereits Koch erwähnt. Terrassenschotter fand ich bei Apahida auf den gegen die Szamos gerichteten Teil der Daravas und Padurita in einer Höhe von 360 m.

Koch (I. 4. 5.) und Mártonfi (9.) vermelden *Cervus elaphus*, *C. megaceros*, *Elephas primigenius* und *Equus* sp. Reste von Zsuk und Kisszék, ferner (4. 8.) praehistorische Reste von Nagyiklód, Boncnyíres, Szék und Kisszék.

In meinem Untersuchungsgebiet konnte ich zwei für die Tektonik des Siebenbürgischen Beckens charakteristische tektonischen Zonen beobachten. Die eine ist ein schwaches Einfallen zeigende Zone, die andere steile Einfallen aufweisende, Diapir- oder Salzzone (23.)

Die erste Zone finden wir bei Nemeszsuk, Kisiklód, Szék und Visa. Hier sind alle Fallrichtungen nach O, SO und NO gerichtet. Das ganze Gebiet erweckt den Eindruck eines *Tafellandes*, da die Einfallgrade, welche gegen die Beckenmitte gerichtet sind, meist nur 2—5 Grad, seltener 6—8 Grad aufweisen. Das andere Gebiet ist die *Zone der Diapir-*

fallen, welche ohne Übergänge in die erstere Zone übergeht. Diese Zone konnten wir am W.-rand des Csukás-Sees bei dem Orte Szék an der Csippán-Höhe (387 m) und von hier gegen Gyulatelke verfolgen. Hier tritt an der Csippán-Höhe eine Aufwölbung, welche durch Salz entsanden ist, auf, welche nach P a p p S. und C l a p p (19.) eine Durchspiessungsstruktur darstellt. Westlich dieser Antiklinale können wir eine ganz kleine Synklinale annehmen, welche von Vízszilvás gegen Süden nach Reketefű zu verfolgen wäre. Die westlich von Szék liegende Antiklinalachse ist schmäler, als dies bereits P á v a y - V a j n a (17.) feststellt. Auf einer NW des Csukás-Sees und SW Gyulatelke verlaufenden Linie, finden wir eine Reihe von sehr steilen oft vertikalen, Messungen, an einigen sogar überkippte Tufflagen. Der Assymetrische Aufbau der Diapirfalte ist in meinem Gebiet auffallend.

Eine zweite Falte zieht sich östlich von Apahida ausgehend, östlich der Padurita durch den Contentul und der Ruptura gegen Kötelend. Auch auf dieser Falte finden wir eine der Széker Csippánhöhe gleichende Aufwölbung, welche wahrscheinlich durch Salzauftrieb hervorgerufen ist. Der Salzdom befindet sich an der Ruptura (425 m). Alle Messungen an diesen Strukturen sind bedeutend steiler, als die gewöhnlich an den Lagen der Mezöség gemessenen, denn sie betragen 20—47 Grad.

Das Gebiet zwischen Kötelend, Béré und Visa zeigt ziemlich gestörte Lagerung. Die Lagen fallen hier zum Teil nach NW, SO, W und SW, meist mit Fallwinkeln von 40 Grad und darüber. NW-lich und SÖ-lich von diesem gestörten Gebiet finden wir viel ruhigere (3—6 Grad fallende) Lagen. Ich vermute, dass dies der Grund sein dürfte, dass ältere Autoren wie Sz á d e c z k y (14.) und Str ö m p l (18.) hier mehrere Falten erwähnen, welche in dem gestörten Gebiet von Kötelend zusammenlaufen und sich dann gegen Norden in die Antiklinale von Szék fortsetzen würden (16). Dengegenüber hält C l a p p (19.) die Antiklinale von Szék für die Fortsetzung der Achse Vasasszentgotthárd—Pujon in westlicher und nordwestlicher Richtung.

Ich muss noch von den *Erdrutschungen* Erwähnung tun, welche auf meinem Gebiet in langer Reihe, in gegengesetzter Lage zu den Fallrichtungen am Szamostal gut zu beobachten sind. Sie schliessen die Hügelflanken von Bonchida bis Kisiklód gut auf, wogegen die östlichen Hügelhänge nur durch künstliche Aufschlüsse zu untersuchen sind. Die schönsten Rutschungen konnte ich südlich von Béré beobachten, wo am Südrand des Agyagosdomb schöne Formen von abgerutschten Gestein in Form von Pyramiden »Särgen« und Burgruinen auftreten. Hinter ihnen sind die Hügelhänge durch fast vertikale Wände aufgeschlossen. Sz á d e c z k y (14.) hält übrigens diese Rutschungen als die schönsten des Transsylvanischen Beckens.

În structura stratigrafică a regiunii sunt în preponderanță marne-miocene medii cu anomaline. Cele trei orizonturi de tufuri dacitice care apar în cuprinsul regiunii, le consideră ca analoage cu orizonturile superioare ale tufului dacitic de Dej. Tot aici aparține tuful de Unguraș. Din baza tufului dacitic dislocat dela Sic a colectat marne bogate în globigerine.

Др. Майзон Ласло:

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В РАЙОНАХ АПАХИД;
КИШИКЛОД, СЕЙК, КЕТЭЛЕНД И КАЯН-ТАМОЖНИ.

В стратиграфической структуре территории преобладают: глинистые мергели-аномалины среднего миоцена. Туфовые горизонты в трех петрографических типах автор отождествляет с верхней серией дэйшских туфовых толщ. Сюда же он относит „туф Балваньошалья“. В постели туфовой глины, залегающей в непосредственном соседстве с соляной шахтой Сейкель-а часто находим глобигерины. Этот горизонт можно сравнить с пластами глобигериновыми, известными нам из Надьшармаш-а в скважине 1, из глубины 482 м.

1. Koch A.: Jelentés a kolozsvári szegélyhegységben az 1883. évben végzett földtani részletes felvételtől. (Földtani Közlöny. XIV. p. 213. 1884.) Bericht über die Klausenburger Randgebirge im Sommer 1883. ausgeführte geologische Aufnahme. (Földtani Közlöny. XIV. p. 368. 1884.)
2. Koch A.: Kolozsvár vidéke. (Magyarázatok a Magyar Szent Korona országainak részletes földtani térképéhez. 1884.)
3. Koch A.: Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei. II. Neogen csoport. (Magyarhoni Földtani Társulat kiadása, 1900.)
4. Koch A.: Ásvány- és földtani közlemények Erdélyből. (Orvos. Term. Tud. Értesítő. IV. p. 149. 1879. Kolozsvár.)
5. Koch A. Negyedik pótlék Erdély ősemelői és ősemberi eszközök leleteinek kimutatásához. (Erdélyi Múzeumi Értesítő. XIII. p. 274. 1888.)
6. Koch A.: Jelentés a Kolos- és Szolnok-Dobokamegye területén az 1885. év nyarán végzett földtani részletes felvételtől. (A Magyar Földtani Intézet Évi Jelentése 1885-ről. p. 52. 1886.) Bericht über die im Gebiete der Komitate Kolos- und Szolnok-Doboka im Sommer 1885. durchgeführte geologische Detailaufnahme. (Jahresbericht d. ung. Geol. Anstalt für 1885. p. 62. 1887.)
7. Mártonfi L.: Jelentés a Mezőségen tett földtani kirándulásokról. (Orvos-term. tud. Értesítő VII. p. 265. 1882. Kolozsvár.)
8. Mártonfi L.: Földtani viszonyok és történelem előtti idők nyomai a Mezőségen. (Erdélyi Múzeumi Értesítő XVI. p. 149. 1891.)
9. Mártonfi L.: Adatok az Erdélyi medence ásvány-földtani ismeretéhez. (Orvos-term. tud. Értesítő XVII. p. 349. 1892.)
10. Papp K. — Pozár I.: A Mezőség vízhiányának orvoslása. (Bányászati és Kohászati Lapok XL. évf. II. kötet. p. 385. 1907.)
11. Erdődi K.: A mezőségi tavak eredete. (Földtani Közlöny XL. p. 336. 1910.)
12. Szádeczky Gy.: Adatok az Erdélyi Medence ÉNy-i részének tektonikájához. (Földtani Közlöny XL. p. 202. 1910.)
13. Szádeczky Gy.: Adatok az Erdélyi Medence tektonikájához. (Földtani Közlöny XLIII. p. 405. 1913.)
14. Szádeczky Gy.: Tufatanulmányok Erdélyben. III. Kolozsvár, Kolozs, Visa közti terület tufái. (Múzeumi füzetek IV. p. 1. 1917.)
15. Szádeczky Gy.: A szamosfalvi sósfürdő geológiája. 1932. Geologie des Salzbadens von Szamosfalva. 1932.
16. Böckh H.: Rövid összefoglaló jelentés az Erdélyi Medence földgázelfordulásainak az 1911—1912. években történt tanulmányozásainak eredményeiről. (Magyar Pénzügyminisztérium kiadása. II. rész. 1. füz. p. 1. 1913.)
17. Pávai Vajna F.: Előzetes jelentés az erdélyrészi medence ÉNy-i peremének tektonikai viszonyairól. (Ugyanott, p. 91.)
18. Strömpl G.: A Mezőség délnyugati részének földtani viszonyai. (Ugyanott, p. 171.)
19. Papp S.: Adatok a magyarországi földgáz- és földolajkutatókhoz. (Földtani Közlöny, LXXII. p. 63. 1942.)
20. Majzon L.: Szamosújvár és Déstől keletre eső rétegek sztratigráfiája. (Magyar Földtani Intézet Évi Jelentése, 1941-ről.)
21. Fischer S.: Magyarország konyhasós-vizei. (Földtani Közlöny. XVII. p. 377. 1887.) Die Salzquellen Ungarns. (Földtani Közlöny XVII. p. 449. 1887.)
22. Bernáth J.: Erdély konyhasós-vizei. (Földtani Közlöny X. p. 200. 1880.) Die Kochsalzwässer in Siebenbürgen. (Földtani Közlöny. X. p. 224. 1880.)
23. Ciupagea, D. T.: Nouvelles données sur la structure du Bassin transylvain. (Bulletin Soc. Romane Geol. vol. II. p. 114. 1935.)

APAHIDA, BONCHIDA, SZÉK ÉS KÖTELEND KÖRNYÉKE

Dr. REICH L. KÖZREMŰKÖDÉSÉVEL FELVETTE
Dr. MAJZON LÁSZLÓ
MÉRTEK: 1:75000

JELMAGYARÁZAT:

● GLOBIGERINÁS RÉTEGEK

● ANOMALINÁS ---

○ BÝÉREBB FAUNAJAU ---

--- TUFA

--- ANTIKLINÁLIS

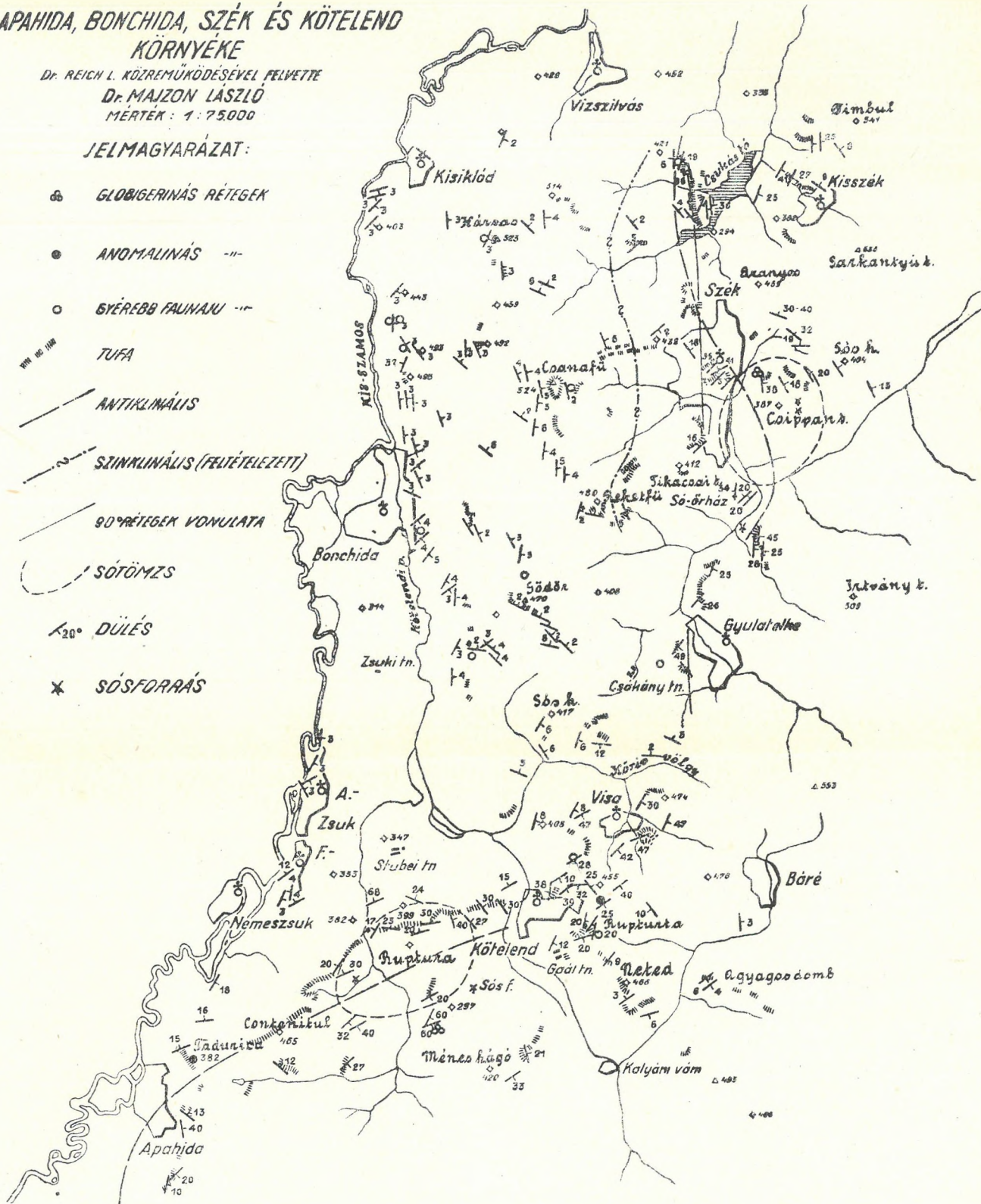
--- SZINKLINÁLIS (FELTÉTELEZETT)

--- 90° RÉTEGEK VONULATA

--- SÓTÖMZS

∠ 20° DÜLÉS

* SÓSFORRÁS



SZAMOSÚJVÁR ÉS DÉSTŐL KELETRE ESŐ RÉTEGEK SZTRATIGRÁFIÁJA.

Irta: Dr. Majzon László

(1. térkép)

Igazgatóságom 1941 év nyarán két hónapig a mezőségi rétegek helyszíni tanulmányozásával és a bennük található foraminiferák vizsgálatával bízott meg, különös tekintettel a rétegek sztratigrafiai helyzetére. E célból Szamosújvár, Dés, Bálványosvár-alja, Csabaújfalú és Lompérd környékének lerakódásait vizsgáltam meg, de ezek a vizsgálatok kiterjeszkedtek a Mezőség egyéb részein működött kartársaim gyűjtési rétegminta anyagára is. Ezek a tanulmányok együtt folytak a kincstár mezőségi gázkutató mélyfúrásaiból (Nyárádszereda I—IV., Vasaszentgothárd I—II. számú) előkerült rétegek feldolgozásával. Munkámban segítségemre volt a mélyfúrási laboratóriumba beosztott kartársam Reich Lajos okl. középiskolai tanár, aki a rétegminták iszapolási maradványait vizsgálta s ezekből számomra a foraminiferákat a meghatározás céljaira kiválogatta és előkészítette.

IRODALMI ADATOK.

A mezőségi rétegek elnevezést 1883-ban Koch A. (1. p. 229.) vezette be az irodalomba s a rétegek korát felsőmediterránnak jelzi. Az eddigi irodalom a mezőségi rétegek foraminifera faunájáról a következőket mondja. E lerakódások, amelyek a sótelepeket is magukba zárják, »szerves maradványokban ha nem is meddők éppen, de igen szegények« (2. p. 78.). Különösen áll ez a medence belsejében fekvő agyagos, homokos lerakódásokra, míg a medence szegélyén, ahol a mezőségi rétegek legalsó dacittufa betelepüléseket tartalmazó tagja közé települő márgásabb rétegekben elég gyakori előfordulásúak a *Globigerina* — és mint vizsgálataim során kiderült — a *Candorbulina* nemzetségbe sorozott fajok.

A Mezőségen előforduló rétegekből először 1867-ben Reuss A. (3. p. 58.) említ foraminiferákat. Így a tordai József-kamara szennyezett sójából 2 darab *Polystomella crispa* L. és 3 darab *Truncatulina dutemplei*

d'Orb. (3. p. 58.)¹ és a marosújváriból (3. p. 59.) pedig 2 darab *Globigerina bulloides* d'Orb. és 3 darab *G. triloba* R s s. fajt említ. K o c h A. (4. p. 258.) 1874-ben a kolozsvárkönyeki mezősegi rétegek p e r e m i részéről sorolja fel a Békási-patak kékesszürke agyagjából a

Globigerina bulloides d'Orb.,

Nonionina communis d'Orb., és a

Rosalina viennensis d'Orb. (= *Rotalia beccarii* L.) igen gyéren előforduló és igen apró példányait.

A hójai kőbánya dacittufa felett fekvő agyag, agyagmárgájából (4. p. 259.)

Globigerina bilobata d'Orb., (igen gyakori),

G. bulloides d'Orb. (i. gy.),

G. quadrilobata d'Orb., (i. gy.),

Orbulina universa d'Orb., (i. gy.),

Nonionina communis d'Orb., (r.),

Rosalina viennensis d'Orb. (= *Rotalia beccarii* L.) (r.) és

Rosalina (= *Rotalia*) sp. fajokat sorolja fel, tehát, amint ezt 1880-ban M á r t o n f i L. (6. p. 8.) is megerősíti, hogy itt az úgynevezett globigerinás réteggel állunk szemben. M á r t o n f i (6. p. 7.) a K o c h féle Békás-patak faunáját kiegészíti a

Dentalina guttifera d'Orb.,

Anomalina badenensis d'Orb. (i. gy.),

A. variolata d'Orb. és néhány ?-re meghatározott sp.-sel. Ugyanitt a Felek oldalából említi

Orbulina universa d'Orb. és

Globigerina bulloides d'Orb. mellett

Uvigerina pygmaea d'Orb. fajt is.

A fent már említett hójai globigerinákban gazdag réteg faunája is bővül M á r t o n f i vizsgálatai nyomán, megjegyezve azt, hogy az iszapolási maradéknak 97—98%-a Globigerinákból áll.

M á r t o n f i (7. p. 266.) a Kiszamos-völgy azon területéről, amelyet nekem is alkalmam volt a helyszínen tanulmányozni így ír: »a kövületeknek még csak nyomát sem találhatni, 3-ik éve már, amióta számtalan iszapolási próbát tettem különböző helyekről hozott anyagokkal, minden eredmény nélkül.« Egyetlen kivétel e területről a désaknai Lajos-tárna sófedőjének tufa darabokat, meszes konkréciókat tartalmazó agyagja, melyből foraminiferát említ:

Orbulina universa d'Orb.,

Globigerina bulloides d'Orb.,

G. triloba R s s. és

G. quadrilobata d'Orb.

¹ Ezekről P o s e p n y (5. p. 500.) is megemlékezik.

Koch jelentései (1. p. 229—232 ; 8. p. 67 ; 9. p. 67 ; 10. p. 44.) szerint a mezőségi rétegek kora felsőmediterrán. Rétegeink, ahogy a medence szegélyrészein észlelhető, legalul dacittufapadokkal kezdődnek, melyben világosszürke globigerinás márgák települnek s ezek rendszert a *Globigerinák*hoz sorolt fajok tömeges előfordulásával tűnnek ki. E rétegek felett kékeszürke palás agyagok lesznek az uralkodók, homokos, homokköves betelepülésekkel. De ezek a rétegek már olyan meddők, hogy, amint Koch írja (1. p. 299.) »hetekig járhat-kelhet a geológ, míg valami kövületlelet akad.« A medence *belseje felé*, amint láttuk Mártonfinál is »számos helyről vett tályagpróbák kiiszapolása teljesen eredmény nélküli volt.«

Koch A. (11. p. 65—67.) 1892-ben járt Szamosújvár, Szentbenedek, Szásznyires és Bálványosvára környékén. Az iszapolási maradékok vizsgálata után itt is megemlíti, hogy : »a mezőségi tályagnak megszokott meddősége itt sem tagadja meg magát.«

Koch A. (12. p. 18.) Mezöpanit felső végéről említi a kékeszürke, palás, csillámos réteg iszapolási maradékából *Nodosaria* vagy *Dentalina* sp.-hez tartozó töredékeket, melyeknek közete szerinte mezőségi réteg lehet.¹ Marosvásárhelyről ugyanitt (p. 19.)

Globigerina bulloides d'Orb. és

Rosalina viennensis d'Orb. (= *Rotalia beccarii* L.) fajokat ; Kund felé vivő út téglavetőjéből egy-egy *Globigerina bulloides* ; Balásfalváról (p. 29.) már gazdagabb faunát sorol fel, mely faunát az Erdélyi-medence neogénjéről szóló monografiájában (13. p. 82.) közölt összehasonlító táblázatában is felsorolja. Koch e táblázatához hozzá kell fűznöm

1. csakis a Mezőség *peremi* részein² fekvő helyekről származó foraminiferákat ismertet, tehát a 42 fajt felsoroló³ táblázat 13 lelőhelye közül egyetlen egy sem esik a Mezőségnek belső részére, ami figyelembe veendő. Itt igen fontos megjegyezni ezenkívül még azt,

2. hogy a 13 lelőhely közül az utolsó 3 (Balásfalva, Sztrigy-Ohába és Szász-Orbó) foraminiferái elűtnek az előbbi 10 lelőhelyétől. Ezt észrevéve jobban utánanéztem s kitűnt, hogy a három lelőhelyet Koch a »felsőmediterrán tengerparti fáciese« között ismét felsorolja (13. p. 126—133.) Lapugy és Bujtural együtt, vagyis így parti fáciesű (tortonien korú) üledékeknek számítja. Ezzel azután lényegesen megfogytokzik a mezőségi rétegek foraminifera-faunája. Ugyanis elhagyva a három tortonienbe sorolható lelőhelyet, maradnak az alábbi mezőségi rétegekben eddig talált fajok Koch közölte sorrendben :

¹ A mezőségi rétegek összevont faunátáblázatából (18. p. 82.) a mezöpanit rovat teljesen *üres*.

² Nem tévesztendő össze az Erdélyi-medence peremével.

³ Ezek közül a *Truncatulina dutemplei* d'Orb. és a *Rosalina Dutemplei* d'Orb. fajok tulajdonképpen egy fajt jelentenek.

Globigerina bilobata d'Orb.
 » *regularis* d'Orb.
 » *bulloides* d'Orb.
 » *quadrilobata* d'Orb.
Orbulina universa d'Orb.
Nonionina communis d'Orb.
Globigerina triloba R s s.
Anomalina austriaca d'Orb.
 » *badenensis* d'Orb.
Dentalina guttifera d'Orb.
Rotalia soldanii d'Orb.
Triloculina sp.
Quinqueloculina sp..
Rosalina viennensis d'Orb.
Gaudryina siphonella (?) R s s.
Dentalina elegantissima d'Orb.
 » *adolphina* d'Orb.
Robulina similis d'Orb.
Anomalina variolata d'Orb.
Uvigerina pygmaea d'Orb.
Polystomella crispa L a m.
Truncatulina dutemplei d'Orb.

Az 1. és 2. alatt megjegyzettekén kívül kiemelendő, hogy K o c h táblázatának első három (pl. a kolozsvári Hója) lelőhelyről származó fajai a dacittufával váltakozó globigerinás márga faunáját képezik, mely réteg, mint K o c h (13. p. 83.) is megjegyzi, a mezőségi rétegek legalsó szintjében, a dacittufa (= dési tufa) rétegekkel együtt fordul elő s ezeket a globigerina-dús márgás lerakódásokat sem kartársaim, sem a magam gyűjtési anyagában a vizsgált terület *belső* részein nem sikerült megtalálnom. Ezenkívül az előbb elmondottakkal szorosan kapcsolódik az is, hogy B ö c k h H. (14. p. 11.) felsorolja a Mezőség *földgázt tartalmazó rétegeinek* tárgyalásakor K o c h táblázatában ismertetett összes, még az előbb említett partközeli (torton) helyek foraminifera génuszait, melyek mint írja, mély tengerre látszanak utalni. A mezőségi rétegeknek szerinte sekélytengeri képződése miatt azután felemlíti W a l t h e r J. (16. p. 209.) munkáját, ahol ezek a *génuszok* az angol folyók esztuáriumaiban is élnek. W a l t h e r maga is a sokat emlegetett brackvizű esztuáriumoknál csak másokra hivatkozik, így a leggazdagabb (100 fajú) Chester melletti Dee-re. Ennek faunáját pedig 1876-ban S i d d a l l (17. p. 37.) ismertette, kinek munkájából kitűnik, hogy a gyűjtési helyek (legtöbb minta homokból, hullámbarázdából való) közül a zsákszerű esztuárium mélyén fekvő Connah's Quay-i víz már kimondottan brack

s a tenger felé haladva, ettől 8 angol mérföldre eső mintavétel helyénél már határozottan sós, míg a többi helyen tengervízzel borított fenékről lettek gyűjtve a minták. Siddall megjegyzi még azt is, hogy Chesternél, — szóval benn a folyóban, az esztuárium belső partjától kb. 10 km-re — a dagály magas vízállásánál, különösen a tavaszi szökőáraknál nagyon gazdag a fauna. De kitér Siddall arra is, hogy sokszor igen aprók a brackvízi formák, a héjuk vékony, gyenge s gyakran hiányzik ebből a mész, különösen a *Miliolinák*-nál, mert a mész helyett kitines, vagy vörösesbarna, kovásnak látszó anyag képezi a héj alapanyagát.¹

A Dee esztuáriumának 100 fajból álló faunáját végigvizsgálva, arra az eredményre jutunk, hogy 66 faj található meg az összes mintavételi helyeken, de ebből 33 faj igen ritkán vagy csak mint fiatal héj fordul elő. A többi megjegyezni valónk még a következő lenne. Jellemző az esztuáriumra, hogy pl. a *Polystomella crispa* L., mely a brackvizekben gyakori és közönséges előfordulású faj, csakis az esztuárium utolsó két, a tengerhez közeleső helyén, ott ahol a víz már sós, *igen ritkán* fordul elő, míg a part felé eső brackvízű helyeken, — tehát ahol éppen adva vannak ezen elegyesvízi fajnak a megfelelő életkörülmények — teljesen hiányzik. Ugyancsak hasonló az eset az itt előforduló *Nonioninák*nál is, pedig ezek Walther J. (16. p. 209.) szerint azon 5 génuszhoz tartoznak, melyeknek fajai igen jól fejlődnek a félsósvizekben. De azt látjuk, hogy a Dee esztuáriumából ismertetett öt faj közül 4 ritkán vagy igen ritkán fordul elő, bár ezek közül 3 fajt az összes mintavétel helyén észlelték. Feltételezhető az árapály *besodró* erejének hatása az esztuárium faunáján, mert erre utal még az is, hogy a csepp, vagy zacskóalakú fajok (*Lagena*, *Polymorphina*, *Miliolina*, *Uvigerina*, *Bulimina*), melyek a tengerfenék iszapjába »bedugva« élnek, az összes megfigyelőhelyeken mindegyikük ritka, vagy gyakori előfordulásában került elő. Az ár ezeket a sekély tengerfenékről az iszappal, homokkal együtt felkavarva sodorja be napjában kétszer az esztuárium belső részeibe, sőt magába a Dee folyó medrébe is.

A tenger dagálya következtében a nehezebb sós tengervíz az esztuáriumban, de magában a folyómederben is ékszerűen a folyó édesvize alá hatol be Supan A. (18. p. 279.) szerint, úgyhogy a folyó vize órákig folyik visszafelé. Keller K. (19. p. 275.) pedig szintén megemlíti, hogy a dagály a szárazföld belseje felé, a mélységben tolja előre a sós vizet, a könnyebb édes folyóvíz pedig a felszínen áramlik végig és részben keveredik a kétféle víz. Mennél nagyobb a tengerjárás, annál jobban érvényesül a hatása.

¹ Vagyis a víz sótartalmának csökkenése a meszes héjat kiválasztó foraminiferáknál észrevehető, mivel a héjban a mész mindig kevesebb, míg végül vékony, kitines burokká lesz. A Déva-környéki sósmocsarakban élő foraminifera, az *Entzia tetrastomella* D a d a y héja is kitin.

A Dee igen sekély esztuáriumának hossza kb. 24, szélessége 6—9 km. Ebbe ömlik a 130 km hosszú folyó vize. A tenger dagálya pedig itt 7—8 m-es magasságú. Ha ezeket figyelembe vesszük, úgy elfogadhatjuk, hogy a tág és sekély esztuáriumba a naponta kétszer megismétlődő 7—8 m magasságú dagály a feneket felkavaró erővel fut be és úgy a bentonikus, mint pedig a tenger felszínén élő foraminiferákat sodorja magával. Ilyen helyeken nem is élhet olyan gazdag, sok fajból álló fauna, hiszen ezek a csendesebb vizeket kedvelik. De a brack faunák fajokban jóval szegényebbek, míg egyedszámban gazdagok. Mindezeket tekintve Böckh H. nem megfelelő példát hozott fel annakidején a kutatott mezőségi gáztartó rétegek foraminiferáira vonatkozóan. Mert a Mezőség gázos területéről, vagyis a *belső részekről* (tehát nem a szegélyről) úgy a felszíni kibukkanásokat, mint a fúrásokat tekintve tudomásom szerint eddig csak Papp K. (25. p. 313.) a nagysármási I. számú mélyfúrás 512. m mélységéből Schréter Zoltán dr. meghatározása alapján *Buliminus (= Bulimina) buchiana* d'Orb. faj egy példányát¹ és Vancea A. (21. p. 310.) a kissármási negyedik gázhorizont alatt fajfelsorolás nélkül említ foraminiferákat

SZTRATIGRÁFIAI RÉSZ.

Helyszíni rétegtani vizsgálataim kiterjeszkedtek Szamosújvár, Désakna, Dés vonalban fekvő területre, ettől K-re fekvő vidék Bandópatak és a Kiszamostól bezárt részére, valamint csoportosan tekintettük meg a Csicsóhagymási-patak által feltárt rétegsorozatot Felőr és Csicsóhagymás községek között. Ezenkívül hasonló céllal feldolgoztam Bandat H., Bánya J., Bartkó L., Méhes K., Reich L., Szalai T. és Wein Gy. kartársaimnak a Mezőség és Erdélynek egyéb különböző részeiről származó anyagát.

Megvizsgáltam még a foraminiferák összehasonlítása céljából volt professzorom, Papp K. (27. p. 245.)-nak az Intézet birtokában lévő kusmai, kimondott szarmata korra utaló makrofaunás rétegmintáit is. De vizsgálataim tárgyát képezték az Állami Földtani Intézet tulajdonában lévő s a mélyfúrási laboratórium raktárában elhelyezett régi Nagysármás I., Kissármás II. és Nagysármás III. számú 1908—1909-ben lemélyített fúrások bizonyos fokig ma már hiányos rétegminta sorozatai, melyeket annakidején Papp K. (24., 25) és Böhm F. (15.) ismertettek. Fontosnak tartottam, hogy a románok által előzőleg fúrt désaknai kisebb mélységű sókutató fúrásokat is megvizsgáljam, melyeket az Intézetem igazgatóságának kérésére a Pénzügyminiszterium XIV. főosztálya a legnagyobb készséggel átengedett s így ezek közül a VI.,

¹ Ezt az adatot említi Böhm F. (15. p. 42.) és Gái I. (22., 23.) is.

VII., VIII., IX. és X. számú fúrások végig magra fúrt rétegmintái vizsgálataim számára rendelkezésemre állottak. E fúrások rétegmintái jelenleg a mélyfúrási laboratóriumnak raktárában vannak elhelyezve. Désaknáról több más kutatófúrás anyagát is megkaptuk, de ez csupán só volt s ezenkívül, mint a kísérőlevélből is kitűnik (Földtani Intézet 195/1942. sz. ügyirat) fúrásszám és mélységek adatai nélküliek és az anyagon is azonnal látszott, hogy összekevert, idegen anyaggal szennyezett, használhatatlan tömeget képeztek.

Mindezekből is látható, hogy minden e területre vonatkozó ügy regionálisan, mint a fúrások által vertikálisan feltárt rétegminta anyagot igyekeztem foraminiferákra megvizsgálni, annál is inkább, mivel mint már jeleztem, Koch (II. p. 65.) és Mártonfi (7. p. 269.) éppen a vizsgált területem felszíni képződményeinek iszapolási maradákaiban foraminiferákat nem találtak. A fentemlített és a jelenleg folyamatban lévő kincstári gázkutató mélyfúrások rétegmintáinak vizsgálatával igyekeztem sztratigráfiai következtetéseket levonni, párhuzamosításokat eszközölni.

Vizsgálataim folyamán a következő rétegféleségek egymásutáni sorrendjét volt alkalmam megfigyelni:

1. *Burdigálien*: »hídalmási« rétegek.
2. *Középmiocén*:

A) *A mezősegi rétegeknek peremi vagy parti fáciese*:

- a) kongloremátum,
- b) homokos, laza, sárgásszürke és világoszöld dési tufák,
- c) globigerinás és candorbulinás tufás márgák (alsó rész),
- d) kősó,
- e) candorbulinás és globigerinás tufás márgák (felső rész), melyek
- f) szürkés dacittufa rétegek közé települ a csicsóhagymási
- g) partközeli, tortonfáciesű, kövületes, lithothamniumos, agyagos homok.
(Az idáig felsorolt rétegeket eddig csak a terület szegélyén észleltem.)

B) *A Mezőség nyiltabbvízi vagy medence fáciese*:

- h) anomalinás, palás, márgás agyagrétegek, palás, vékony lemezes, csillámos
- i) homokkő és dacittufa betelepülésekkel,
- j) anomalinamentes, gyér foraminifera faunájú, az előbbihez teljesen hasonló kifejlődésű palás rétegek,
- k) gyéresi dacittufa szintje, mely felett

3. Szarmata és pannon :

- l) márga, homok, homokkövek váltakozó rétegei települnek.
A szarmata üledékek főleg *otolithusokat*, míg a
m) pannonba sorolhatók csak *ostracodákat* zárnak magukba.
A két képződmény határán vagy ehhez közel, az úgynevezett
báznai tufa fekszik.

Ez a beosztás magán a Mezőségen kissé erőszakoltnak látszik, mert az 1. és A. jelzés alatt felsorolt rétegeink csakis a peremen fordulnak elő (de a területemen való fellépésük s kortáblázatba való beillesztésük miatt számolni kell velük), míg a többiek regionálisan nagy kiterjedésben találhatóak. A mellékelt térképvázlat tünteti fel a foraminiferás, ostracodás rétegeinket, megjegyezve azt, hogy a területen csak a fossziliás helyek vannak feltüntetve (néha összevonva az egymáshoz közelső s megegyező faunát tartalmazók). Ezenkívül a terület egy részéről még nincsenek vizsgálati adatok.

1. Burdigálien »hídalmási« rétegek.

Kochtól (13. p. 36.) említett dési Királyárkának bejáratánál a legelső részen világossárga, szürke és főleg kékesszürke palás márgás agyagrétegeket találtam, amelyektől felfelé homokos agyag és homokrétegek váltakozását figyeltem meg. Közel a rétegeink határát képező konglomerátum alatt, az agyagos rétegek sokszor ismétlődve váltakoznak homok rétegekkel s ezután már apró kavicsos homokréteg jelzi a konglomerátum közelségét, hogy reája települő sárgásszürke márgás agyag után be is fejeződjön a Királyárka »hídalmási«-rétegeknek sorozata.

Itt a rétegek iszapolási maradákaiból az alábbi szegény mikrofaunát sikerült meghatároznom :

- Bolivina punctata* d'Orb.,
Dentalina sp. töredéke,
Globigerina bulloides d'Orb.,
» *triloba* Rss.,
» *quadriloba* d'Orb.,
» sp.,
Orbulina universa d'Orb.

Ezek egy-két példányban kerültek elő a finomabbszemű agyagos üledékekből egy *szivacstű*, néhány *halpikkely* és *úszótüske* társaságában. Megjegyezni kívánom még azt, hogy itt közvetlenül a konglomerátum alatt fekvő sárgásszürke márgás agyagréteg a *Globotruncana stuarti* (De Lapp.) két példányát zárta magába, amely faj kétségtelenül a felső-

szenonra jellemző alak (29.) és természetesen másodlagos, besodort helyzetű forma. E fajnak néhány bemosott példányát másutt is megtaláltam, így pl. a Nyárádszereda IV. számú gázkutató kincstári mélyfúrásnak 217.80 m mélységtől kezdődő durvább homokos rétegeiben, Nyárádszereda III. számú fúrás 262.25, 265.90 és 354.90 m mélységben fekvő és az erdőszentgyörgyi II. számú fúrás 147.40 és 154.70 m-ben harántolt homokosabb márgás rétegeiben.

Másik lelőhelye az idesorozott rétegeknek (11. p. 73. és 13. p. 44., 98.) a Csicsóhagymási-pataknak feltárása. Itt én a falu alatt, az ároknak kettéágazásánál a szintén feltárt konglomerátum alatt sötétezzürke márgás agyagot találtam, melynek a feltárás szerinti alsó szintjében 3—5 cm vastagságú homokkő betelepüléseket figyeltem meg. Az innen származó rétegek iszapolási maradékaiban faunát nem találtam.

Harmadik előfordulása e rétegeknek a désaknai X. számú sókutató fúrás. Itt a szürkészöld dacittufa alatt fekvő konglomerátum rétegek után 122.30 m mélységtől kezdve egészen a 251.50 m-es talp-mélységig a »hídalmási« rétegekben járt a fúró. Kékesszürke csillámos, palás agyagmárgák ezek, megszakítva 244.50—247.00 m között szürke, csillámos puha homokkőrétegekkel. A csicsóhagymási viszonyokhoz hasonlóan a désaknai fúrásnak e 129 m vastagságban feltárt rétegeiből nem sikerült foraminiferát kimutatnom.

Reich L. (30. p. 38.) Kochhal egyezően a királyárkai ide sorozott rétegeket a dési tufával együtt burdigálien korúnak számítja, hogy, amint megjegyzi (30. p. 41.), bizonyos földtörténeti képnek megfelelő keretbe állíthassa be a só képződési idejét. Magam részéről ezzel szemben kénytelen vagyok ennek ellentmondani s a most *itt ismertetett három* előfordulás rétegeit az *igazi* hídalmási rétegeknél *fiatalabb* lerakódásként kezelni. A hídalmási rétegeknek — nem a kettősmezői foraminiferás agyag szintjeire gondolok, — felső részei is helyenkint érdekes foraminifera faunát zárnak magukba, amelyen bizonyos jellegzetesség domborodik ki. Ezt pedig egyik lelőhelyemen sem sikerült megtalálnom, mivel a három lelőhelyről származó rétegminták gyér faunájú, vagy éppen faunamentes üledékeknek bizonyultak.

A konglomerátum, amely majdnem mindenütt megtalálható, s így földtörténetileg, közetfaciológiailag jó határt képez, de a faunák mintha nem követnék teljesen ezt a beosztást. Mintha már előre megéreznék a petrográfiai változásokat, vagy mondhatjuk a kéregmozgásokat s már előbb változik az összetételük, előbb pusztulnak ki az eddig jellegzetes fajok, mint ahogy az a közettani változásból várható volna. Úgy látszik a foraminiferák a nagyobb mozgásokat megelőző, ezeket bevezető kis oszcillációkat már megérik. Bizonyos fokig ez érthető is, hiszen egy helyen az életkörülményekben beálló változás, amelyet a kéregmozgás idézett elő, megnyilvánul a fauna képen, összetételén. Bizonyos fajok

kipusztulnak, eltűnnek, egyesek megbirkóznak a megváltozott körülményekkel s tovább vegetálnak. A mozgások, — melyek eddig kisebbek, minimálisak voltak a közetfelhalmozódás szemszögéből tekintve, — tovább folytatódnak, sűrűbben jelentkeznek eredményük a közet kifejlődésén, de az élet, a fauna már előbb változott s nem találunk hasonló fajokat, fajtársaságokat a később lerakódó, egyező litológiai üledékekben sem. Nem találhatunk, mivel a gyökér elpusztult, bár az illető helyen az előbbi fauna tovább élhetett volna. A távolabbi kapcsolatok is, melyek a fauna felfrissítését, pótlását szolgálhatták volna elzáródtak, megszűntek. Vagy ha ez nem is áll fenn teljesen s a kapcsolatok még meg is voltak, de a gyorsabban változó, ingadozó fáciesek, nem engedhették a lassabb ütemben haladó bevándorlás révén az előbbi faunaképek újabb megjelenését, mondhatnók regenerálódását. Ezt könnyen el is képzelhetjük, ha figyelembe vesszük még azt is, hogy az előbbi lelőhelyeink az úgynevezett hídalmási rétegeknek ismert legkeletibb előfordulása.¹ Hasonlót figyeltem meg a kattien elején lerakódott üledékek vizsgálatánál is, melyre már több helyen (31, 32.) reámutattam.

2. Középmiocén.

A) A mezőségi rétegeknek peremi vagy parti fácies.

Az idesorozott rétegek bázisa a hídalmási rétegek felett fekvő 2—4 m vastagságú a) *konglomerátum*, melyet megtalálunk a Királyárokban, a Csicsóhagymási-patak zöldes tufái alatt s ezt tárta fel a désaknai X. számú fúrás is 117.50—121.50 m mélység között. Jókora, sokszor fej nagyságú kavicsai krétakorú homok- és mészkövekből, kárpáti homokkövekből, désaknai fúrásban a konglomerátum alsó részén sötétibolyaszínű andezittufából, stb. állanak.

Felette b) a *laza, homokos, sárgásszürke és világoszöldes finomszemű dacit-tufa* kemény rétegei települnek, amelyeket P o s e p n y (5. p. 486.) 1867-ben »dési tufának« nevezett el, K o c h (13. p. 55.) pedig a dacit-tufák legalsó, vagy főszintája néven ismertet. E tufarétegek mindig a mezőségi rétegek peremi részein találhatók. Dés környékén a régi kutatók közül P o s e p n y, K o c h, S z á d e c z k y Gy. munkáin kívül legújabbán R e i c h L. (30.) foglalkozik a tufákkal részletesen.

A tufák, a só és az efelett fekvő rétegek egymáshoz való viszonyát szépen tisztázták a désaknai fúrások. K o c h (20.) már 1874-ben sejteti, hogy a só fekéje Désaknán tufa lehet.² A tufarétegek sorozatából

¹ Az ezeknek megfelelő „hídalmási“ rétegek K-ebbre is előfordulnak a Nagyszamos és a Lápos folyók között, — mint azt az intézeti, 1943-ban végzett felvételek kimutatták — s faunájuk ugyancsak szegényes, ezekkel egyező vagy teljesen meddő.

² H a u e r és R i c h t h o f e n (65.) a kárpátaljai miocénkorinak tartja, hol a só a dacit-tufa között fordul elő.

Désről Koch A. (34. p. 333.), Szádeczky G., (28.) és Paucá M. (35) ismertettek halmaradványokat (*Smerdis, Lamna, Clupea*). De ezeknél a ritkán előforduló ősmaradványokon kívül, sokkal fontosabbak a tufarétegek között fekvő c) tufás, márgás lerakódások, amelyek a planktoni életmódot folytató *Globigerinák* és *Candorbulinák* mérhetetlen tömegét zárják magukba. Ezek a rétegek mindenütt előfordulnak a peremi helyzetű dési tufák padjai között s teljesen ismeretlenek a medence belsejében. Csupán a nagysármási I. számú mélyfúrás-rétegsorozatából említ Papp K. (26. p. 242.) 482 m mélységből globigerinás márgákat, melyek megfelelhetnek a már magasabb helyzetű széki-apahidai tufák globigerinás agyagjának. A nagysármási fúrásban viszont hiányoznak e rétegekkel együttjáró dacittufa rétegek, amiknek közelében jelennek meg. Ezt a tufahiányt az eruptciós centrumtól való nagyobb távolsággal magyarázhatjuk. A távolság folytán ide már nem jutott annyi tufaanyag, vagy ami kevés el is jutott az a tenger fenekén nem tudott az áramlások, uralkodó szél esetleges ellentétes iránya következtében a peremi vastagságnak megfelelően felhalmozódni. Feltételezhetjük, hogy hasonlóak az okok, — figyelembevéve a későbbi denudációt is — pl. a városligeti mélyfúrásokban, ahol a 18—20 km távolságban fekvő Szentendre-Visegrádi hegység tetemes vastagságú andezittufáiból semmit sem találunk a rétegek fúrásmintáinak sorozatában.

A zöldes dacittufákat, a globigerinás-candorbulinás alsó és felső rétegeket, a kősót és az ezt fedő szürke, durvább habitusú dacittufát s ennek fedőjét képező rétegeket jól tárták fel a désaknai fúrások, melyek így vertikális irányban a rétegeknek megbízható sorozatát adják. Ez pedig a felszíni feltárások elbírálásánál is értékes eredményeket szolgáltat.

A désaknai sókutató fúrások összehasonlító vizsgálatánál kitűnt, hogy két globigerinás — candorbulinás részlet van s mindegyikük még külön is több padból áll. E padokat rendszerint faunamentes tufás agyagos rétegek határolják. A két globigerinás — candorbulinás tufás agyagréteget pedig, amint a fúrások vizsgálatából kiderült, a d) kősó tömege választja szét az alsó és e) felső szintre. Ez a két szint csupán a désaknai fúrásokban (kivéve a VI. számút) észlelhető, mert pl. a Királyárokban, hol a sótest hiányzik a tufák között, három réteget találtam meg, melyek közül a legalsó itt nem sokkal a konglomerátum felett fekszik [Reich (30. p. 38.) szelvényének 3. számú rétege], míg a másik kettő közel egymáshoz, de már az árok magasan fekvő tufarétegei közé települ. Hasonlóan a Csicsóhagymási-patak feltárásában a tufák között szintén három rétegben volt megtalálható a *Globigerinák*, illetve *Candorbulinák* tömeges felhalmozódása. Másutt seholsem észleltem a vizsgált rétegmintáim között. Reich L. (30. p. 40) a királyárkaihoz hasonlóan említ a Királyárkától ÉK-re eső kozárvári Béla-

hegy (328 ♀) DK-i oldalának feltárásából, szintén a konglomerátumhoz közeleső ilyen globigerinás szintet, melynek anyagát megvizsgáltam s ez candorbulinásnak bizonyult. Másutt ezeket a rétegeket a vizsgált területen s kartársaim erdélyi anyagában eddig seholsem észleltem. Míg P á v a i V a j n a az Iza-völgyében Jódtól DK-re és Izakonyhától D-re a dacittufák közelében fekvő márgáiban találta nagy tömegét a *Globigerináknak*. Szerintem ezek a rétegek megfelelnek a kősó felett fekvő globigerinás szintnek. *Candorbulina universa* Jedl. fordul elő a dacittufa fedőjében Dragomérfalván a Valea Gromiler torkolatánál.

A globigerinás — candorbulinás rétegeket kettéosztó kősó a fúrásokban 42—96 m vastagságú. Ezek a fúrások 1939—40-ben a sötömzs D-i és K-i részein lettek telepítve s így nem adják a só maximális vastagságát. A régebben 1927—29-ben lemélyített fúrások közül a IV. számú 48.30 m mélységben érte el a sötömzs tetejét s 151.20 m talpmélységben még fehér sóban állt meg (37). K o c h A. (13. p. 70.) a désaknai sötömzsöt 160 m vastagnak mondja. A globigerinás — candorbulinás tufás márgarétegek különböző vastagságúak lehetnek. Legösszefüggőbbek a VII. számú fúrásban a só felett fekvő felső szintben, hol 143.00—157.50 m között mindegyik rétegmintában tömegével figyelhettem meg e két nemzetségbe tartozó fajokat. Míg a só alatti alsó szintjük a X. számú fúrásban 73.00—82.70 m között volt a legvastagabb. A többi fúrásban átlag kétméteresek s megszakítottak, gyérebb, hasonló faunájú rétegekkel. Megjegyzendő még, hogy a rétegek között egyikben a *Globigerinák* tömege az uralkodó, míg a közvetlenül felette fekvő hasonló réteg már a *Candorbulinák* hihetetlen mennyiségét zárja magába, de tömegesen egy rétegben mindig csak az egyik féleség fordul elő.

Az irodalom is említi ezeket a rétegeket, csupán azzal a különbséggel, hogy a *Candorbulinákat*, mely nemzetséget Jedlitschka (36. p. 17.) 1933-ban állította fel, még nem különböztették meg a *Globigerináktól*.¹ Így bár ezideig nem vizsgáltam meg a kolozsvári Hója és La Gloduri (13. p. 82.) *Orbulina universa* és *Globigerina bilobata* igen gyakori előfor-

¹ Véleményem szerint a Jedlitschka-féle *Candeina biloba* és *triloba* fajok is inkább a *Candorbulinákhoz* sorozandók. Ugyanis pl. a *biloba* és *triloba* között (36. p. 24.) a kamraképződés eléggé bizonytalan kifejlődése, néha szinte csak egy lapos *púp*, vagy nyílásos varratvonallal körülvelt dudor már a másik genuszhoz, a *Candeinához* való sorolást jelentené. Észrevettem, hiszen tömegesen állt rendelkezésemre ezekből vizsgálati anyag, hogy pl. a *biloba* kétkamrás formáján nemcsak a varrat körül voltak nyílások, hanem az egyik kamrán is megfigyelhettem a *Candorbulina universa* néha szabálytalan vonalban fellépő nyílás pórusait. *Candeinákhoz* való besorozás ellen szól még az is, hogy a *Candeinák* varratai erősebb, határozottabb befűződések, mint amilyeneket itt láthatunk s a *Candeinák* ezekben ülő nyílásai aránylag nagyobbak és szabályosabb közökben lépnek fel.

dulású lelőhelyeit, mégis azt hiszem, ezek a fajok legalább is részben a fentemlített *Candorbulina universa* formával azonosak, tekintve azt, hogy a hójai rétegek települési viszonyai (10 m vastagságban dacittufákkal váltakozó globigerinás márga) megegyezők a vizsgált területemen észlelt adatokkal. Szentes F. izavölgyi anyagának mikropaleontológiai vizsgálatánál szintén észleltem ilyen globigerinás rétegeket, melyek a dacittufákkal kapcsolatban fordulnak elő. De ehhez hasonló előfordulást említ Aradi V. (38. p. 704.) is. Aradi a romániai campinai petróleumzóna földtani viszonyainak tárgyalásánál fehéres globigerinás márga és dacittufa váltakozásokat említ, melyek szerinte úgy sztratigráfiai, paleontológiai, mint közettani tekintetben teljesen egyezők a mezőségi hasonló rétegekkel. Aradi ugyanitt megjegyzi még az *Orbulina universa* nagy mennyiségben való előfordulását is a globigerinás márgákban. A fent már említett alapon szerintem ezek is *Candorbulina universa* (Jedl.) tömeges előfordulású egyedei lehetnek.

Visszatérve az irodalomban szétszórva található adatokra és vizsgálataim eredményeit tekintetbe véve, megállapíthatjuk, hogy ezek a globigerina-candorbulinadús márgás rétegeink mindig a dési dacittufákkal váltakozó rétegződést alkotnak, melyet magam is megfigyelhettem úgy a désaknai fúrások rétegmintáinak vizsgálatánál, mint a Királyárka, vagy Csicsóhagymás-patakának feltárásaiban előforduló idesorozható rétegeknél. Koch A. pedig így ír a hójai előfordulásról (4. p. 259.): Hóján a tufa és agyagmárga váltakozó rétegei Globigerina dúsak. Ugyanerről még részletesebben ír Szádeczky Gy. (39. p. 10.) is a hójai feltárás ismertetésénél. Több helyen Koch (8. p. 67., 13. p. 53.) megjegyzi, hogy a dacittufa rétegek mindenütt globigerinás márgával váltakoznak. Majd másutt (1. p. 232.) a geográfiai helyzetükről szólva említi, hogy úgylátszik csakis a medence széle felé a dacittufa társaságában fordulnak elő. Ezeket a tufákat produkáló vulkánok (40. p. 10.) pedig »sorban Kolozsvár vidékén keresztül az erdélyi egész nyugati szegélye mentében kelle működniök a neogén korszakban«, majd ugyanitt odább párhuzamosítja is a foraminiferás rétege alapján e tufákat. Korukra vonatkozólag eleinte (4. p. 259., 1. p. 232.) a hójai globigerinás rétegeket a bádeni agyaggal mondja párhuzamosíthatónak, később (10. p. 44 és 13. p. 53.) ezeket, mint a hídalmási rétegeken fekvő s a dacittufák kíséretében megjelenő lerakódásokat a mezőségi rétegsorozat legalsó szintjébe helyezi.

Mártonfi L. (6. p. 8.) szerint ezen rétegeknek iszapolási maradványa 97—98%-ban tartalmaz *Globigerinákat*, mely adatot Koch (13. p. 84.) is átveszi. Szádeczky Gy. (39. p. 38.) megjegyzi, hogy a kolozsvári Vadasrét árkából származó tufarétegek között fekvő globigerinás tufás márgában csak $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{10}$ rész a tufás anyag, többi rész jómegtartású *Globigerina* héj. Vizsgálatokat végeztem a bükkszékihez

hasonlóan (56. p. 347.) az ilyen rétegek foraminifera bőségére s a következő adatokat kaptam. A désaknai VIII. számú fúrás 100·90—103·40 m közötti globigerinás réteg 100 gr kőzetanyagából iszapolás után 10 gr maradt vissza, ennek 0·1 gr-jában 31600 apró (0·2 mm átlagos átmérőjű) *Globigerina* héjat számoltam meg, ami 1 m³-re átszámítva (a kőzet fajsúlya Nagy Emöke mérései alapján 2·69) 7·5 milliárd héjacskát jelent. *Candorbulinás* réteget is megvizsgáltam ilyen célból a désaknai VII. számú fúrás 153·30—154·30 m-éből. Itt a 2·71 fajsúlyú kőzet 100 gr-jából az iszapolás után 6·0 gr maradt vissza s 0·1 gr iszapolási maradékban 4230 drb 0·45 mm átlagos átmérőjű héjat számoltam meg. Ez pedig 1 m³-re átszámolva majdnem 6·9 milliárd héjat jelent. Ez utóbbi rétegben olyan a *Candorbulinák* előfordulása, hogy az iszapolási maradék teljesen ezeknek a héjaiból áll s egy homokszem, vagy egyéb ásványi eredetű anyag sem található köztük. A foraminiferadús tufás agyagok mésztartalma (pl. a Királyárok ilyen rétegénél 53·34%) a beljük zárt töméntelen héjacskának köszönhető.

Itt kell megjegyezni, hogy a só feletti globigerinadús rétegeknek (melyek a só felett is előforduló candorbulinás lerakódásokon fekszenek) a désaknai VII., VIII. és IX. számú fúrásokban egy érdekes, az eddig s az ezután sorra kerülő rétegek foraminiferafaunájától eltérő fajokból álló rétegződést találtam. Itt a *Cyclammina emaciata* Brady és a *Quinqueloculina akneriana* D'Orb.-hoz leginkább hasonló, valamint a *Milolinák*hoz tartozó, esetleg új alakot figyeltem meg. Ez utóbbi előfordulása nem ritka s a már előbb említett fajokkal igen élesen elválik úgy az alatta, mint a felette fekvő rétegek faunájától. Hasonló korú *Cyclammina emaciatás* előfordulást találtam Kárpátalján is a Tarac völgyéből származó rétegek iszapolási maradékaiban. E lerakódásoknak a fúrásokban feltárt vastagsága 1—3 m lehet s azt hiszem, megegyezhet a kolozsvári Békás-patak először Mártonfi tól ismertetett azon rétegével, amelyből *Triloculina* sp. és *Quinqueloculina* sp.-ek gyakori előfordulását említi a globigerinás márgákban (6. p. 6.).

A globigerinás-candorbulinás rétegek felső részlete felett, mint az a désaknai VI. számú vagy pedig e foraminiferadús rétegekben magában (VII. és X. számú fúrások)

f) *szürke, durvább habitusú dacittufa* 2—3 méter vastagságú kemény rétegei települnek. (E tufarétegek felett, mint a désaknai fúrások vizsgálatánál kitűnt, már az úgynevezett anomalinas lerakódások fekszenek, s ezeket a medence fáciensei között ismertetem.)

A globigerinás-candorbulinás rétegeink mikrofaunáját, — melyeket a felszíni kibukkanásokból a dési Királyárka, a kozárvári Béla-hegy, a Csicsóhagymási-patak (= Valea Lunga) medréből s a désaknai fúrásokból a sótól már említett két részletre osztva tanulmányozhattam, — a következő táblázat ismerteti:

Faj neve	Király- árka	Kozár- vár	Csicsó- hagy- más	Désaknai fúrások	
				alsó rész	felső rész
<i>Rhabdammina abyssorum</i> M. Sars.	+		+	+	+
<i>Spiroloculina tenuis</i> Czjz.	+		+		
<i>Cornuspira</i> sp.	+				
<i>Robulus</i> sp.	+				
<i>Planularia</i> sp.	+				
<i>Dentalina</i> sp.				+	
<i>Nodosaria exilis</i> Neug.				+	
<i>Glandulina laevigata</i> d'Orb.				+	
<i>Nonion umbilicatum</i> (Montagu)	+				+
<i>Discorbis rosacea</i> (d'Orb.)			+		
<i>Rotalia beccarii</i> (L.)	+				
<i>Cancris haueri</i> (d'Orb.)				+	
<i>Pullenia sphaeroides</i> d'Orb.				+	
<i>Sphaeroidina bulloides</i> d'Orb.				+	
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	gy.	+	gy.	tő.	i. gy.
» <i>triloba</i> Rss.	+	n. r.	+	n. r.	+
» <i>quadriloba</i> d'Orb.	+		+	+	+
» sp.				+	
<i>Orbulina universon</i> d'Orb.	+				
<i>Candorbulina universon</i> Jedl.	gy.	i. gy.	gy.	gy.	tő.
» <i>biloba</i> Jedl.	+	gy.	+	gy.	+
» <i>triloba</i> Jedl.	tő.	+	tő.	gy.	tő.
<i>Cibicides lobatulus</i> (W. J.)	+				
» <i>ungarianus</i> (d'Orb.)	+			+	
<i>Spongiatü</i>			+	+	
<i>Spatangidatüske</i>	+		+	+	+
<i>Csiga</i> (embrionális)					+
<i>Halpikkely</i>					+
<i>Halúszótüske</i>					+

Megjegyzem, igen érdekes az egyes rétegekben, különösen ahol tömeges előfordulású a *Candorbulina triloba* Jedl. faj jól fejlett példányai, akár a felszíni rétegekben, akár a désaknai fúrásokban (pl. VII. sz. 262—264 m.-ben), majdnem mind laposra vannak összenyomva, mely jelenség Szentes Ferenc izavölgyi, hasonló helyzetű rétegeiből előkerült *Globigerináknál* is előfordul.

A fentebb külön megemlített s a Békás-patakival összehasonlított rétegekben nincsen meg az *Anomalina badenensis* d'Orb., a Békás-patak-ból említett apró példányokban igen gyakori előfordulása. Viszont a só alatti globigerinás márgában a désaknai IX. és X. számú fúrásokban a Békás-patak apró alakú fajokban bővelkedő rétegéhez hasonló kifejlő-

dést, melyet a Csicsóhagymási-patakban is sikerült az ottani dési tufasorozat felső részében megtalálnom. E két — a sótest feletti e_1 *miliolinás* és a só alatti c_1 *anomalinás*, apró alakokat magába záró — rétegfauunája mintha együttesen a Mártonfi-féle Békás-pataki faunával volna egyező. Érdeemesnek tartottam erre az egyébként vékony *betelepüléseket* képező rétegek faunájára is felhívni a figyelmet, már csak azért is, mivel alakjai egyedülállóak a globigerinés, candorbulinás rétegeknek nagy formákat, fajok tekintetében más és annyira eltérő alakokat tartalmazó rétegeihez viszonyítva.

Az *Anomalinák* pedig itt lépnek fel, hogy azután, mint majd alább látni fogjuk, egészen jellegzetesek legyenek a mezőségi rétegekre.

A két vékony betelepülés faunáját, a mellékelt kis táblázat mutatja, összehasonlítva Mártonfi Békás-patakból ismertetett faunájával:

Faj neve	c_1		e_1	Békás-patak
	Désaknai fúrások	Csicsóhagymás		
<i>Rhabdammina abyssorum</i> M. Sars.	+		+	
<i>Cyclammina emaciata</i> (Bradly)	+		+	
<i>Quinqueloculina akneriana</i> d'Orb.			+	
» sp. (összenyomottak)				sp.
<i>Miliolina</i> n. sp. (?)			+	sp.
<i>Biloculina</i> sp. (összenyomottak)			+	
<i>Glandulina</i> sp.			+	
<i>Lagena hexagona</i> Will.			+	
<i>Nonion umbilicatum</i> (Montagu)		+		
<i>Bulimina aculeata</i> d'Orb.			+	
<i>Discorbis roseacea</i> d'Orb.		+		
<i>Sphaeroidina bulloides</i> d'Orb.		+		
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	tö.	gy.	tö.	n. r.
» <i>triloba</i> Rss.	+	+	+	
<i>Orbulina universa</i> d'Orb.				n. r.
<i>Anomalina badenensis</i> d'Orb.	i. gy.	i. gy.		i. gy.
<i>Cibicides ungerianus</i> d'Orb.	+	+		
<i>Spatangidatüske</i>		+	+	
<i>Otolithus</i>			+	
<i>Halúszótüske</i>			+	

Azt hiszem, hogy itt is az *Orbulina universa* d'Orb. faj megegyező lehet a *Candorbulina universa* Jedl. fajával. Mártonfi a Békás-patakból a *Dentalina guttifera* d'Orb. és *Nonionina communis* d'Orb. fajokon kívül megemlít még néhány ? sp.-re meghatározott fajt is.

Most pedig itt említhetjük meg azt az érdekes lerakódást, melyet a g) Csicsóhagymási-patak feltárásának *partközeli, tortonfáciesű, kővületes, lithothamniumos, agyagos* homok rétege képvisel.

Koch A. (11. p. 72.) írja, hogy a Mezőség kövületekben meddő rétegei között, »a geológusra nézve valódi oázisnak tekintendő« a Csicsó-hagymási-patak feltárása. Ugyanis e tortonienbe sorozható réteg itt makrofaunisztikailag is jól kimutatható s Koch (13. p. 85.) e réteget, mint a felsőmediterrán emelet tengerparti fáciesét említi. Nekem is alkalmam volt B a n d a t, M é h e s, R e i c h és W e i n kartársaimmal együtt ezt az előfordulást egy rövid kirándulás keretében tanulmányozni. De foraminifera vizsgálatok céljából kaptam még tortonienhez tartozó rétegmintákat Reich L. a Csicsó-hagymási-pataktól Ny-ra emelkedő La Poeni (380Δ) oldaláról, valamint B á n y a i J. homoródkeményfalvai Alsó- és Felsőmészpatakból származó gyűjtéséből is.

A csicsó-hagymási kövületes réteg, melynek szelvényét is közli Koch (13. p. 97.), sötétszürke, lithothamniumos, márgás, apró kavicsos homok a dési tufa fölé települ s felette laza homokkő fekszik, mely mintha kissé tufás lenne. Rétegünkben igen gyakoriak a sokszor ökolnagságot is elérő *lithothamnium* gumók és az *ostrea* cserepek. *Molluskumfaunáját* P á v a i V a j n a E. (47.) és Koch A. (48. p. 57.), *ostracodáit* (49. p. 156.) és *bryozoáit* (50. p. 152. és 259.) H é j j a s I., *foraminiferáit* M á r t o n f i (7. p. 268.) ismertették. Ezeket a faunákat Koch A. (13. p. 100—134.) táblázataiban természetesen felsorolja.

A rétegből a feltűnő *lithothamniumokon*, *ostreákon* kívül a túskebőrűekhez tartozó kis *Fibularia* sp. egy példányát, valamint egy *chara* magocskát sikerült kimutatnom. Az innen előkerült foraminiferák száma pedig jóval felülmúlja M á r t o n f i 15 fajból álló faunáját.

Összehasonlítva a mellékelt táblázat szemlélteti a vizsgált tortonienkorú rétegek foraminifera faunáját.

F a j n e v e	Csicsó-hagymási patak	La Poeni	Homoródkeményfalva
<i>Spiroplectammina</i> sp.	+		
<i>Textularia carinata</i> d'O r b.*	+	+	+
» <i>deperdita</i> d'O r b.	+		
» <i>mariae</i> d'O r b.	+	+	+
» <i>abbreviata</i> d'O r b.	+	+	+
» <i>subangulata</i> d'O r b.	+		
<i>Bigenerina nodosaria</i> (d'O r b.)	+		
<i>Listerella communis</i> d'O r b.	+		+
<i>Quinqueloculina akneriana</i> d'O r b.	+	+	
» <i>badenensis</i> d'O r b.	+		
» <i>ungeriana</i> d'O r b.	+		

*-gal jelölt fajokat Mártonfi is megemlíti.

Faj neve	Csicsó- hagymási patak	La Poeni	Homoród- kemény- falva
<i>Triloculina tricarinata</i> d'Orb.	+		+
<i>Spiroloculina tenuis</i> Czjz.			+
<i>Dentalina filiformis</i> d'Orb.			+
» <i>consobrina</i> d'Orb.			+
» <i>pauperata</i> d'Orb.	+		
<i>Nodosaria exilis</i> Neug.			+
<i>Glandulina laevigata</i> d'Orb.	+		+
<i>Globulina gibba</i> d'Orb.	+		+
» <i>spinosa</i> d'Orb.	+		
<i>Guttulina sororia</i> (Rss.)	+		
<i>Nonion commune</i> (d'Orb.)*	+		+
» <i>granosum</i> (d'Orb.)	+		
» <i>umbilicatum</i> (Montagu)	+	+	+
» <i>soldanii</i> (d'Orb.)	+	+	+
<i>Elphidium macellum</i> (F. M.)	+	+	+
» <i>rugosum</i> (d'Orb.)	+	+	+
» <i>aculeatum</i> (d'Orb.)	+		
» <i>crispum</i> (L.)*	+	+	+
<i>Polystomellina discorbinoides</i> Yabe-Hanzawa	+		
<i>Heterostegina costata</i> d'Orb.*	+	+	+
<i>Dendritina elegans</i> d'Orb.*	+		
» <i>hauerii</i> d'Orb.	+	+	
<i>Amphimorphina hauerina</i> Neug.	+		
<i>Borelis melo</i> (d'Orb.)	+		
» <i>hauerii</i> (d'Orb.)*	+	+	
<i>Bulimina pyrula</i> d'Orb.	+		
» <i>pupoides</i> d'Orb.	+		+
» <i>elongata</i> d'Orb.	+	+	
» <i>elegans</i> d'Orb.	+		
» <i>inflata</i> Seguenza.	+		
» <i>buchiana</i> d'Orb.	+		
<i>Virgulina schreibersiana</i> Czjz.	+		+
<i>Bolivina punctata</i> d'Orb.			+
<i>Uvigerina canariensis</i> d'Orb.	+		
» <i>pygmaea</i> d'Orb.*	+		+
» <i>brunnensis</i> Karr.	+	+	
» <i>asperula</i> Czjz.	+	+	
<i>Discorbis rosacea</i> (d'Orb.)	+	+	+
<i>Gyroidina soldanii</i> d'Orb.			+
<i>Eponides haidingeri</i> (d'Orb.)	+		
» <i>schreibersii</i> (d'Orb.)	+		
» (?) <i>boueanus</i> (d'Orb.)	+		

*-gal jelölt fajokat Mártonfi is megemlíti.

Faj neve	Csicsó- hagymási patak	La Poeni	Homoród- kemény- falva
<i>Rotalia beccarii</i> (L.)	+	+	+
» <i>calcar</i> (d'Orb.)			+
<i>Siphonina reticulata</i> Czjz.			+
<i>Cancris auriculus</i> (F. M.)	+		
» <i>brongniarti</i> (d'Orb.)	+		
<i>Amphistegina hauerina</i> d'Orb.*	+	+	+
<i>Ceratobulimina contraria</i> (Rss.)	+		
<i>Cassidulina subglobosa</i> Brady			+
<i>Chilostomella ovoidea</i> Rss.			+
<i>Pullenia sphaeroides</i> d'Orb.	+		
<i>Sphaeroidina bulloides</i> d'Orb.	+	+	+
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	+	+	+
» <i>triloba</i> Rss.*	+	+	+
» <i>bilobata</i> d'Orb.			+
<i>Orbulina universa</i> d'Orb.*	+	+	
<i>Candorbulina universa</i> Jedl.	+		
<i>Anomalina grosserugosa</i> Gümb.		+	
<i>Cibicides lobatulus</i> (F. M.)	+		+
» <i>ungerianus</i> (d'Orb.)	+		+
» <i>dutemplei</i> (d'Orb.)	+		+
<i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'Orb.	+		
<i>Szivacstű</i>	+		+
<i>Spatangidatüske</i>	+	+	+
<i>Bryozoa</i>	+	+	+
<i>Otolithus</i>			+
<i>Ostracoda</i>	+		

Itt jegyzem meg, hogy Mártonfi (7. p. 268.) Csicsóhagymásról d'Orbignynek a Bécsi-medencéből Nussdorfról leírt *Nummulina radiata* fajtát említi. E faj nem tipos *Nummulina*, amit bizonyítanak a kutatók eltérő véleményei. Így d'Archiac és Haime *Amphisteginának*, Eichwald *Lenticulinának*, Chapman egyesíti a *N. cumingi*vel, melyet Cushmanék *Operculinellának*, Thalmann pedig a Brady monografiája nomenklaturájának harmadik részében (Ecl. Helv. 1937.) *Verbeekiának* említi. Valószínű, hogy Mártonfi itt egy *Amphisteginát* határozott e fajra.

A csicsóhagymási foraminifera faunám 61 faja, ha nem is éri el az igen gazdag s több kutató összesített (13. p. 126.) lapugyi 244, bujturi 148, Karrer (51.) kosteji 266 Franzénau (52.) letkési 106. Majzon (53.) nógrádszakáli 91 fajból álló faunáit, mégis különösen

*-gal jelölt fajokat Mártonfi is megemlíti.

jellegzetes alakjaival méltóan sorakozik ezek mellé. Leggyakoribb előfordulásúaknak észleltem itt az *Uvigerinákat*, *Alveolinákat* s a *Textuláriák* közül különösen a *mariae* s az *Elphidium crispum* (L.) fajokat. Míg a többi fajok meglehetősen egyforma egyedszámmal vannak képviselve, kivéve néhány (pl. *Bigenerina nodosaria* d'Orb., *Polystomellina discorbinoidea* Y a b e—H a n z a v a) fajt, mely ritka előfordulású Csicsó-hagymáson.

B á n y a i J á n o s gyűjtéséből származó homoródkéményfalvai Alsómészpatak medréből származó két kékesszürke, kissé kavicsos, homokos agyagból igen érdekes formák is előkerültek a tortonra jellemző alakok mellett. Így a szenonban élt *Globotruncana stuarti* (De L a p p.) 3 kopott példányát és az idősebb oligocén *Clavulinoides szabói* (H a n t k.) 1, *Haplophragmoides latidorsatus* (B o r n.), valamint a *Vulvulina sublabelliformis* (H a n t k.) 2 bemosott példányát találtam meg e tortonien korú réteg iszapolási maradékában. A bemosott *Globotruncanák* — mint azt már megfigyeltem, a felszíni és mélyfúrásokból előkerülő rétegeknél, hol szintén előfordulnak — rendszerint durvább, homokos, apró kavicsos üledékekben található. Tehát mikor a part közelebb volt, — mely part e foraminiferák után ítélve szenon és oligocén rétegződésekből lehetett felépítve — a behordás nagyobb ereje szállította e helyekre a héjakat, vagy a héjakat tartalmazó kőzetdarabokat. K o c h A. (11. p. 71.) egyes más esetekre vonatkoztatva a jég szállítókéességét emlegeti. De feltételezhető, mint pl. Homoródkéményfalvánál, hogy tektonikai tényezők folytán kerülhettek a fiatalabb rétegződésbe ezek a jóval idősebb fajok. Megjegyzem még azt is, hogy a *Clavulinoides szabóinak* ez az első — bár másodlagos helyzetű — erdélyi előfordulása.

E rétegekkel azután le is zárhatjuk azt a rétegsorozatot, amelyet a területnek csakis az ÉNy-i részein sikerült megtalálnom s amelynek rétegei a medence belső részein a felszínen teljesen hiányoznak. Mélyfúrásainkkal sem sikerült még elérni ezeket az üledékeket, kivéve, mint már fentebb említettem, a nagysármási I. számú kutató mélyfúrás 482 m mélységben harántolta a széki-apahidai tufák globigerinás márgáit.

B) *A Mezőség nyiltabbvízi, vagy medence fáciese.*

Az ide sorozott rétegféleségeket, melyek már nagyobb kiterjedésű területet borítanak Déstől DK-i irányban látjuk kifejlődni. Az Egyesült-Szamos sarkától nagyobb háromszög alakú területet fednek el, melynek a vizsgált területemen a K-i határa a Mikola, Ördögösfüzes, Bátor-tól D-re eső rész, Csaba és Bődön át húzott vonal. Az itt található s ide sorozható rétegek h) *kékesszürkés, szürkés palás-márgás, agyagos rétegeiben* leginkább az *Anomalina* nemzetséghez tartozó fajokat találjuk meg kisebb-nagyobb példányszámban. Faunája egyébként szegény s csupán

az *Anomalinák* előfordulása ad valami jelleget rétegünknek. Ugyan-ezeket sikerült még kimutatnom Szalai T. területéről, Fehéregyház, Szászpéntek, Felfalu és Marosvécs környékéről is, valamint Bartkó L. Korondfürdő vidékéről gyűjtött rétegmintában is

A rétegek faunája a következő:

Spiroloculina tenuis Czjz.

Dentalina guttifera d'Orb.

Elphidium rugosum (d'Orb.)

Bulimina pupoides d'Orb.

» *aculeata* d'Orb.

» *inflata* Seguenza

Globigerina bulloides d'Orb

» *triloba* Rss.

» sp.

Anomalina badenensis d'Orb.

» *simplex* d'Orb.

» *variolata* d'Orb

Cibicides lobatulus (W.—J.)

szivacsú

spatangidatúske.

Ezenkívül a csabaújfalui Dosul Rituluion mélyesztett 6. számú aknából származó rétegminta anyagának iszapolási maradékában egy *Globotruncana stuarti* (DeLapp.) szenonra jellemző bemosott példányát találtam. Egyébként a fajok csupán 1—2 példányban fordulnak elő. Kivételt az *Anomalinák* képezik, amelyek a következő helyeken nem ritka előfordulásúak: Szamosújvárnémetitől D-re eső 259 magassági pontnál futó patak medrének kéesszürke márgás agyagja; Bátónál a Barbat-hegy ÉNy-i oldalán lévő nagy feltárás alsó részének hasonló habitusú rétege; bálványosvárjai Gyapalbükk DK-i részéről futó patak felső kettéágazásánál és a csabaújfalui Rossz-patakon túl fekvő 305 magassági ponttól É-ra húzódó árok felső szakaszának sötétszürke márgás agyagja. Ezekben a rétegekben azután sok az *Anomalinák* között a különböző abnormalis kifejlődésű héj is. Az ide sorolt rétegek közé települt *i) homokköves, homokos, dacittufa* rétegek foraminiferákat nem tartalmaztak. Az ide tartozó dacittufák legszebben tanulmányozhatók Bálványosvárja, Málom, majd Ny-abbra Szék és Apahida környékén.

Szerintem a Szamosújvár melletti Kérőnél kibukkanó dacittufa rétegek is ide tartoznak, melynek dacittufakonkrécióival Berwerth F. (43.), Mügge O. (44.) és Koch A. (13. p. 61.) foglalkoztak. A konkrécióknak szerkezetéből már Mügge organikus maradványokra,

nevezetesen foraminiferákra következtetett s Koch az innen származó anyag vékonycsiszolatában talált is két foraminiferát.

A fentebb ismertetett anomalinás rétegeket találtam a désaknai VI. számú fúrásban 47'60 m, a VII. számúban 123'70 m és a VIII. számúban pedig 92'50 m mélységig a sófeletti tufa és a globigerinadús lerakódások fedőjében

Ugyancsak az egyes kincstári gázkutató mélyfúrásainknak felső rétegeiben megtalálhatók az *Anomalinák*. Így a Vasasszentgothárd I. számúban 38'60—376'60 m-ig és a Vasasszentgothárd II. számúban 72'80—398'80 m közötti szakaszon. Az erdőszentgyörgyi III. számú fúrás pedig 951'00 m mélységben érte el ezeket a rétegeket s az 1312'00 m-es talpmélységig haladt benne.

A mezőségihez hasonló anomalinás előfordulásokat észleltem Jaskó S.-nak (45. p. 20.) a Nagybányai medence — szerinte még kattiennek számított — rétegeiben és Szentes F.-nek (46.) kárpátaljai Huszti-patak medréből és az Iza völgyéből előkerült mintáiban. Mindkét helyen gyakoribb megjelenésűek ezek a fajok.

Az *Anomalinák*kat tartalmazó rétegek között, de főleg fölött előfordulnak *j*) egyes még hasonló petrográfiai kifejlődésű rétegek, Mikola és Szamosújvárnémétinél, valamint Kötke és Aranyosszentmiklós között, amelyekben az *Anomalinák* hiányoznak s az összesített faunájuk az alábbi néhány fajból áll csupán :

Nodosaria sp

Robulus inornatus (d'Orb.)

Nonion depressulum (W.—J.)

Elphidium rugosum (d'Orb.)

Bulimina aculeata d'Orb.

» *elongata* d'Orb.

Sphaeroidina bulloides d'Orb.

Globigerina bulloides d'Orb.

» *triloba* R s s.

» sp.

Orbulina universa d'Orb.

Rotalia beccarii (L.)

Cibicides sp

Az anomalina-mentes rétegek felett a *k*) »gyéresi« tufa nagyon változatos megjelenésű szintje fekszik. E lerakódás 0'8—3'0 m. vastagságban kifejlődött padjai között találunk szürkésfehér, laza, kaolinosodott változattól kezdve az igen kemény tufás homokkőig való átmeneteket. A mezőgyéresi tufa képezi Jekelius és Mrazec (54.) szerint a határt a felsőmediterrán és a szarmata rétegei között. Az ide sorozott tufák rétegei között faunát nem találtam.

3. Szarmata és pannon.

Szürkésbarna márgás agyag, homok és homokkő, rétegek váltakozása tartozik ide (1), melyek Buza, Noszoly, Kékes, Szépkenyerüszentmárton, Dellőapáti és Veresegyháza környékén a gyéresi tufa felett fekszenek a dombok magasabb részein. De megtalálhatók a lerakódások K-ebbre eső területeken is. Az agyagmárgák iszapolási maradványában gyakoriak az *otolithusok*, *halpikkelyek*, *halúszótüskék*, *ostracodák* és néhány faja a brakkvízi *foraminiferáknak* is, mint a

Quinqueloculina sp.

Nonion depressulum (F i c h t.—M o l l.)

Elphidium rugosum (d'O r b.)

Rotalia beccarii (L.)

Összehasonlításként megvizsgáltam Papp K. 1907-ből származó s az Állami Földtani Intézet birtokában lévő makrofaunás kusmai szarmata gyűjtési anyagát is (27. p. 243.). Három mintát volt alkalmam megiszapolni, melyeknek gyűjtési helyeként Kusmától DNy-ra fekvő Pareu Podusel elágazása volt megjelölve. Hasonlóképpen megvizsgáltam Bartkó L. árvátfalvai Somos patakból és Reich L. oklándi makrofaunás szarmata rétegmintáit is és ezekből az alábbi kis fauna került elő:

F a j n e v e	Kusma	Árvátfalva	Oklánd
<i>Triloculina consobriana</i> d'O r b.	n. r.	+	
<i>Nonion commune</i> (d'O r b.)	+		
» <i>perforatum</i> (d'O r b.) ¹	n. r.	gy.	+
» <i>granosum</i> (d'O r b.) ¹	n. r.	+	
<i>Dendritina elegans</i> d'O r b.	+		
» <i>haueri</i> d'O r b.	+		
<i>Elphidium macellum</i> (F. M.)	+		
» <i>aculeatum</i> (d'O r b.)	+		+
» <i>rugosum</i> (d'O r b.) ²	n. r.	n. r.	+
» <i>crispum</i> (L.)	+		
<i>Discorbis rosacea</i> (d'O r b.)	i. r.		
<i>Rotalia beccarii</i> (L.)	+	+	gy.
<i>Ostracoda</i>	n. r.	+	+
<i>Otolithus</i>	+	+	+

¹ E két fajt *Nonionina depressula* (W — J.) név alatt szokták Brady után emlegetni.

² E fajt *Polystomella striatopunctata* (F.—M.) néven említik szintén Brady után, mely nem helytálló, mivel a *striatopunctata* igen zömök, finom díszítésű forma s így nagyon elütö e két fajtól. Így újabban én is megkülönböztettem ezeket Fichtel eredeti ábrája és Cushman Polystomellákat tárgyaló monografiáján.

Ha végignézzük a fauna fajain, azt látjuk, hogy azok mind a szarmatából jól ismert alakokból álló társaságot képeznek. Még a *Dendritinák* is, mert ezeket már Halaváts (35. p. 105.) említi, mint *Peneroplisokat* a kistíkváni árok makrofaunás szarmatájából. Csupán a *Discorbis rosacea* (d'Orb.) kusmai előfordulása kissé elütő. Erről azonban meg kell jegyeznem, hogy csupán néhány olyan apró és egészen vékony, szinte hártyaszerű héjjal van dolgunk, amely jól mutatja a nem megfelelő életkörülmények között való vegetálás, tengődés példáját.

Feltűnő még az *otolithusok* következetes előfordulása ezekben a rétegekben. Így pl. a Nagysármás I. számú mélyfúrás is 10 m-től 246 m mélységig haladt ilyen otolithusos rétegekben, melyekből az otolithusokon kívül az alábbi, néhány egyeddel képviselt fauna került elő:

Rhabdammina abyssorum M. Sars

Dentalina sp.

Nodosaria exilis Neug.

Elphidium rugosum (d'Orb.)

Rotalia beccarii (L.)

Globigerina bulloides d'Orb.

» *triloba* Rss.

Cibicides dutemplei (d'Orb.),

míg itt az *ostracodák* teljesen hiányzanak.

Azt mondhatom, hogy a Nyárádszereda környéki kincstári gázkutató mélyfúrásoknak otolithusos szintjeit helyezhetjük a szarmata emeletbe. Míg a fúrások magasabb, csupán ostracodákat tartalmazó rétegei már biztosan pannonkoriak. A nyárádszeredai fúrásokban az otolithusos és ostracodás rétegek összvastagsága 166, 198 és 232 m között mozog.

A szarmata és pannon lerakódások határán, vagy ehhez közel az igen vékony (5 cm) bázna tufa települ. Ez a tufaréteg sárgásszürke, halpikkelyes agyag, (szóval még szarmatakorú üledék) felső részében található meg, míg a felette fekvő m) agyagos, márgás lerakódásokban csupán igen vékony, simahéjú *ostracodákat* figyelhetünk meg.

Ugyanilyen ostracodás rétegeket gyűjtött Bandat H., Wein Gy., Jaskó S. és Balogh K. Marosvásárhely tágabb értelemben vett környékéről, melyek itt nagyobb elterjedésűek.

Egyéb megjegyzések.

Befejezésül még a rétegek batimetrikus viszonyairól és a mezőségi rétegek kapcsolatairól a következőket jegyezhetem meg.

A globigerinákban gazdag rétegeinket — melyeknek nagy része, amint láttuk, candorbulinás — Mártonfi (6. p. 9.), Koch (13. p. 84.) és Szádeczky Gy. (28. p. 6.) mind kimondottan mélyten-

geri, a szárazföldtől távolosó tengerfenéken képződött üledékeknek gondolták. Ezek a rétegek mindig az *idősebb* dacitturátegekben fordulnak elő s eddig csupán a medence Ny-i és É-i részeiről ismeretesek, mivel a medence belseje felé haladva nem találunk ilyen képződményeket, hiszen itt a rétegek a mélybe buknak. Csupán a nagysármási I. számú fúrás 482 m mélységéből ismertetett P a p p K. (26. p. 242.) globigerinás agyagmárgát. — ez pedig már az Apahida—Szék környéki *magasabb helyzetű* tufák szintjébe tartozik, — a többi fúrás nem érte el ezeket az üledékeket. Planktoni foraminiferákban gazdag rétegeinknek a sekélytengeri származása mellett dönt, hogy a szegélyeken vastag tufás rétegekben, Széknél pedig a tufa alatt fordul elő, míg a nagysármási I. számú fúrásban nem jeleztek tufát a 482 m-es mélység körül. Tehát ide már nem került a peremen működő vulkán hamujából, míg a hozzá közeleső részeken talán éppen ez a tufahullás okozta a *Globigerinák* és *Candorbulinák* tömeghalálát. Hiszen ezek a planktoni életmódot folytató állatokat, a szél, az áramlás igen könnyen sodorja a nyílt, pelagikus vizekről a sekélyebbekre, a partok közvetlen közelébe. Ha ezeket elgondoljuk, fel kell tételeznünk, hogy a medence belsejében, az akkori nyíltvízű tájakon is meg kell lenni a nyílttengeri, planktoni életű fajok héjaiban gazdag rétegeknek, mivel ott nagyobb tömegben élhettek az ilyen foraminiferák. Ebből pedig következtethetünk arra a süllyedésre, ami a széki és Apahidától K-re eső felszíni előfordulásaik és a nagysármási fúrás 482 m-es mélysége között fennáll, vagy még nagyobbra is, mert a jelenlegi fúrások sehol sem hatoltak át ilyen rétegeken. Ez a nívókülönbség 500 m, de helyenként ezt is jóval meg kell, hogy haladja. Emellett bizonyít az erdőszentgyörgyi III. számú fúrás, melyben az anomalinás rétegeket 951 m mélységben ütötte meg a fúró. Az anomalinás rétegek pedig az az Egyesült-Szamos képezte háromszögben a felszínen fordulnak elő.

Amint a tufák a perem, a vulkáni centrum felé vastagszanak, úgy éppen ezek a planktoni foraminiferás rétegek fordítva, a perem felé kivékonyodnak, ami általános jelenség más peremi üledékeknél is. Tehát a medencében nagy vastagságot érhetnek el ezek a foraminiferadús rétegek s talán az elpusztult parányi testek végtelen nagyszámú felhalmozódása adott alkalmat az erdélyi gáz keletkezésére. Hasonló megfigyelésre már utaltam a bükkszéki mélyfúrásokat (56. p. 348.) és a kőrösmezői flisrétegeket ismertető (29.) munkáimban.

A globigerinás rétegeknek sekélytengeri eredete mellett szól a dészaknai fúrások adatai alapján a *közöttük* fekvő ső helyzete is, amely csak egészen sekély, beszáradó tengerből csapódhatott le. Vagyis így bizonyos fokú fenékingadozások is elképzelhetők : nyílt vízzel kapcsolatos sekély tenger, majd befűződő tengerrészlet, amelyben a só képződött s ezután ismét sekély, a nyílt vizekkel összeköttetésben lévő Globigerina—Candor-

bulina gazdag, vulkáni hamuszóródás körzetébe eső tenger. De feltételezhetjük, hogy a só ekcémált e rétegek közé. Ennek ellentmondani látszik az a körülmény, hogy azok a rétegek, melyek a dásaknai sóhoz rétegtanilag közeleső üledékek (konglomerátum, a felette és alatta fekvő márgás rétegek) és sötömzs nincs közöttük, száraz időben mégis sókivirágzásos felületűek, amint erre Szádeczky Gy. (28. p. 7.) is reámutatott. Walther (16. p. 214.), Diener (57. p. 39.) és Vadász (58. p. 210.) szerint is, mint ezt már én is kifejtettem (29. p. 46.) a nyíltvizekben élő planktoni foraminiferák tömeges előfordulása bizonyos üledékekben nem mutat feltétlenül a képződmény mélytengeri eredetére.

A medence mezőségi foraminifera-szegény rétegeit Koch (13. p. 84. és 324.), Ferenczi (59.) mélyebb tengerre utaló képződménynek tartják, bár Koch (13. p. 74.) megemlíti, hogy a felsőmediterrán korszak beálltával »az Erdélyi medence északi és nyugoti szegélye kiemelkedőben volt már s a mediterrán beltenger a medence déli felére visszahúzódni kezdett«. Id. Noszky J. (63. p. 111.) is mélytengeri, slirszerű üledékekről beszél e rétegekkel kapcsolatban. Papp K. (25. p. 332.) szerint ezek nyílttengeri képződmények s másutt (41. p. 14.) írja, hogy a medence mindenfelől zárt és csak nagyon kevés siker csatornán közlekedő elpárolgó vizű teknő lehetett. Pálfy M. (60. p. 93.) szintén sekély tengernek írja a medencét, amely medence lassú, állandó süllyedése folytán, hatalmas mértékben töltődött fel. Böckh H. (14. p. 12.) ugyancsak sekély vízből lerakódott üledékeknek tartja a mezőségi rétegeket s mint Papp K. (25. p. 332.), Gaál I. (61. p. 100.) a slir ekvivalensét említi (62. p. 716.). Szerintem ezek a rétegek sekély tengerből rakódhattak le, ezt bizonyítják a közéjük települt hieroglifás, hullámbarázdás homokkövek is, melyekkel már bővebben foglalkoztam Kárpátalja hasonló kifejlődésű, de idősebb korú formáinál (29.). A faunájuknak szegénysége is a rétegeknek lerakódási viszonyaiban keresendő. A palás, agyagos, homokos agyag, homokkőrétegek váltakozása a lerakódási idő alatti, egymást felváltó fenékingadozásokra utalnak, amikor a tenger hol jobban, hol pedig kevésbé jut uralomra a medencében. Természetesen ezeket a változásokat megérezte a fauna is, mivel a velük járó lakóhely fizikai viszonyainak és paleogeográfiai helyzetnek állandó változása nem volt alkalmas egy gazdagabb faunatársaság kialakulására, sem pedig a távolabbi, a területtel összeköttetésben lévő tengerekből való fauna bevándorlására.

Ezeknek a rétegeknek foraminiferái (*Anomalinák*) alapján a kapcsolat a nagybányai és a felsőtiszai miocén medence felé mutatható ki, mely kapcsolatra tektonikai elgondolások alapján már Pávaivajna F. (63.) és Horusitzky F. (64. p. 12.) is rámutatnak, amikor úgy a máramarosi sóformációs tenger, mint a máramarosi sóagyagok és az erdélyi mezőségi rétegek közötti összefüggést hangoztatták.

DÉS-NYÁRÁDSZEREDA KÖZÖTT VIZSGÁLT RÉTEGEK FAUNA-TÉRKÉPE

Dr. Reich L. közreműködésével mikrofauzisztikai vizsgálatai alapján szerkesztette:

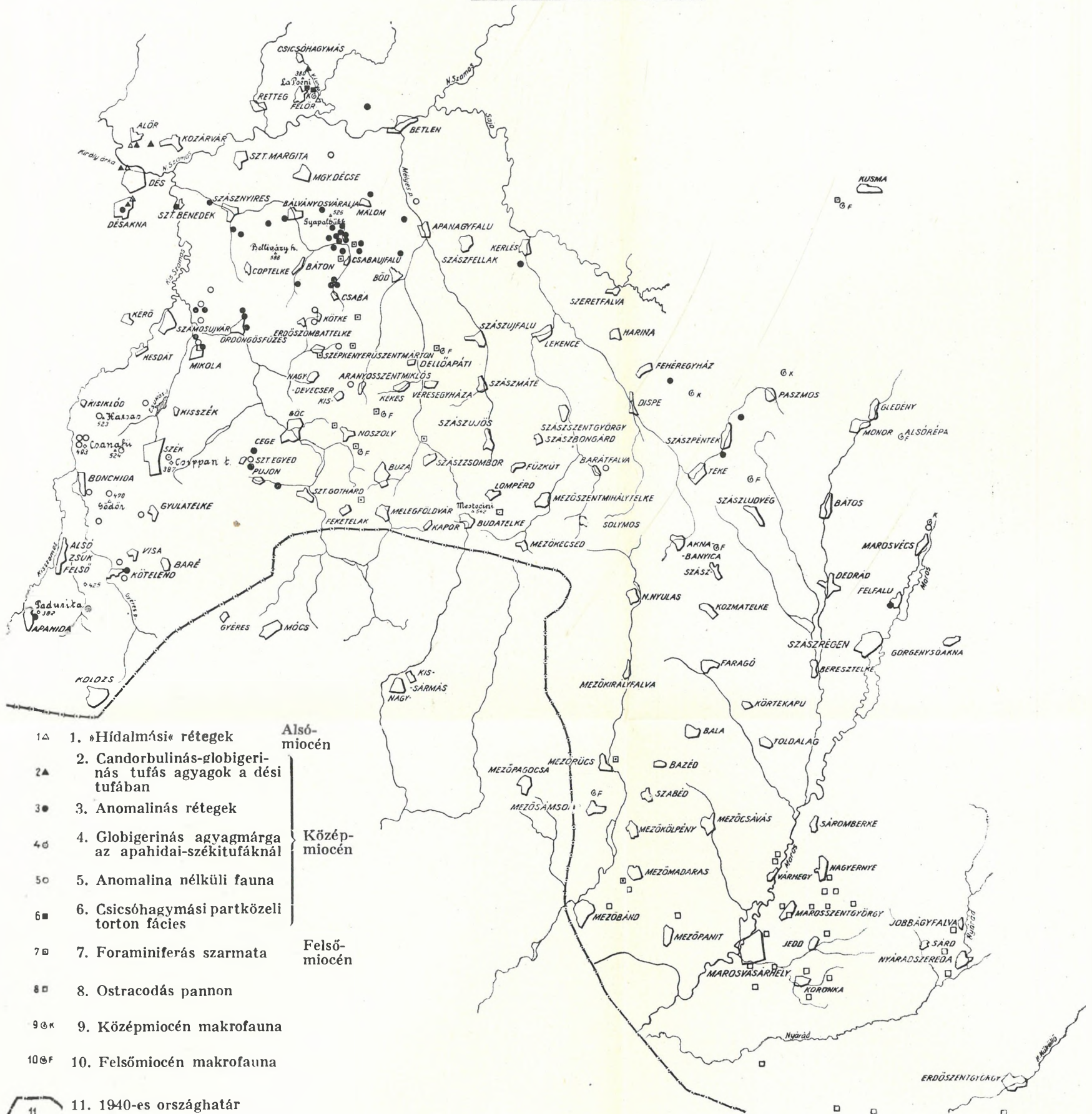
Dr. MAJZON LÁSZLÓ

Fauna-Karte der zwischen Dés und Nyárádszereda untersuchten Schichten

Mit der Mitwirkung von Dr. L. Reich, auf Grund mikrofauzisztischer Untersuchungen entworfen von:

Dr. L. MAJZON

5 4 3 2 1 0 5 10 15 km



- | | | |
|------|--|-------------|
| 1△ | 1. »Hídalmási« rétegek | Alsó-miocén |
| 2▲ | 2. Candorbulinás-globigerinás tufás agyagok a dési tufában | |
| 3● | 3. Anomalinás rétegek | |
| 4⊙ | 4. Globigerinás agyagmarga az apahidai-székitufáknál | Középmiocén |
| 5○ | 5. Anomalina nélküli fauna | |
| 6■ | 6. Csicsóhagymási partközeli torton fácies | Felsőmiocén |
| 7□ | 7. Foraminiferás szarmata | |
| 8▣ | 8. Ostracodás pannon | |
| 9⊙K | 9. Középmiocén makrofauna | |
| 10⊙F | 10. Felsőmiocén makrofauna | |
| 11 | 11. 1940-es országhatár | |

- | | | |
|-----|---|---------------|
| 1. | »Hídalmási« Schichten. | Untermiozän. |
| 2. | Candorbulinen-Globigerinenhaltiger tuffige Ton im Déser Tuff. | |
| 3. | Anomalinenschichten. | |
| 4. | Globigerinenhaltiger Tonmergel bei den Tuffen von Apahida-Szék. | Mittelmiozän. |
| 5. | Anomalineneleere Fauna. | |
| 6. | Csicsóhagymási partközeli tortone Fazies. | Obermiozän. |
| 7. | Foraminiferenhaltiger Sarmat. | |
| 8. | Ostracodenhaltiger Pannon. | |
| 9. | Mittelmiozäne Makrofauna. | |
| 10. | Obermiozäne Makrofauna. | |
| 11. | Landesgrenze von 1940. | |

STRATIGRAPHIE DER SCHICHTEN ÖSTLICH VON SZAMOS- ÚJVÁR UND DÉS.

Von Dr. László Majzon.

(Eine Kartenskizze)

Im Sommer 1941 betraute mich die Direktion mit einem zwei-monatigen Studium der »Mezőség«-er Schichten und ihres Foraminiferengehaltes an Ort und Stelle, unter besonderer Berücksichtigung der stratigraphischen Grundlagen. So untersuchte ich also, zur Erreichung meines Zieles, die Ablagerungen der Umgebung von Szamosújvár, Dés, Bálványosvárálja, Csabaújfalú und Lompérd. Meine Untersuchungen erweiterte ich aber auf die Schichtprobensammlungen der in anderen Gebieten des Mezőség arbeitenden Kollegen. Diese Studien liefen parallel mit der Aufarbeitung jener Schichtproben, die den ärarischen Tiefbohrungen auf Gas im Mezőség (Nyárádszereda No I—IV., Vasasszentgothárd No I., II.) entstammten. Bei meiner Arbeit half mir, als zugeleiteter Kollege im Tiefbohrungslaboratorium, dipl. Schullehrer L. Reich, der unter anderem die Schlämmreste der Schichtproben untersuchte und die in ihnen vorhandenen Foraminiferen zur Bestimmung auswählte und vorbereitete.

Literaturangaben.

Die Benennung »*Mezőséger Schichten*« führte 1883 A. Koch (1) in die Literatur ein. Er bezeichnet die Schichten als Ober-Mediterran.

Aus der Literatur können wir über die Foraminiferenfauna bezeichneter Schichten folgendes entnehmen. Diese, auch die Salzlager in sich schliessenden Ablagerungen sind »wenn auch an fossilen Resten nicht eben steril, so doch ungemein arm« (2). Dies bezieht sich besonders auf die tonig-sandigen Ablagerungen der Mitte des Beckens, wogegen an den Beckenrandteilen, in den mergeligen untersten Mezőséger Schichten mit *Dacituff-Zwischenlagerungen*, die dem Genus *Globigerina* und — nach eigenen Untersuchungen — dem Genus *Candorbulina* angehörigen Arten häufig vorkommen.

Aus den Schichten des Mezöség erwähnt als erster A. Reuss (3)¹ im Jahre 1867 Foraminiferen, u. zw. aus dem unreinen Salz der Josefskammer zu Torda 2 St. von *Polystomella crispa* L. und 3. St. von *Truncatulina dutemplei* d'Orb., zu Marosújvár dagegen (3) 2 St. von *Globigerina bulloides* d'Orb. und 3 St. der Art *Globigerina triloba* Reuss. Aus dem blaugrauen Ton des Békás-Baches im Randgebiete der Kolozsvár umgebenden Mezöséger Schichten werden von A. Koch (4).

Globigerina bulloides d'Orb.

Nonionina communis d'Orb. und

Rosalina viennensis d'Orb. (= *Rotalia beccarii* L.) in sehr selten vorkommenden ungemein kleinen Exemplaren aufgereicht.

Aus dem Ton und Tonmergel im Hangenden des Dacittuffs im Steinbruch von Hója (4) reiht er die Arten

Globigerina bilobata d'Orb. (sehr häufig),

Globigerina bulloides d'Orb. (sehr häufig),

Globigerina quadrilobata d'Orb. (sehr häufig),

Orbulina universa d'Orb. (sehr häufig),

Nonionina communis d'Orb. (selten),

Rosalina viennensis d'Orb. (= *Rotalia beccarii* L.) (selten) und

Rosalina (= *Rotalia*) sp. auf. So stehen wir hier also, wie das schon 1880 L. Mártonfi (6) bekräftigt, der sogenannten Globigerina-Lage gegenüber. Mártonfi (6) ergänzt die Koch'sche Fauna am Békás-Bach mit

Dentalina guttifera d'Orb.,

Anomalina badensis d'Orb. (sehr häufig),

Anomalina variolata d'Orb.

und einigen mit? — Zeichen bestimmten Arten. An derselben Stelle erwähnt er vom Felek-Hang neben

Orbulina universa d'Orb. und

Globigerina bulloides d'Orb. die Art

Uvigerina pygmaea d'Orb.

Die oben schon erwähnte Fauna der an Globigerinen reichen Lage von Hója bereichert sich durch die Untersuchungen von Mártonfi, wozu wir bemerken, dass 97—98% des Schlämmungsrestes aus Globigerinen besteht.

Mártonfi schreibt (7) über dasjenige Gebiet im Tale der Kis-Szamos, welches ich selbst Gelegenheit hatte zu studieren: »nicht einmal Spuren von Fossilien waren zu finden binnen den 3 Jahren, seitdem ich ohne jeden Erfolg zahllose Schlämmproben mit von verschiedenen Stellen gebrachten Material erzielte.« Als einzige Ausnahme gilt

¹ Auch bei Posepny (5, p. 500) angemerkt.

der Tuffstücke, kalkige Konkretionen enthaltende Ton aus dem Salzhangenden des Lajos-Stollen bei Désakna, von wo er einige Foraminiferen erwähnt:

Orbulina universa d'Orb.

Globigerina bulloides d'Orb.

Globigerina triloba R s s. und

Globigerina quadrilobata d'Orb.

Nach den Berichten von Koch (I. 8. 10) ist das Alter der Mezöséger Schichten Obermediterran. Die Schichten, wie das an den Randteilen des Beckens zu sehen ist, fangen unten mit Dacittuffbänken an, welchen massenhaft Globigerinenarten enthaltende, hellgraue Globigerinenmergel zwischengelagert sind. Diese Schichten überlagernd werden blaugraue schieferige Tone, mit sandigen und Sandsteineinlagerungen vorherrschend. Doch sind diese Lagen in einem Maasse steril, dass wie Koch es beschreibt (I.) »der Geolog wochenlang hinundher wandern kann, bis er auf einen Fossilfund stösst«. Dem Inneren des Beckens zu, wie wir es bei Mártonfi sahen, »war die Schlämmung der von zahlreichen Stellen genommenen Lehmproben ohne allen Erfolg.«

Koch durchwanderte die Gebiete von Szamosújvár, Szentbenedek, Szásznyires und Bálványosvárálja im Jahre 1892 (II). Nach Untersuchung der Schlammungsüberreste schreibt er, dass »die gewohnte Sterilität des Mezöséger Lehmes auch hier nicht versagt.«

A. Koch erwähnt (12) vom oberen Ende von Mezöpanit aus den Schlammungsresten der blaugrauen, schieferigen, glimmerigen Schichte Bruchstücke der Arten *Nodosaria* und *Dentalina*, deren Gestein Mezöséger Schichten sein kann.¹ Aus denselben reiht er von Marosvásárhely *Globigerina bulloides* d'Orb. und *Rosalina viennensis* d'Orb. (= *Rotalia beccarii* L.) auf; aus der Ziegelei neben der nach Kund führenden Strasse einige *Globigerina bulloides*; dagegen von Balásfalva eine reichere Fauna, die er in der vergleichenden Tabelle seiner Monographie über das Neogen des Siebenbürgischen Beckens gleichwohl aufstellt (13). Zu dieser Koch'schen Tabelle sei bemerkt,

1. dass er ausnahmslos Foraminiferen von Fundstätten der Randteile² des Mezöség bespricht. Unter den 13 Fundstätten der 42 Arten aufzählenden Tabelle³ liegt keine einzige im inneren Becken, was also stark in Betracht gezogen werden muss. Auch zeigt es sich erwünscht darauf hinzuzeigen,

¹ In der zusammengezogenen Tabelle der Mezöséger Schichten (18) ist die Mezöpaniter Kolonne vollkommen leer.

² Nicht zu verwechseln mit dem Rande des Siebenbürgischen Beckens.

³ Von diesen bedeuten *Truncatulina dulemplei* d'Orb. und *Rosalina dulemplei* d'Orb. eigentlich ein und dieselbe Art.

2. dass die Foraminiferen der letzten 3 von den 13 Fundstätten (Balásfalva, Sztrigy-Ohába und Szász-Orbó) von ersteren 10 abweichen. Dies bemerkend sah ich eingehender nach und es stellte sich heraus, dass Koch die 3 Fundstellen in der »obermediterranen Meeresrand-Facies« erneuert aufreht (13), u. zw. zusammen mit der von Lapugy und Bujtur, d. h. er rechnet sie zu den Sedimenten der Randfacies (Tortonien). Somit schrumpft die Foraminiferen-Fauna der Mezöséger Schichten wesentlich zusammen. Abgesehen also von den drei in das Tortonien gehörigen Fundstellen, bleiben in den Mezöséger Schichten nach der Koch'schen Artenreihe:

- Globigerina bilobata* d'Orb.
- » *regularis* d'Orb.
- » *bulloides* d'Orb.
- » *quadrilobata* d'Orb.
- Orbulina universa* d'Orb.
- Nonionina communis* d'Orb.
- Globigerina triloba* Rss.
- Anomalina austriaca* d'Orb.
- » *badenensis* d'Orb.
- Dentalina guttifera* d'Orb.
- Rotalia soldanii* d'Orb.
- Triloculina* sp.
- Quinqueloculina* sp.
- Rosalina viennensis* d'Orb.
- Gaudryina siphonella* (?) Rss.
- Dentalina elegantissima* d'Orb.
- » *adolphina* d'Orb.
- Robulina similis* d'Orb.
- Anomalina variolata* d'Orb.
- Uvigerina pygmalia* d'Orb.
- Polystomella crispa* Lam.
- Truncatulina dutemplei* d'Orb.

Ausser den unter 1. und 2. gemachten Bemerkungen ist herauszuheben, dass die von den 3 ersten Fundstellen der Koch'schen Tabelle (z. B. des Hója von Kolozsvár) stammenden Arten die Fauna der mit Dacituff abwechselnden Globigerinenmergel bilden. Diese Lage, wie es auch Koch (13) bemerkt, kommt mit den Dacituff-Schichten (Déser Tuffe) im untersten Horizont der Mezöséger Schichten zusammen vor. Weder mir, noch meinen Kollegen glückte es auf Grund des gesammelten Materials diese globigerinenreichen Lagen im untersuchten *inneren* Beckengebiet nachzuweisen. Vorigem schliesst sich eng an, dass H. Böckh (14) in seiner Besprechung über die *erdgas-*

hältigen Schichten des Mezöség sämtliche in der Koch'schen Tabelle angeführten Foraminiferenarten der meeresrandnahen (Torton) Fundstellen aufreißt, indem er darauf hinweist, dass sie auf Tiefseecharakter schliessen lassen. Wegen der Flachseebildung der Mezöséger Schichten zeigt er auf das Werk von J. Walther (16) hin, wonach die Arten auch in den Ästuarien der englischen Flüsse leben. Walther selbst bezieht sich bei seinen öfterwähnten brackischen Ästuarien nur auf andere Autoren und Stellen, so z. B. auf den Fluss Dee neben Chester (100 Arten). Eben diese Fauna beschrieb im Jahre 1876 Siddall (17), dessen Werk erhellt, dass das Wasser von Connah's Quay im sackartigen Ästuarium (die meisten Proben sind aus Sand und Wellenfurchensand genommen) ausgesprochen brackartig ist und 8 englische Meilen von dieser Fundstätte sogar unverkennbar salzig ist. An anderen Stellen sind die Proben aus von Meereswasser überfluteten Grund gesammelt worden. Siddall erwähnt auch, dass bei Chester (somit im Flussbett), 10 km vom inneren Ästuariumrande, bei hohem Wasserstande, besonders aber im Falle der Frühlingshochflut, die Fauna ungewein reich sei. Dann zeigt Siddall auf die häufige Kleinheit der brackischen Formen hin und bemerkt, dass ihre Schalen dünn, schwach und oft ohne Kalkgehalt sind (besonders bei den *Miliolinen*), da statt Kalk chitinartige, oder rotbraune Silikat-Substanz den Grundstoff der Schale bildet.¹

Die aus 100 Arten bestehende Fauna der Dee-Flussmündung betrachtend kommen wir zur Folgerung: 66 Arten sind insgesamt von allen Fundstellen bekannt, von denen 33 sehr selten, selten oder nur als junge Schalen erscheinen. Ansonsten ist zu bemerken, dass, bezeichnend für das Ästuarium, z. B. die sonst im Brackwasser häufig und allgemein vorkommende Art *Polystomella crispa* L. nur an den zwei, dem Meere nahegelegenen Fundstellen des Ästuariums, wo also das Wasser stark salzig ist, als *sehr selten* vorkommt, wogegen sie an dem Ufer nahe gelegenen brackischen Stellen, somit gerade dort, wo alle Umstände zu einer Bildung dieser Mischwasserart gegeben ist, vollkommen fehlt. Genau derselbe Fall besteht bei den hier vorkommenden *Nonioninen*, obwohl diese nach Walther (16.) zu den 5 Genera gehören, deren Arten sehr gut in halbsalzigem Wasser gedeihen. Wir sehen aber, dass von den 5 aus dem Dee-Ästuarium angezeigten Arten 4 sehr selten, oder selten vorkommen, obwohl von diesen 4 eigentlich 3 Arten an allen Probeentnahmestellen auftauchen. Es ist zweifelsohne eine Strom- und

¹ D. h. dass das Abnehmen des Salzgehaltes bei den Kalkschalen ausscheidenden Foraminiferen bemerkbar wird, indem in der Schale der Kalkgehalt abnimmt, bis sie endlich zur Chitinhülle wird. Die in dem Salzmoor der Umgebung von Déva lebende Foraminifere *Entzia tetrastomella* D a d a y weist auch eine Chitinschale auf.

Einschwemmwirkung der Flut an der Ästuarienfaua bemerkbar. Hier-aufs zeigt, dass die im Meeresschlamm »eingesteckt« lebenden, tropfen-oder sackartigen Arten (*Lagena*, *Polymorphina*, *Miliolina*, *Uvigerina*, *Bulimina*) an allen Fundstellen ausnahmslos selten, oder aber häufig vorkamen. Die Flutströmung trägt sie, mit Schlamm und Sand verrührt täglich zweimal vom seichten Meeresgrunde in das innere der Flussmündung, sowie auch in das Flussbett der Dee.

In der Flussmündung, doch auch im Flussbett selbst dringt das salzige Meereswasser nach A. S u p a n (18.) keilartig unter das süsse Wasser des Flusses, wodurch das Wasser stundenlang zurück fliesst. Auch K. K e l l e r (19.) erwähnt, dass die Flut das Salzwasser dem Lande zu in der Tiefe vorantreibt, das leichtere Süsswasser dagegen fliesst an der Oberfläche, wobei die zwei Wasserarten sich vermischen. Bei Hochsee steigt der Einfluss.

Die Länge der sehr seichten Flussmündung der Dee ist cca. 24, die Breite 6—9 km. In diese Mündung strömt das Wasser des 130 km langen Flusses. Die Meeresflut ist dabei hier cca. 7—8 m hoch. Dies in Betracht ziehend, können wir folgern, dass die 7—8 m hohe Flut in die flache und breite Mündung täglich zweimal mit aufwühlender Kraft eindringt und die bentonischen, sowie auch die an der Meeresoberfläche lebenden Foraminiferen mit sich schwemmt. An solchen Stellen kann auch keine so reiche und vielartige Fauna leben, ja wissen wir doch, dass sie stillere Gewässer lieben. Die brackischen Faunen sind viel artenärmer, nur an Individuenzahl reich.

Alldies betrachtend müssen wir sagen, dass H. B ö c k h kein gutes Beispiel zur Erklärung des Foraminiferengehaltes der Gas enthaltenden Mezöséger Schichten auführte. Aus dem Gasgebiet der Mezöség, also von den inneren Teilen (und nicht von den Randgebieten) führen, die Oberflächenauskeilungen sowie auch die Tiefbohrungen in Betracht ziehend, nur K. P a p p (25.) aus 512 m Tiefe der Tiefbohrung No 1. von Nagysármás ein einziges Exemplar¹ der Art *Buliminus* (= *Bulimina*) *buchiana* d'Orb. (bestimmt von Z. S c h r é t e r) und A. V a n c e a (21.) aus dem 4-ten Gashorizont der Bohrung Kis-sármás, ohne Artenaufreihung, Foraminiferen an.

Stratigraphischer Teil.

Meine an Ort und Stelle ausgeführten stratigraphischen Untersuchungen überdecken das Gebiet in der Linie Szamosújvár—Désakna—Dés, von hier nach Osten auf das durch den Bandó-Bach und der Kis-Szamos begrenzte Teilgebiet, wobei ich mit mehreren Kollegen auch die

¹ Diesen Beleg erwähnt auch F. B ö h m (15.) und I. G a á l (22.).

durch den Bach von Csicsóhagymás geöffnete Schichtreihe zwischen den Ortschaften Felőr und Csicsóhagymás betrachtete. Mit gleichem Ziele verarbeitete ich das aus verschiedenen Teilen der Mezöség und von Siebenbürgen stammende Material meiner Kollegen H. B a n d a t, J. B á n y a i, L. B a r t k ó, K. M é h e s, L. R e i c h, T. S z a l a i und G. W e i n.

Auch untersuchte ich zum vergleichen der Foraminiferen die der Anstalt gehörenden Kusmaer, durch die Makrofauna auf Sarmat hinweisenden Schichtproben meines gewesenen Professors K. P a p p (27.). Gegenstand meiner Untersuchungen bildeten weiters die das Eigentum der k. ung. Geologischen Anstalt bildenden und im Lagerraum des Tiefbohrlaboratoriums untergebrachten, zum Teil schon mangelhaften Schichtprobenreihen der in den Jahren 1908—1909 abgeteuften alten Bohrungen Nagysármás No. I., Kissármás No. II. und Nagysármás No. III., welche seinerzeit K. P a p p (24., 25.) und F. B ö h m (15.) bekanntgeben. Ich betrachtete es als wichtig, die von der rumänischen Behörden niedergefeuften kleineren Salzschorfbohrungen von Désakna gleichwohl einer Untersuchung zu unterwerfen. Sie wurden auf Anfragen meiner Direktion vom Finanzministerium mit grösstem Zuvorkommen übergeben, womit die Bohrungskerne der Bohrungen No. VI, VII, VIII, IX und X zur Aufarbeitung kamen. Die Schichtproben dieser Bohrungen sind vorläufig im Lager des Tiefbohrlaboratoriums aufbewahrt. Von Désakna liefen auch andere Proben ein, die jedoch nur Salzproben waren, meist ohne Tiefenangabe und vermischt, mit fremdem Material verunreinigt und somit unbenützlich.

Aus alledem ist zu ersehen, dass ich danach trachtete, so das regionale, wie auch das vertikale Material des Gebietes vollkommen zusammenzustellen und auf Foraminiferen zu untersuchen, umsomehr als, wie ich schon sagte, K o c h (11.) und M á r t o n f i (7.) gerade in den Schlämmresten der Oberflächenbildungen bezeichneter Gebiete keine Foraminiferen vorfanden. Durch Untersuchung der obgenannten und der Schichtproben der vorläufig in Gange stehenden ärarischen Gasbohrungen trachtete ich stratigraphische Folgerungen zu ziehen, Parallelen aufzustellen.

Während meiner Untersuchungen konnte ich folgende Schichtenreihe der Beobachtung unterziehen :

1. *Burdigalien* : Hidalmáser Schichten.
2. *Mittel-Miocen* :

A) *Rand- oder Strandfacies der Mezöséger Schichten* :

- a) Konglomerat,
- b) sandige, lose, gelbgraue und hellgrüne Désér Tuffe,
- c) globigerinen- und candorbulinenhältige Tuffmergel (untere Lage),

- d) Steinsalz,
 - e) candorbulina- und globigerinenhaltige Tuffmergel (obere Lage), welche,
 - f) grauen Dacittuffschichten zwischengelagert sind,
 - g) strandnaher, fossilhaltiger, lithothamnienführender toniger Sand tortonischer Facies.
- (Die bisher aufgereihten Schichten beobachtete ich nur in den Randgebieten.)

B) *Die Beckenfacies der Mezöség:*

- h) anomalinenführende, schieferige, mergelige Tonschichten mit,
- i) schieferigen, dünnlamellierten, glimmerigen Sandstein- und Dacittuff-Einlagerungen,
- j) anomalinenfreie, den vorigen völlig gleichentwickelte schieferige Schichten, mit schwacher Foraminiferenfauna,
- k) Dacittuff-Horizont von Gyéres, überlagert von

3 *Sarmat und Pannon:*

- l) Mergel, Sand, Sandstein in abwechselnder Lagerung. Die sarmatischen Ablagerungen enthalten hauptsächlich *Otolithen*,
- m) die pannonischen dagegen nur *Ostracoden*. An der Grenze beider oder nahe zu derselben lagert der sog. Báznaer Tuff.

Diese Einteilung scheint für die Mezöség ein wenig erzwungen, da die unter 1. und A) aufgereihten Schichten nur in den Randgebieten vorkommen. Doch musste ich wegen ihrem Aufkommen in meinem Arbeitsgebiet, sowie wegen tabellarischer Vollkommenheit sie in Rechnung ziehen. Die übrigen Schichten sind regional verbreitet. Die beigelegte Kartenskizze weist auf unsere foraminiferen- und ostracodenführenden Schichten hin, mit der Bemerkung, dass im Gebiete nur die Fossilien aufweisenden Standorte gekennzeichnet sind (manchmal die gleichen Faunen enthaltenden und nahegelegenen zusammengezogen). Andererseits bestehen von einigen Stellen noch keine Untersuchungsdaten.

1. *Burdigalien: Hidalmáser Schichten.*

An dem tiefsten Teil des von Koch erwähnten (13.) Király-Graben, gleich am Eingang des Grabens fand ich hellgelbe, graue und überwiegend blaugraue, schieferige, mergelige Tonschichten. Nach oben konnte ich abwechselnd sandige Ton- und Sandschichten feststellen.

Nahe unter dem, unsere obere Schichtgrenze bedeutenden Konglomerat wechsellagern in häufiger Wiederholung Tonschichten mit Sandlagen, wonach eine kleinkieselige Sandschicht die Nähe des Konglomerats markiert, indem dann mit dem hangenden gelbgrauen mergeligen Ton die Hidalmáser Schichtenreihe des Király-Graben zum Abschluss kommt.

Hier glückte es mir aus den Schlammprobenresten folgende arme Mikrofauna zu bestimmen :

Bolivina punctata d'Orb.

Dentalina sp. (Bruchstück)

Globigerina bulloides d'Orb.

» *triloba* R s s.

» *quadriloba* d'Orb.

» sp.

Orbulina universa d'Orb.

Diese Arten kamen in ein-zwei Exemplaren und in Gesellschaft einer Spongiennadel, einiger Fischschuppen und Schwimnstacheln aus den feinkörnigeren tonigen Sedimentlagen hervor. Erwähnungswürdig erscheint, dass unmittelbar unter dem Konglomerat, in einer gelbgrauen mergeligen Tonlage zwei Individuen von *Globotruncana stuarti* (De Lapp.) erschienen, beide für das Obersenon charakteristisch (29.) und demgemäss ohne allen Zweifel sekundär eingewaschene Formen. Solche eingewaschenen Exemplare derselben Art fand ich auch anderswo, so z. B. in den grobsandigen Schichten aus 217·80 m Tiefe der ärarischen Gastiefbohrung No IV. bei Nyárádszereda, sowie in den sandigeren Mergelschichten aus 262·25, 265·90 und 354·90 m Tiefe der Bohrung No III. bei Nyárádszereda und aus 147·40 und 154·70 m Tiefe der Bohrung No II. von Erdöszentgyörgy

Eine andere Fundstelle der hiehergereichten Schichten (11., 13., 98.) bedeutet der Aufschluss des Baches von Csicsóhagymás. Hier fand ich am unteren Ende der Ortschaft, bei der Verzweigung des Grabens, als Hangendes vom gleichfalls aufgeschlossenen Konglomerat, dunkelgrauen mergeligen Ton mit, nach dem Aufschluss in die Unterlage zu weisenden 3—5 cm mächtigen Sandsteineinlagerungen. In den von hier stammenden Schichtproben und deren Schlammresten war keine Fauna nachzuweisen.

Das dritte Vorkommen dieser Schichten ist die Salzschurfbohrung Désakna No X. Hier durchteufte der Bohrer unter dem, im Hangenden des graugrünen Dacittuffs liegenden Konglomerat die »Hidalmáser« Schichten zwischen 122,30 und die Sohle bedeutende 251,50 m Tiefe. Es sind dies hier blaugraue, glimmerige, schieferige Tonmergel, mit einer Zwischenlagerung von grauen, glimmerigen losen Sandstein-

schichten in 244,50—247,00 m. Gleich den Umständen bei Csicsó-hagymás, glückte es mir nicht Foraminiferen in der 129 m mächtigen Aufschlussreihe der Bohrung von Désakna nachzuweisen.

Übereinstimmend mit Koch rechnet L. Reich (30.) die hergeleiteten Schichten des Király-Grabens mitsamt dem Déser Tuff in das Burdigalien, da, so sagt er (30.), die Bildungszeit des Salzes in das Bild des erdgeschichtlichen Werdeganges eingepasst werden muss. Meinerseits muss ich diese Annahme abweisen und die Schichten der *hier beschriebenen drei* Vorkommen, den *regelrechten* Hidalmáser Schichten gegenüber, als *jüngere* Ablagerungen behandeln. Auch die oberen Lagen der Hidalmáser Schichten — ich denke hier nicht an die Horizonte des Foraminiferentones von Kettösmező — enthalten stellenweise interessante Foraminiferenfaunen, in welchen ein gewisses Charakteristikum sich entfaltet. Dies konnte ich an keinem Fundort auffinden, da ja die von drei Stellen stammenden Schichtproben entweder faunenarm oder faunenlos waren.

Das Konglomerat, fast überall auftauchend, ist erdgeschichtlich und gesteinsfaziologisch eine gute Grenze, doch scheint es, als ob die Faunen diese Einteilung nicht immer befolgen. Sie scheinen den petrographischen Änderungen vor auszueilen, die Krustenbewegungen vor auszufühlen. Ihre Zusammensetzung ändert sich im Voraus und einige Arten sterben früher ab, wie das aus den Gesteinsänderungen zu erwarten wäre. Glaubwürdig ist, dass die Foraminiferen die den grossen Bewegungen vorlaufenden kleinen Oszillationen vorausspüren. Bis zu einem gewissen Grade ist dies verständlich, da doch die an einem Ort sich einstellenden Lebensumschwünge, meist durch Krustenbewegung verursacht, das Faunenbild und seine Zusammensetzung einer Änderung unterwerfen. Einzelne Arten sterben aus, verschwinden, andere bewältigen die Umschwünge und vegetieren fort. Die Bewegungen — die bisher kleiner, von der Seite der Gesteinsanhäufung aus gesehen sozusagen minimal waren — dauern fort, ihr Resultat in der Gesteinsbildung wächst stetig. Das Leben jedoch und die Fauna ändert sich im vorhinein; weder ähnliche Arten, noch gleiche Artengesellschaften sind in den später zur Ablagerung kommenden übereinstimmenden lithologischen Serien aufzufinden, u. zw. weil die Wurzel abstirbt wo an Ort und Stelle die frühere Fauna weiterleben hätte können. Auch die ferner gelegenen Verbindungen, als Grundsteine einer Faunenauffrischung und — Ersetzung, verschliessen sich und verschwinden. Wenn dies nun auch nicht vollkommen zutrifft und die Verbindungen noch offen standen, so ist es doch sicher, dass die schneller sich ändernden, variierenden Fazien das Eindringen der langsamer Wandernden nicht zulassen, ihre Regeneration verhinderten. Verständlich wird es, wenn wir noch in Betracht ziehen, dass unsere erwähnten Fundstellen die östlichsten der

bisher bekannten sog. Hidalmáser Schichten sind.¹ Gleiches konnte ich bei der Untersuchung der im Kattien abgelagerten Schichten beobachten, was ich an anderen Stellen (31., 32.) nachwies.

2. Mittleres Miozän.

A) Rand- oder Strandfacies der Mezöséger Schichten.

Die Basis der hiehereichten Schichten bildet das den Hidalmáser Schichten überlagerte 2—4 m mächtige Konglomerat a), das im Király-Graben, unter den grünlichen Tuffen des Csicsóhagymás-Baches und in 117,50—121,50 m Tiefe der Bohrung Désakna No X. erscheint. Die grossen, manchmal kopfgrossen Bestandteile bestehen aus kretazischen Sand- und Kalksteinen, aus Karpatensandstein, in der unteren Lage der Bohrung von Désakna aus dunkelvioletten Andezittuff, etc.

Dem Konglomerat lagern die unter b) zusammengefassten sandigen, losen, gelbgrauen und hellgrünen *feinkörnigen Dacittuffschichten* auf, die P o s e p n y (5.) im Jahre 1867 »Désér Tuffe« benannte, von K o c h (13.) später als unterster, oder Haupthorizont der Dacittuffe beschrieben. Diese Tuffschichten sind immer an den Randteilen der Mezöséger Schichten anzutreffen. In der Umgegend von Dés befasst sich, ausser den Arbeiten der früheren Forscher, wie P o s e p n y, K o c h, G y. S z á d e c z k y, neuerdings L. R e i c h (30) eingehend mit den Tuffen.

Die Bohrungen von Désakna klärten vollauf das zwischen den Tuffen, dem Salz und dessen Hangendem bestehende Verhältnis. Schon 1874 lässt Koch (20) ahnen, dass das Liegende des Salzes in Désakna Tuff sei.² Aus der Tuffreihe von Dés geben K o c h (34), G y. S z á d e c z k y (28) und M. P a u c a (35) Fischreste (Smerdis, Lamna, Glupea) bekannt. Viel wichtiger jedoch sind, neben diesen selten vorkommenden Fossilresten, die den Tuffschichten *zwischenlagernden* c) *tuffig-mergeligen* Ablagerungen, welche unzählbare Massen der *Globigerinen* und *Candorbulinen* planktonischer Lebensweise in sich schliessen. Diese Schichten erscheinen überall zwischen den Bänken der randlich abgelagerten Désér Tuffe und sind im Inneren des Beckens völlig unbekannt. Nur aus der Schichtenreihe der Tiefbohrung Nagyszármás No I. erwähnt K. P a p p (26), aus 482 m Tiefe, Globigerinenmergel die womöglich dem Globigerinton des schon etwas höher gelegenen

¹ Die diesen entsprechenden Hidalmáser Schichten erscheinen auch etwas östlicher zwischen den Flüssen Nagyszamos und Lápos, wie das die Aufnahmen der Anstalt aus dem Jahre 1943 erwiesen. Auch ihre Fauna ist arm oder vollkommen steril.

² H a u e r und R i c h t h o f e n (65.) halten den Karpathukrainischen Steinsalz für miozän wobei der Dacittuff ihrer Meinung nach das Salz in sich schliesst.

Szék-Apahidaer Tuffes entsprechen. In der Bohrung Nagysármás fehlen dagegen die mit diesen Schichten gemeinsam auftretenden Dacittuffschichten, in dessen Nachbarschaft sie vorkommen. Den Tuffmangel können wir durch das Entlegensein vom Eruptionscentrum erklären. Wegen der Entfernung entfiel auf dieses Gebiet nicht mehr soviel Tuff, das wenige aber, welches unter Umständen das Gebiet doch erreichte, konnte sich am Meeresgrund wegen der Strömung und eventuell wegen der verschiedenen Richtung des vorherrschenden Windes nicht mehr zur randgebietgleichen Mächtigkeit anhäufen. Wir können annehmen, dass — auch die später sich einstellende Denudation in Betracht ziehend — die Gründe dieselben sind, wie z. B. in den Tiefbohrungen des Városliget, wo von den sehr mächtigen Andesittuffen des 18—20 km weit entfernt liegenden Szentendre-Visegráder Gebirges keine Spur in den Bohrprobenreihen der Schichten anzutreffen ist.

Die grünen Dacittuffe, die oberen und unteren Globigerinen-Candorbulinenschichten, das Steinsalz und den in dessen Hangendem erscheinenden grauen, gröberen Dacittuff mit seinen aufgelagerten Schichten erschlossen die Bohrungen von Désakna gut. So ergeben sie in vertikaler Richtung eine zuverlässige Schichtenreihe. Dies unterstützt uns stark in der Beurteilung der Oberflächenaufschlüsse.

Wie das aus dem, die einzelnen Désaknaer Bohrungen vergleichenden Schema folgt, gibt es zwei Globigerinen-Candorbulinen-Lagen, beide mit mehreren Bänken vertreten. Diese Bänke begrenzen regelmässig faunenfreie tuffig-tonige Schichten. Die zwei tuffigen-tonigen Globigerinen-Candorbulinenlagen trennt, wie das die Bohruntersuchungen erhellen, d) das *Steinsalz* in einen unteren und einen e) *oberen Horizont*. Beide Horizonte sind nur in den Bohrungen von Désakna (ausser No VI.) nachweisbar, da ich z. B. im Király-Graben, wo der Salzstock fehlt, zwischen den Tuffen drei Lagen derselben vorfand. Von diesen liegt der unterste nicht viel über dem Konglomerat (Schicht No 3. des Profils von Reich, 30.), die zwei anderen nahe aneinander, doch schon den im Graben hochgelegenen Tuffschichten zwischenlagert. Diesem Vorkommen gleich war im Aufschluss des Csicsóhagymás-Baches die massenhafte Einlagerung der *Globigerinen* und *Candorbulinen* in drei Lagen zwischen dem Tuff aufzufinden. Nirgends fand ich solch ein Vorkommen sonst bei Untersuchung meiner Schichtproben. L. Reich (30) erwähnt in Parallele zum Király-Graben ein gleiches Vorkommen an dem vom Király-Graben NO-lich gelegenen Béla-Berg zu Kozárvár (Kote 328), u. zw. an dessen SO-Abhang, dem Konglomerat naheliegend. Der nach seiner Annahme Globigerinen führende Horizont erwies sich hier nach meinen Untersuchungen als Candorbulinen enthaltende Lage. Diese Schichten konnte ich anderswo weder im untersuchten Gebiet, noch im siebenbürgischen Material

meiner Kollegen vorfinden. Grosse Mengen der *Globigerinen* fand ich noch in den aus dem Iza-Tal, SO-lich der Ortschaft Jód und S-lich von Izakonyha, stammenden dem Dacittuff anliegenden Mergeln, von P á v a i — V a j n a gesammelt. Meiner Ansicht nach sind diese Schichten Äquivalente des Globigerinenhorizontes im Hangenden vom Steinsalz. Bei Dragomérfalva an der Mündung des Gromiler-Tales kommt im Hangenden des Dacittuffs *Candorbulina universa* Jedl. vor.

Das die zwei Globigerinen-Candorbulinen Lagen teilende Steinsalz ist 42—96 m mächtig. Die Bohrungen wurden an den S- und O-Teilen des Salzstockes in den Jahren 1939—1940 angesetzt, ergeben somit nicht die maximale Mächtigkeit des Salzes. Von den in den Jahren 1927—1929 abgeteuften Bohrungen schlug die Bohrung No IV. in 48.30 m den Kopf des Salzstockes an, doch stand sie in 151.20 m Sohlentiefe noch immer im weissen Salz (37). A. K o c h (20) hält den Salzstock von Désakna für 160 m mächtig. Die tuffig-mergeligen Globigerinen-Candorbulinen-Schichten können verschiedene Mächtigkeit annehmen. Am zusammenhängendsten sind sie in der Bohrung No VII. im hangenden Horizonte des Salzes, wo ich zwischen 143.00—157.50 m in jeder Schichtprobe massenweise die zu den zwei Genera gehörigen Arten betrachten konnte. Ihre unterste Lage war bei 73.00—82.70 m Tiefe in der Bohrung No X. am mächtigsten. In den übrigen Bohrungen sind die Mächtigkeiten durchschnittlich 2 m, mit Schichtenunterbrechungen von übereinstimmender, spärlicher Fauna. Zu bemerken ist noch, dass in der einen Schichtenlage die *Globigerinen* an Menge vorwiegen, wogegen die unvermittelt darüber liegenden Schichten unzählbare Exemplare der *Candorbulinen* in sich schliessen. Massenhaft erscheint jedoch in einer Lage immer nur die eine oder andere Art.

Auch die Literatur enthält die Beschreibung dieser Schichten, nur mit dem Unterschiede, dass die *Candorbulinen*, als Genus im Jahre 1933 von J e d l i t s c h k a (36) aufgestellt, noch nicht von den *Globigerinen* getrennt werden.¹

¹ Meiner Ansicht nach sind die Arten *Candeina biloba* und *triloba* von J e d l i t s c h k a gleichfalls den *Candorbulinen* anzureihen. Die oft unstätige Ausbildung der Kammer beim Vergleich von *biloba* und *triloba* (36.), manches mal sogar nur ein flacher Buckel oder eine mit Öffnung versehener Sutura umgebene Wulst, würde die Einreihung in das Genus *Candeina* berechtigen. Ich konnte, da mir genügend Material zur Verfügung stand, oft beobachten, dass z. B. nicht nur um die Sutura der zweikammerigen *Biloba*-Art Öffnungen vorhanden sind, jedoch auch bei *Candorbulina universa* an einer Kammer Poren der in unregelmässiger Linie auftretenden Öffnungen erscheinen. Gegen das Einreihen zu den *Candeinen* spricht noch der Umstand, dass die Suturen der *Candeinen* stärkere und entschiedenere Einschnürungen zeigen, sowie die in diesen sitzenden Öffnungen der *Candeinen* in verhältnismässig grösseren und regelrechteren Abständen auftreten.

Obzwar ich bis nun die Fundstellen des Kolozsvärer Hója und La Gloduri mit ihrem häufigen Vorkommen von *Orbulina universa* und *Globigerina bilobata* nicht untersuchte, so meine ich doch, dass, da die Lagerungsart der Hójaer Schichten (in 10 m Mächtigkeit mit Dacittuff wechsellagernder Globigerinenmergel) mit den Daten in meinem untersuchten Gebiet übereinstimmend ist, diese Arten, wenigstens zum Teil, mit der oberwähnten *Candorbulina universa*-Form identisch sind. Bei der mikropaläontologischen Untersuchung des Izavölgyer Materials von F. Szentes konnte ich gleichfalls solche, mit Dacittuff verbundene Globigerinenschichten nachweisen. Ähnliche Vorkommnisse erwähnt auch V. Aradi (38). Aradi zeigt, bei Behandlung der geologischen Verhältnisse der Erdölzone bei Campina in Rumänien, auf Wechsellagerung von Globigerinenmergel mit Dacittuff, die stratigraphisch, paläontologisch und petrographisch in jeder Hinsicht den Mezöséger Schichten gleichkommt. Aradi erwähnt hier auch das massenweise Auftreten von *Orbulina universa* im Globigerinenmergel. Nach obiger Ausführung sind es gleichfalls die massenhaft erscheinenden Exemplare der *Candorbulina universa* (Jedl.).

Auf die in der Literatur zerstreut vorhandenen Angaben zurückgehend und die Ergebnisse meiner Untersuchungen in Betracht ziehend, können wir sagen, dass die globigerinen-candorbulinereichen mergeligen Schichten stetig mit den Déser Dacittuffen wechsellagern. Dies unterstützen die Beobachtungen an den Bohrschichtenproben und an den Vorkommnissen der Aufschlüsse vom Király-Graben und vom Csicsóhagymás-Bach. A. Koch schreibt (4) über die Hójaer Aufschlüsse: »Die wechsellagernden Tuffe und Tonmergel sind an dem Hója globigerinenreich«. Noch detaillierter beschreibt Gy. Szádeczky (39) diese Hójaer Schichten. An mehreren Stellen bemerkt Koch (8. 13), dass die Dacittufflagen überall mit Globigerinenmergeln abwechseln. An anderen Stellen wieder, ihre geographische Lage umschreibend, zeigt er auf ihr in Gesellschaft der Dacittuffe stets randgebietliches Vorkommen hin. Die diese Tuffe produzierenden Vulkane (40) »mussten in einer Reihe durch die Umgebung von Kolozsvár, dem W-Rande des Siebenbürgischen Beckens entlang, im Neogen tätig sein«; und in derselben Beschreibung führt er die Horizontierung der Tuffe auf Grund der Foraminiferenschichten durch. Was ihr Alter anbelangt zieht er anfangs (4. 1) eine Parallele zwischen Hójaer Globigerinenschichten und dem Badener Ton, später (10. 13) aber setzt er sie, als Hangendes der Hidalmásér Schichten und in Gesellschaft der Dacittuffe erscheinend, in den untersten Horizont der Mezöséger Schichten.

Nach L. Mártonfi (6) enthalten diese Schichten im Schlammungsrest zu 97—98% *Globigerinen*, welche Angabe auch Koch (13) übernimmt. Gy. Szádeczky macht die Anmerkung (39), dass

von den Globigerinen enthaltenden Tuffmergeln der Tuffschichten aus dem Kolozsvärer Vadasrét-Graben nur $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{10}$ Teil Tuffton sei, der übrige aber von guterhaltenen Globigerinenschalen gebildet wird. Den Bükkszéker Proben gleich (56) machte ich mich auch hier daran solche Schichten auf Foraminiferenreichtum zu untersuchen und bekam folgende Ergebnisse: Aus 100 Gramm einer Globigerinenschichte der Bohrung No. VIII von Dés (aus 100.90—103.40 m) blieb nach der Schlämmung 1 Gramm zurück, in dessen 0.1 Grammteil ich 31.600 winzige (durchschn. Durchmesser 0.2 m/m) *Globigerinenschalen* zählen konnte, was auf 1 m³ umgerechnet 7.5 Milliarden Schalen bedeutet (das spez. Gewicht des Gesteins ist nach Messungen von E. Nagy = 2.69). *Candorbulinenschichten* untersuchte ich gleichfalls zu diesem Ziele aus 153.30—154.30 m Tiefe der Bohrung Désakna No. VII. Hier blieb von 100 Gramm Gestein, mit einem spez. Gewicht von 2.71, 6.0 Gramm zurück, wovon 0.1 Gramm Schlammungsrest 4230 Stück durchschnittlich 0.45 m/m Durchmesser aufweisende Schalen enthielt. Dies ergibt auf 1 m³ umgerechnet 6.9 Milliarden Schalen. In letzterer Schichte besteht der Schlammungsrest völlig aus *Candorbulinenschalen*, kein einziges Sandkorn und kein Material mineralischer Abstammung war darin zu finden. Der Kalkgehalt der foraminiferenreichen Tufftone (z. B. im Király-Graben in einer Lage = 53.34%) ist den zahllosen eingeschlossenen Schalen zuzuschreiben.

An dieser Stelle muss ich bemerken, dass ich in den salzhangenden globigerinenreichen Schichten — die den Salz aufliegenden Candorbulinlagen auf lagern — in den Bohrungen Désakna No VII, VIII und IX eine interessante, aus von der Foraminiferenfauna der bisher behandelten und nachfolgend zu beschreibenden Schichten abweichenden Arten bestehende Schichtung vorfand. Hier konnte ich eine der *Cyclammmina emaciata* Brady und der *Quinqueloculina akneriana* d'Orb. sehr ähnliche, den *Miliolinen* angehörige, eventuellneue Art ersehen. Ihr Vorkommen ist nicht selten und scheidet, mitsamt den vorherverwähnten Arten, scharf von der Fauna der hangenden und liegenden Schichten ab. Ein gleichaltriges *Cyclammmina emaciata*-Vorkommen fand ich in den Schlammungsresten der Schichten aus dem Tarac-Tal (Kárpátalja). Die Mächtigkeit dieser in der Bohrung aufgeschlossenen Schichten kann 1—3 m betragen und ist vielleicht das Äquivalent mit derjenigen zuerst von Mártonfi erwähnten Lage aus dem Békás-Bach bei Kolozsvár, aus welcher er das häufige Vorkommen von *Triloculina* sp. und *Quinqueloculina* sp. in Globigerinenmergel aufzählt (6).

Am Oberteil der Globigerinen-Candorbulinan-Schichten (wie das aus der Bohrung Désakna No. IV zu ersehen ist), oder aber in den den foraminiferenreichen Schichten selbst (Bohrung No. VII und X) lagern.

f) die 2—3 m mächtigen, harten Schichten des *grauen, größeren Dacittuffs*. Wie das die Désaknaer Bohrungen beweisen, liegen diesen Tuffschichten die sog. Anomalinenablagerungen auf, die ich später unter im Kapitel über die Beckenfazies behandeln werde.

Die Mikrofauna der Globigerinen-Candorbulinenschichten — aus den Oberflächenaufschlüssen des Déser Király-Grabens, des Kozár-várer Béla-Berges, des Csicsóhagymás-Baches (= Valea Lunga) und aus den Bohrungen von Désakna uns schon bekannt und durch die Salzlage in zwei Teile geteilt — zeigt uns folgende Tabelle an :

A r t	Király-Graben	Kozár-vár	Csicsóhagymás	Désaknaer Bohrungen	
				unterer Teil	oberer Teil
<i>Rhabdammina abyssorum</i> M. Sars.	+		+	+	+
<i>Spiroloculina tenuis</i> Czjz.	+		+		
<i>Cornuspira</i> sp.	+				
<i>Robulus</i> sp.	+				
<i>Planularia</i> sp.	+				
<i>Dentalina</i> sp.				+	
<i>Nodosaria exilis</i> Neug.				+	
<i>Glandulina laevigata</i> d'Orb.				+	
<i>Nonion umbilicatum</i> (Montagu)	+				+
<i>Discorbis rosacea</i> (d'Orb.)			+		
<i>Rotalia beccarii</i> (L.)	+				
<i>Cancris haueri</i> (d'Orb.)				+	
<i>Pullenia sphaeroides</i> d'Orb.				+	
<i>Sphaeroidina bulloides</i> d'Orb.				+	
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	h.	+	h.	massh.	s. h.
» <i>triloba</i> Rss.	+	s. s.	+	s. s.	+
» <i>quadriloba</i> d'Orb.	+		+	+	+
» sp.				+	
<i>Orbulina universa</i> d'Orb.	+				
<i>Candorbulina universa</i> Jedl.	h.	s. h.	h.	h.	massh.
» <i>biloba</i> Jedl.	+	h.	+	h.	+
» <i>triloba</i> Jedl.	massh.	+	massh.	h.	massh.
<i>Cibicides lobatulus</i> (W. J.)	+			+	
» <i>ungerianus</i> (d'Orb.)	+			+	
<i>Spongiennadel</i>			+	+	
<i>Spatangidenstac'el</i>	+		+	+	+
<i>Schnecke</i> (embryonal)					+
<i>Fischschuppe</i>					+
<i>Fischflosstrahlen</i>					+

Zu bemerken ist, dass in einzelnen Schichten interessanterweise, besonders wo die gut entwickelten Exemplare der *Candorbulina triloba* Rss. massenhaft erscheinen, so an der Oberfläche, wie auch in den Désaknaer Bohrungen (z. B. in 262—264 m der Bohrung No VII.)

dieselben fast allesamt flachgedrückt sind. Dasselbe Charakteristikum fand ich bei den Globigerinen aus den gleichgelagerten Schichten des Izavölgy (von Fr. Szentes gesammelt).

In den oben separat erwähnten und mit den Schichten des Békás-Baches verglichenen Lagen fehlt die in winzigen aus dem Békás-Bache beschriebenen Exemplaren häufige *Anomalina badenensis* d'Orb. Dagegen glückte es mir in den salzunterliegenden Globigerinenmergeln der Désaknaer Bohrungen IX. und X. eine der mit den zwergförmigen Arten des Békás-Baches überfüllten Schichtenlage ähnliche Ausbildung aufzufinden, die auch im oberen Teile der Désér Tuffserie vom Csicsó-hagymás-Bach erscheint. Es scheint nun, als ob diese zwei Schichtfaunen — die dem Salz auflagernde e_1) *Miliolinen* enthaltende und die im Liegenden des Salzes erscheinende c_1) *Anomalinen* führende, Zwergformen einschliessende — *zusammengenommen*, mit der Mártonfi'schen Fauna des Békás-Baches identisch wäre. Ich hielt es für verdienstvoll auf diese, dünne Schichteinlagerungen bildende Fauna hinzuweisen, schon deswegen, weil die Formen, neben den grosse Formen zeigenden, an Arten gänzlich abweichende Ausbildungen enthaltenden Globigerinen-Candorbulinenschichten sozusagen alleinstehend, individuell sind.

Hier treten also die Anomalinen auf, die dann, wie wir sehen werden, den Mezóséger Schichten ihr Charakteristikum leihen.

Die Fauna der zwei dünnen Einlagerungen, verglichen mit derjenigen von Mártonfi aus dem Békás-Bach, zeigt beiliegende kleine Tabelle:

A r t	c_1		e_1	Békés-Bach
	Désaknaer Bohrungen	Csicsó-hagymás		
<i>Rhabdammina abyssorum</i> M. Sars.	+		+	
<i>Cyclammina emaciata</i> (Brady)	+		+	
<i>Quinqueloculina akneriana</i> d'Orb.			+	
» sp.				sp.
<i>Miliolina</i> n. sp. (?)			+	sp.
<i>Biloculina</i> sp.			+	
<i>Glandulina</i> sp.			+	
<i>Lagena hexagona</i> Will.			+	
<i>Nonion umbilicatum</i> (Montagu)		+		
<i>Bulimina aculeata</i> d'Orb.			+	
<i>Discorbis rosacea</i> d'Orb.		+		
<i>Sphaeroidina bulloides</i> d'Orb.		+		
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	massh.	h.	massh.	s. s.
» <i>triloba</i> Rss.	+	+	+	
<i>Orbulina universa</i> d'Orb.				s. s.
<i>Anomalina badenensis</i> d'Orb.	s. h.	s. h.		s. h.
<i>Cibicides ungerianus</i> d'Orb.	+	+		
<i>Spatangidenstachel</i>		+	+	
<i>Otolithus</i>			+	
<i>Fischflosstrahlen</i>			+	

Ich denke, dass auch hier *Orbulina universa* d'Orb. mit *Candorbulina universa* (Jedl) übereinstimmt. Mártonfi erwähnt ausser den Arten *Dentalina guttifera* d'Orb. und *Nonionina communis* d'Orb. noch einige mit ? sp. bezeichnete Arten.

Nun können wir diejenige interessante Ablagerung erwähnen, die durch die g) strandnahe, fossilhaltige, lithothamnienführende, mergelige Sandlage mit tortonischer Fauna vertreten wird.

A. Koch schreibt (11), dass zwischen den an Fossilien sterilen Schichten des Mezöség der Aufschluss des Csicsóhagymás-Baches »als wahre Oase für den Geologen erscheint«. Diese Schichten sind hier nämlich auch makrofaunistisch schön nachzuweisen und Koch (22) bezeichnet sie als Meeresstrandfacies des obermediterranen Horizontes. Auch mir erbot sich die Gelegenheit dieses Vorkommen, bei einem Ausflug mit meinen Kollegen Bandat, Méhes, Reich und Wein, zu studieren. Aus dem Torton bekam ich ausserdem noch Schichtproben zur Foraminiferenuntersuchung von L. Reich, u. zw. vom Abhang des von dem Csicsóhagymás-Bache W-lich gelegenen La Poeni (Kote 380), sowie aus den Sammlungen des Homoródkeményfalvaer Alsó- und Felsőmész-Baches des J. Bányai

Die Csicsóhagymás-er fossilführende Schichte, deren Profil Koch (33) bekanntgibt, ist ein dunkelgrauer, Lithothamnien führender, mergeliger, kleinkieseliger Sand im Hangenden des Déser Tuffes, über welchem ein tuffig anscheinender Sandstein liegt. In diesen Schichten sind oft faustgrosse Lithothamnienknollen und Austernschalen häufig. Die Molluskenfauna derselben beschrieb E. Pávai Vajna (47) und A. Koch (48), die der *Ostracoden* (49) und *Bryozoen* (50) I. Héjjas, die Foraminiferen dagegen Mártonfi (7). Diese Faunen reiht A. Koch (43) selbstverständlich in seiner tabellarischen Zusammenstellung auf.

Es glückte mir ausser den auffallenden Lithothamnien und Austern ein kleines Exemplar der zu den Stachelhäutern gehörigen *Fibularia* sp., sowie einen *Chara*-Kern zu bestimmen. Auch die von hier hervorgekommene Foraminiferenzahl übersteigt die aus 15 Arten bestehende Fauna Mártonfi's.

Zum Vergleich stellt uns beiliegende Tabelle die Fauna der tortonischen Schichten vor Augen.

Á r t	Csicsó- hagymáser Bach	La Poeni	Homoród- kemény- falva
<i>Spiroplectammina</i> sp.	+		
<i>Textularia carinata</i> d'Orb.*	+	+	+
» <i>deperdita</i> d'Orb.	+		
» <i>mariae</i> d'Orb.	+	+	+
» <i>abbreviata</i> d'Orb.	+	+	+
» <i>subangulata</i> d'Orb.	+		
<i>Bigenerina nodosaria</i> d'Orb.	+		
<i>Listerella communis</i> d'Orb.	+		+
<i>Quinqueloculina akneriana</i> d'Orb.	+	+	
» <i>badenensis</i> d'Orb.	+		
» <i>ungariana</i> d'Orb.	+		
<i>Triloculina tricarinata</i> d'Orb.	+		+
<i>Spiroloculina tenuis</i> Czjz.			+
<i>Dentalina filiformis</i> d'Orb.			+
» <i>consobrina</i> d'Orb.			+
» <i>pauperata</i> d'Orb.	+		
<i>Nodosaria exilis</i> Neug.			+
<i>Glandulina laevigata</i> d'Orb.	+		+
<i>Globulina gibba</i> d'Orb.	+		+
» <i>spinosa</i> d'Orb.	+		
<i>Guttulina sororia</i> (Rss.)	+		
<i>Nonion commune</i> (d'Orb.)*	+	+	
» <i>granosum</i> (d'Orb.)	+		
» <i>umbilicatulum</i> (Montagu)	+	+	+
» <i>soldanii</i> (d'Orb.)	+	+	+
<i>Elphidium macellum</i> (F. M.)	+	+	+
» <i>rugosum</i> (d'Orb.)	+	+	+
» <i>aculeatum</i> (d'Orb.)	+		
» <i>crispum</i> (L.)*	+	+	+
<i>Polystomellina discorbinoides</i> Yabe-Hanzawa	+		
<i>Heterostegina costata</i> d'Orb.*	+	+	+
<i>Dendritina elegans</i> d'Orb.*	+		
» <i>haueri</i> d'Orb.	+	+	
<i>Amphimorphina hauerina</i> Neug.	+		
<i>Borelis melo</i> (d'Orb.)	+		
s <i>haueri</i> (d'Orb.)*	+	+	
<i>Bulimina pyrula</i> d'Orb.	+		
» <i>pupoides</i> d'Orb.	+		+
» <i>elongata</i> d'Orb.	+	+	
» <i>elegans</i> d'Orb.	+		
» <i>inflata</i> Seguenza	+		
» <i>buchiana</i> d'Orb.	+		

Die mit * bez. Arten erwähnt auch Mártonfi.

Art	(Csicsó- hagymásér Bach	La Poeni	Homoród- kemény- falva
<i>Vivulina schreibersiana</i> Czjz.	+		+
<i>Bolivina punctata</i> d'Orb.			+
<i>Uvigerina canariensis</i> d'Orb.	+		
» <i>pygmaea</i> d'Orb.*	+		+
» <i>brunnensis</i> Karr.	+	+	
» <i>asperula</i> Czjz.	+	+	
<i>Discorbis rosacea</i> (d'Orb.)	+	+	+
<i>Gyroidina soldanii</i> d'Orb.			+
<i>Eponides haidingeri</i> (d'Orb.)	+		
» <i>schreibersii</i> (d'Orb.)	+		
» (?) <i>boueanus</i> (d'Orb.)	+		
<i>Rotalia beccarii</i> (L.)	+	+	+
« <i>calcar</i> (d'Orb.)			+
<i>Siphonina reticulata</i> Czjz.			+
<i>Cancris auriculus</i> (F. M.)	+		
» <i>brongniarti</i> (d'Orb.)	+		
<i>Amphistegina hauerina</i> d'Orb.*	+	+	+
<i>Ceratobulimina contraria</i> (Rss.)	+		
<i>Cassidulina subglobosa</i> Brady			+
<i>Chilostomella ovoidea</i> Rss.			+
<i>Pullenia sphaeroides</i> d'Orb.	+		
<i>Sphaeroidina bulloides</i> d'Orb.	+	+	+
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	+	+	+
» <i>triloba</i> Rss.*	+	+	+
» <i>bilobata</i> d'Orb.			+
<i>Orbulina universa</i> d'Orb.*	+	+	
<i>Candorbulina universa</i> (Jedl.)	+		
<i>Anomalina grosserugosa</i> Güm b.		+	
<i>Cibicides lobatulus</i> (F. M.)	+		+
» <i>ungerianus</i> (d'Orb.)	+		+
» <i>dutemplei</i> d'Orb.	+		+
<i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'Orb.	+		
<i>Spongiennadel</i>	+		+
<i>Spatangidenstachel</i>	+	+	+
<i>Bryozoa</i>	+	+	+
<i>Otolithus</i>			+
<i>Ostracoda</i>	+		

An dieser Stelle muss ich bemerken, dass Mártonfi (7.) von Csicsóhagymás die von d'Orbigny aus dem Wiener Becken bei Nussdorf bekanntgegebene Art *Nummulina radiata* erwähnt. Jedoch ist diese Art keine typische *Nummuline*, was auch die abweichenden

Die mit * bez. Arten erwähnt auch Mártonfi.

Meinungen der Forscher bestätigen. So bezeichnen d'Archiac und Haimé sie als *Amphistegina*, Chapman zieht sie mit *N. cumingi* zusammen, welche Art Cushman *Operculinella*, Thalmann dagegen im dritten Teil der Brady'schen Monographie (Ecl. Helv. 1937) *Verbeekia* nennt. Wahrscheinlich ist, dass Mártonfi. hier eine *Amphistegine* als der beschriebenen Art zugehörig bestimmte.

Obwohl die aus 61 Arten bestehende Foraminiferenfauna die sehr artenreichen Faunen mehrerer Forscher (13) von Lapugy mit 244, Bujtur mit 148, oder die Karrer'sche Kostejer mit 266, Franzena's (52) Letkésér mit 106, Majzon's (53.) Nógrádszakáler mit 91 Arten zahlmässig nicht erreicht, so ist sie mit ihren ungemein charakteristischen Formen, würdig in eine Reihe mit denselben gestellt zu werden. Als am häufigsten vorkommend erscheinen hier *Uvigerinen*, *Alveolinen* und von den *Textularien* besonders die Arten *mariae* und *Elphidium crispum* (L.) Die übrigen sind durch verhältnissmässig gleiche Individuenzahl vertreten, ausser einigen selten erscheinenden Csicsóhagymásér Arten, wie z. B. *Bigenerina nodosaria* d'Orb. und *Polystomellina discorbinoides* Yabe-Hanzava.

In der Sammlung von J. Bányaí, aus blaugrauem, etwas kieseligem, sandigem Ton des Alsó-mész-Baches von Homoródkeményfalva kamen, neben für das Torton charakteristischen Formen, sehr interessante Exemplarformen hervor. In dem Schlammungsrest der Schichte tortonischen Alters fand ich 3 abgewetzte Exemplare der senonischen *Globotruncana stuarti* (DeLapp.), sowie ein eingewaschenes Exemplar der altoligozänen *Clavulinoides szabói* (Hantk.) und zwei solche von *Haplophragmoides latidorsatus* (Born.) und *Vulvulina subflabelliformis* (Hantk.). Die eingewaschenen *Globotruncanen* — wie ich das schon bei den sie enthaltenden oberflächlichen und Tiefbohrungsschichten bemerken konnte — sind gewöhnlich in gröberen, sandigen, kleinkieseligen Lagen aufzufinden. Die grössere Kraft der Einschwemmung transportierte, als das Ufer, welches nach den Foraminiferen beurteilt aus senonen und oligozänen Schichtungen bestand, noch näher lag, die Schalen, oder aber die Schalenreste enthaltenden Gesteinsstücke. A. Koch erwähnt auf einige andere Fälle bezüglich auch die Transportfähigkeit des Eises. Doch können wir, wie z. B. bei Homoródkeményfalva, gleichfalls voraussetzen, dass die älteren Arten durch tektonische Kräfte in die jüngeren Schichtungen zur Einlagerung kamen. Zum Schluss sei bemerkt, dass dies das erste — wenn auch sekundäre — siebenbürgische Vorkommen von *Clavulinoides szabói* ist.

Mit diesen Schichten schliessen wir nun die Reiche ab. Es glückte mir sie nur im NW-Teil des Gebietes an der Oberfläche aufzufinden,

im inneren Becken fehlen sie ganz. Auch durch Tiefbohrungen konnten sie nicht erreicht werden, ausser in der schon oben erwähnten Schurfbohrung No. I von Nagysármás, die diese Globigerinenmergel der Szék-Apahider Tuffe in 482 m Tiefe anstach.

B) Die Beckenfacies der Mezőség.

Die hier aufgereihten Schichtenarten, in grösserem Umfang sich ausbreitend, finden wir SO-lich von Dés entwickelt. Sie überdecken ein vom Zusammenfluss der beiden Szamos ausgehendes dreieckiges Gebiet, dessen Ostgrenze in meinem Untersuchungsgebiet die Linie Mikola—Ördöngösfüzes—südlich Bány—Csaba—Bödön ist. In den hier erschlossenen und herzueihenden h) *blaugrauen, grauen schieferigmergeligen, tonigen Schichten* können wir in grösserer oder kleinerer Individuenzahl die dem Genus *Anomalina* angehörigen Arten auffinden. An Fauna ist diese Schichtenserie arm und nur die *Anomalinen* geben ihr ein gewisses Charakteristikum. Genau dieselben Arten glückte es mir im gesammelten Schichtenmaterial aus dem Gebiet des T. Szalai bei Fehéregyháza, Szászpéntek, Falfalu und Marosvécs, sowie des L. Bartkó aus der Umgebung von Bad Korond nachzuweisen.

Die Fauna der Schichten ist folgende :

- Spiriloculina tenuis* Czjz.
- Dentalina guttifera* d'Orb.
- Elphidium rugosum* d'Orb.
- Bulimina pupoides* d'Orb.
- Bulimina aculeata* d'Orb.
- Bulimina inflata* Seguenza.
- Globigerina bulloides* d'Orb.
- Globigerina triloba* Rss.
- Globigerina* sp.
- Anomalina badenensis* d'Orb.
- Anomalina simplex* d'Orb.
- Anomalina variolata* d'Orb.
- Spongiennadel.
- Spatangidenstachel.

Ausserdem fand ich im Schlammrest der, aus dem Schacht No. 6 am Dosul Ritului bei Csabaujfalu entnommenen Schichtprobe ein eingewaschenes Exemplar der für Senon charakteristischen Art *Globotruncana stuarti* (DeLapp.). Die Ausnahme bilden die *Anomalinen*, welche an folgenden Stellen nicht selten vorkommen: die Schichtlage im unteren Teile des Aufschlusses am NW-Hang des Barbat-Berges

bei Bány; der dunkelgraue Mergelton an der oberen Verzweigung des vom SO-Teile des Bálványosvárjaer Gyapalbükk herablaufenden Baches und im Oberlauf den, von über dem Csabaújfaluser Roszbache gelegener Kote 305 nach N laufenden Grabens. In diesen Schichten finden wir unter den *Anomalinen* zahlreiche mit abnormer Schalenentwicklung. Die den hergereihten Schichten zwischenlagernden i) *Sandsteine enthaltenden, sandigen Dacittufflagen* beherbergen keine Foraminiferen. Die Dacittuffe sind am besten bei Bálványosvárja, Málom, dann W-licher bei Szék und in der Umgebung von Apahida zu erforschen.

Meiner Ansicht nach gehören auch die bei Kérő neben Szamosújvár erscheinenden Dacittuffschichten in diese Abteilung, mit deren Dacittuffkonkretionen sich F. Berwerth (43), O. Mügge (44) und A. Koch (53) befassten. Auf Grund der Struktur dieser Konkretionen schloss schon O. Mügge auf organischen Ursprung, u. zw. auf Foraminiferensreste. Koch fand später in zwei Dünnschliffen des von hier stammenden Materials zwei Foraminiferen.

Die oben angeführten *Anomalinenschichten* fanden sich in den Bohrungen Désakna No. VI bis 47.60 m, No. VII bis 123.70 m und No. VIII bis 92.50 m Tiefe im salzüberlagerndem Tuff und im Hangenden der globigerinenreichen Ablagerungen. In den oberen Lagen der ärarischen Gasschurfbohrungen erschienen gleichfalls die *Anomalinen*. So z. B. in den Bohrungen Vasasszentgotthárd No. I zwischen 38.60—376.60 m und No. II zwischen 72.80—398.80 m. Die Bohrung Erdőszentgyörgy No. III erreichte diese Lage in 951.00 m und lief von hier an bis zur Bohrsohle in 1312.00 m in derselben.

Den Mezőségern gleiche *Anomalinenvorkommen* konnte ich in den von S. Jaskó (45) gesammelten, seiner Ansicht nach kattischen Schichtproben der Ablagerungen des Nagybányaer Beckens, sowie in den aus dem Kárpátjaer Huszti-Bach und dem Iza-Tal von Fr. Szentes gesammelten Schichten auffinden. An beiden Orten sind die *Anomalinen* häufig.

Zwischen, doch hauptsächlich über den *Anomalinen* führenden Schichten kommen noch j) einige petrographisch ähnliche Lagen bei Mikola, Szamosújvárnémeti, sowie zwischen Kötke und Aranyoszentmiklós vor, in welchen die *Anomalinen* ausbleiben, und deren Gesamtfauuna aus folgenden spärlichen Arten besteht :

Nodosaria sp.

Robulus inornatus (d'Orb.)

Nonion depressulum (W.-J.)

Elphidium rugosum (d'Orb.)

Bulimina acuelata d'Orb.

Bulimina elongata d'Orb.
Sphaeroidina bulloides d'Orb.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerina triloba R s s .
Globigerina sp.
Orbulina universa d'Orb.
Rotalia beccarii (L.)
Cibicides sp.

Über den anomalienfreien Schichten liegt der k) abwechslungsreich ausgebildete Horizont des »Gyéreser« Tuffes. Unter diesen 0.8—3.0 m mächtig ausgebildeten Tuffbänken finden wir von grauweißen, losen, kaolinisierten Abarten angefangen bis zu sehr harten Tuffsandsteinen zahlreiche Übergänge. Nach Jekelius und Mrazec (54) bildet der Mezögyéreser Tuff die Grenze zwischen obermediterranen und sarmatischen Schichten. In den hergereihten Tufflagen fand ich keine Fauna.

3. Sarmat und Pannon.

Dieser Abteilung sind 1) mergeliger Ton, Sand und Sandstein in abwechselnder Lagerung zuzureihen, die bei Buza, Noszoly, Kékes, Szépkényerüszentmárton, Dellőapáti und Veresegyháza an den höher gelegenen Teilen der Hügel dem Gyéreser Tuff aufliegen. Im Schlammungsrest der Tonmergel sind *Otolithen*, *Fischschuppen*, *Fischschwimmstacheln*, *Ostracoden* und einige Arten der Brackforaminiferen, wie z. B.

Quinqueloculina sp.
Nonion depressulum (Ficht.-Moll.)
Elphidium rugosum (d'Orb.) und
Rotalia beccarii (L.) häufig.

Diese Ablagerungen sind auch in den östlicher gelegenen Teilen des Gebietes aufzufinden.

Zum Vergleich untersuchte ich das aus dem Jahre 1907 stammende, von K. P a p p gesammelte und das Eigentum der ung. Geologischen Reichsanstalt bildende Kusmaer sarmatische Material mit Makrofauna (27). Ich hatte Gelegenheit drei Proben zu schlämmen, die mit dem Stammort »Abzweigung des Pareu Podusel SW-lich Kusma« angegeben waren. Der Beobachtung wurden noch unterstellt: die Schichtproben von L. B a r t k ó aus dem Somos-Bach bei Árvátfalva und das sarmatische, ein Makrofauna enthaltendes Material von L. R e i c h. Aus diesen kam folgende Fauna zum Vorschein:

A r t	Kusma	Árvátfalva	Oktánd
<i>Triloculina consobrina</i> d'Orb.	s. s.	+	
<i>Nonion commune</i> (d'Orb.) ¹	+		
» <i>perforatum</i> (d'Orb.) ¹	s. s.	h.	+
» <i>granosum</i> (d'Orb.) ¹	s. s.	+	
<i>Dendritina elegans</i> d'Orb.	+		
» <i>hauveri</i> d'Orb.	+		
<i>Elphidium macellum</i> (F. M.)	+		
» <i>aculeatum</i> (d'Orb.)	+		+
» <i>rugosum</i> (d'Orb.) ²	s. s.	s. s.	+
» <i>crispum</i> (L.)	+		
<i>Discorbis rosacea</i> (d'Orb.)	i. r.		
<i>Rotalia beccarii</i> (L.)	+	+	y.
<i>Ostracoda</i>	s. s.	+	+
<i>Otolithus</i>	+	+	+

Den Faunenarten entlanglaufend, sehen wir, dass sie alle eine aus dem Sarmat uns gutbekannte Gesellschaft bilden. So auch die *Dendritinen*, die schon H a l a v á t s (35) aufzählt, u. zw. als *Peneroplis* aus dem Sarmat mit Makrofauna des Grabens bei Kistikván. Nur das Kusmaer Vorkommen von *Discorbis rosacea* (d'Orb.) ist etwas abweichend. Von diesem sei jedoch bemerkt, dass es sich hier nur um wenige kleine und ganz dünne, fast membranartige Schalen handelt, die sehr gut das in nicht entsprechenden Lebensverhältnissen sich abspielende Vegetieren, oder Dahinfristen zeigen.

Auffallend ist das konsequente Vorkommen der *Otolithen* in diesen Schichten. So lief z. B. die Tiefbohrung Nagysármás No. I von 10 bis 246 m Tiefe in solchen Otolithenschichten, aus welchen, neben den Otolithen, noch folgende spärliche Faune hervorkam ;

Rhabdammina abyssorum M. S a r s.

Dentalina sp.

Nodosaria exilis N e u g.

Elphidium rugosum (d'Orb.)

¹ Diese zwei Arten pflegt man nach Brady unter dem Namen *Nonionna depressula* (W.—J.) zu erwähnen.

² Diese Art ist, gleichfalls nach Brady, meist unter dem Namen *Polystomella striatopunctata* (F.—M.) erwähnt, was nicht stichhältig ist, da die *striatopunctata* sehr stämmig und feinorniert ist, somit von den zwei Arten stark abweicht. So unterschied auch ich neuerdings diese auf Grund der ursprünglichen Abbildung Fichtel's und der Polystomellen abhandelnden Monographie C u s h m a n's

Rotalia beccarii (L.)
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerina triloba R. s. s. und
Cibicides dutemplei d'Orb.,

wogegen die *Ostracoden* hier gänzlich fehlen.

Ich bin der Annahme, dass die Otolithus-Horizonte der ärarischen Gasschurfbohrungen aus der Umgebung von Nyárádszereda in die sarmatische Stufe gehören, die in den Bohrungen höher liegenden, nur Ostracoden enthaltenden dagegen schon pannonischen Alters sind. Die Otolithen- und Ostracodenschichten haben in den Bohrungen von Nyárádszereda eine Gesamtmächtigkeit von 166, 198 und 232 m.

An der Grenze von Sarmat und Pannon, oder aber sehr nahe daran lagert der sehr dünne (5 cm) Báznaer Tuff. Diese Tuffschicht befindet sich im oberen Teil des gelbgrauen, fischschuppigen Tones (d. h. also noch sarmatischer Ablagerung), wogegen in den hangenden, tonig-mergeligen Ablagerungen nur sehr dünn- und glattschalige *Ostracoden* aufzufinden sind.

Gleiche Ostracodenschichten sammelten H. B a n d a t, G. W e i n, S. J a s k ó und K. B a l o g h aus der weiteren Umgebung von Marosvásárhely, wo diese Schichten eine grössere Ausbreitung haben.

Nachträgliche Bemerkungen.

Zum Schluss muss ich noch einige Bemerkungen über die bathimetrischen Verhältnisse und den Zusammenhang der Mezöséger Schichten machen.

Unsere globigerinenreichen — zum grossen Teil, wie wir sahen, candorbulinreichen — Schichten glaubten M á r t o n f i (6.), K o c h (13.) und Gy. S z á d e c z k y (28.) den ausgesprochen Tiefseecharakter aufweisenden, uferfernen, am Meeresgrund gebildeten Ablagerungen zuzurechnen müssen. Diese Schichten erscheinen immer in den älteren Dacittufflagen und sind bisher nur von den Nord und Westgebieten des Beckens bekannt. Dem Inneren des Beckens zu finden wir keine solche Bildungen, da hier die Schichten ja in die Tiefe sinken. Alleinig aus 482 m Tiefe der Bohrung Nagysármás No. I erwähnt K. P a p p (26.) Globigerinen enthaltenden Tonmergel, der jedoch schon in den höher gelegenen Tuffhorizont der Umgebung von Apahida-Szék gehört. Die übrigen Bohrungen erreichten diese Ablagerungen nicht. Für die Flachseeabstammung unserer planktonischen, foraminiferenreichen Schichten spricht, dass sie an den Randteilen in mächtigen Tufflagen,

bei Szék aber im Liegenden des Tuffes erscheinen, wogegen in der Bohrung Nagysármás No. I kein Hinweis auf Tuffe in 482 m Tiefe geschieht. Es kam hier also keine Asche der randlich wirkenden Vulkane mehr hin, wogegen in den nahegelegenen Gebieten eben der Tuffregen den Massentod der *Globigerinen* und *Candorbulinen* verursachte. Ja es trägt der Wind, oder die Strömung diese Tiere mit planktonischer Lebensweise sehr leicht von den pelagischen in die seichten, ufernahen Gewässer. Wenn wir dies durchdenken, so müssen wir auch annehmen, dass im Inneren des Beckens, in den damals offenen Gewässern, die schalenreichen Schichten der Arten planktonischer Lebensweise vorhanden waren, da ja die Foraminiferen an solchen Stellen massenweise leben konnten. Damit kommen wir zur Schlussfolgerung einer Senkung, die zwischen den Oberflächenlagen östlich Szék und Apahida und der 482 m Tiefe der Nagysármás Bohrung besteht und die eventuell sehr gross war, da doch die jetzigen Bohrungen solche Schichten nirgends durchstachen. Der Niveauunterschied beträgt 500 m, stellenweise aber noch mehr. Dies bezeugt die Bohrung Erdöszentgyörgy No. III, in welcher der Bohrer die Anomalinenschichten bei 951 m erreichte. Die Anomalinenschichten kommen aber im, beim Zusammenfluss der beiden Szamos-Flüsse liegenden Dreieck an der Oberfläche vor.

Indem die Tuffe dem Randgebiete, d. h. dem vulkanischen Centrum zu an Mächtigkeit zunehmen, ebenso verjüngen sich eben die planktonischen Foraminiferenschichten dem Randgebiete zu. Auch bei den Randablagerungen ist dies eine allgemeine Erscheinung. Im Becken selbst konnten die foraminiferenreichen Schichten grosse Mächtigkeiten erreichen und es ist möglich, dass die Anhäufung der unendlich vielen abgestorbenen, winzigen Körperchen zur Entstehung vom siebenbürgischen Gas Anlass gab. Auf gleiche Beobachtungen wies ich in meinen Arbeiten über die Tiefbohrungen von Bükkszék (56) und die Flyschschichten von Körösmező (29) hin.

Für Flachseursprung der Globigerinenschichten zeugt, bei Betrachtung der Bohrungen von Désakna, auch das *zwischenengelagerte* Salz, welches nur in ganz seichtem, eintrocknendem Meer sich ausfällen konnte. So können wir uns gewisse Meeresgrundoszillationen vorstellen: Seichtsee mit offenen Gewässern, bald sich einschnürende Meeresteile, in denen sich Salz bildete, worauf erneuert globigerinen-candorbulinenreiche, in den Bezirk vulkanischen Aschenregens fallende Flachsee, verbunden mit freien Gewässern, sich ausbildete. Doch ist das Salz auch als Quellwirkung zwischen den Schichten möglich. Diesem scheint zu widersprechen, dass die dem Désaknaer Salz stratigraphisch naheliegenden Schichten (Konglomerat, die hangenden und liegenden mergeligen Schichten) ohne Salzstock, in trockenen Perioden, wie das auch

schon Gy. Szádeczky erwähnt (28), salzausfallende Oberfläche aufweisen.

Nach Walther (16), Diener (57) und Vadász (58), sowie auch nach eigener Annahme (29) zeigt das massenhafte Vorkommen planktonischer Foraminiferen in bestimmten Lagen nicht unbedingt auf Tiefseeursprung der Bildungen.

Koch (13) und Ferenczi (59) halten die foraminiferenarmen Mezöséger Schichten des Beckens für Tiefseebildungen, obzwar schon Koch bemerkt, dass mit dem Anfang der obermediterranen Ära »der Nord- und Westrand des Siebenbürgischen Beckens sich in Hebung befand und das mediterrane Binnenmeer sich schon zurückzuziehen begann«. Auch J. Noszky der ältere (63) spricht von schlierartigen Ablagerungen mit Tiefseecharakter in Verbindung mit diesen Schichten. Nach K. Papp (25) sind es Bildungen der offenen Gewässer; anderswo (41) schreibt er dann, dass das Becken ein von allen Seiten her abgeschlossener, nur durch einige wenige seichte Meeresarme verbundener Trog sein konnte. M. Pálffy (60) beschreibt das Becken gleichfalls als seicht, das dann durch anhaltende Senkung in grosser Mächtigkeit sich anfüllte. Auch H. Böckh (14) hält die Mezöséger Schichten für Seichtwasserablagerungen und erwähnt, wie K. Papp (25) und I. Gaál (61) das Schlieräquivalent (62). Meiner Ansicht nach sind diese Schichten Ablagerungen aus seichtem Wasser. Dies bezeugen auch die zwischengeagerten, wellenfurchigen Hieroglyphensandsteine, mit denen ich mich bei den ähnlich ausgebildeten Kárpátaljaer älteren Abarten eingehend befasste (29). Die Armut der Fauna ist in den Ablagerungsverhältnissen der Schichten zu suchen. Das Abwechseln der schieferigen, tonigen, sandig-tonigen und Sandsteinschichten zeigt auf Meeresgrundoszillation während der Ablagerungszeit und auf bald stärkere, bald schwächere Domination des Meeres im Becken. Diese Veränderungen verspürte selbstverständlich auch die Fauna, da die stete Änderung der physischen Verhältnisse und der paläogeographischen Lage beim Standortwechsel sich nicht zu einer Ausbildung reicherer Faunengesellschaft eignete, noch weniger zu einem Eindringen aus den entlegenen, mit diesen in Verbindung stehenden Meeresteilen.

Auf Grund der Foraminiferen (*Anomalinen*) dieser Schichten ist eine Verbindung mit den miozänen Becken von Nagybánya und der Oberen-Theiss anzunehmen. Hierauf zeigten, in Betrachtnahme tektonischer Verhältnisse, schon Fr. Pávai—Vajna (63) und Fr. Horusitzky (64) hin, als sie den Zusammenhang der Mármaroser Salzmeere und der Mármaroser Salztone mit den Mezöséger Schichten im Munde führten.

1. Koch A.: Jelentés a Kolozsvári szegélyhegységben az 1883. évben végzett földtani részletes fölvételről. (Földtani Közlöny XIV. kötet, p. 213 1884.)
— Ueber die im Klausenburger Randgebirge ausgeführte Spezialaufnahme. (Földtani Közlöny XIV. kötet, p. 368. 1884.)
2. — Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei. II. Neogen csoport. (A Magyarhoni Földtani Társulat kiadványa, 1900.)
3. Reuss A. E.: Die fossile Fauna der Steinsalzlagerung von Wieliczka in Galizien. (Sitzungsber. d. k. Akad. Wiss. Wien. LV. Bd. I. Abt. p. 17. 1867.)
4. Koch A.: Adatok Kolozsvár vidéke földtani képződményeinek pontosabb ismeretéhez. (Földtani Közlöny IV. p. 251. 1874.)
5. Posepny, F.: Studien aus dem Salinengebiet Siebenbürgens. (Jahrbuch d. k. k. geol. R. A. XVII. Bd. p. 475. 1867.)
6. Mártonfi L.: A Kolozsvár vidéki harmadkori rétegek foraminiterái. (Értesítő az Erdélyi Múzeum Egylet orvos term. tud. szakoszt. V. évf. II. füz. p. 5 1880 Kolozsvár.)
7. — Jelentés a Mezőségen tett földtani kirándulásokról. (Ibid. VII. évf. II. füzet, p. 265. 1882.)
8. Koch A.: Jelentés a Kolos- és Szolnok-Dobokamegye területén az 1885. év nyarán végzett földtani részletes felvételtől. (Földtani Intézet Évi Jelentése 1885-ről, p. 52. 1886.)
Bericht über die im Gebiete der Komitate Kolos und Szolnok-Doboka im Sommer 1885 durchgeführte geologische Detailaufnahme. (Jahresbericht der Ung. Geol. Anst. für 1885. p. 62. 1887.)
9. — Jelentés a Kolozsvártól délre eső területen az 1886. év nyarán végzett földtani részletes felvételtől. (Földtani Intézet Évi Jelentés 1886-ról, p. 48. 1887.)
Bericht über die in dem südlich von Klausenburg gelegenen Gebiete im Sommer d. J. 1886 durchgeführte geologische Detailaufnahme. (Jahresbericht d. Ung. Geol. Anst. für 1886. p. 55. 1888.)
10. — Jelentés Torda-Aranyos megye Tordától nyugatra eső területének 1887 nyarán végzett földtani részletes felvételéről. (Földtani Intézet Évi Jelentése 1887-ről, p. 24. 1888.)
Bericht über die im Sommer 1887 durchgeführte geologische Specialaufnahme des westlich von Torda gelegenen Gebietes im Torda-Aranyoser Comitate. (Jahresbericht d. Ung. Geol. Anst. für 1887. p. 29. 1889.)
11. — Földtani észletek az Erdélyi medencze különböző pontjain. I. A Mezőség északi szegélye a Nagy-Szamos és a Lápos közti vidéken. (Értesítő az Erdélyi Múzeum Egylet orvos term. tud. szakoszt. 1892 p. 65. Kolozsvár.)
Geologische Beobachtungen an verschiedenen Punkten des Siebenbürgischen Beckens. (Értesítő az Erdélyi Múzeum Egylet orvos term. tud. szakoszt. 1892. p. 108. Kolozsvár.)

12. Koch A.: Földtani észleletek az Erdélyi medence különböző pontjain. VIII. A Maros és N.-Küküllő közének földtani viszonyai. (Értesítő az Erdélyi Múzeum Egylet orvos term. tud. szakoszt. XVI. p. 17. 1894. Kolozsvár.)
Geologische Beobachtungen an verschiedenen Punkten des Siebenbürger Beckens. VIII. Über den geologischen Bau des zwischen der Maros- und Gr.-Kockelflusse gelegenen Gebietes. (Értesítő az Erdélyi Múzeum Egylet orvos term. tud. szakoszt. XVI. p. 91. 1894. Kolozsvár.)
13. — Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei. II. Neogen csoport. (Magyarhoni Földtani Társulat kiadása, 1900.)
14. Böckh H.: Az Erdélyi Medence földgázt tartalmazó antiklinálisairól. (Jelentés az Erdélyi Medence földgázelőfordulásai körül eddig végzett kutató munkálatok eredményéről. I. rész, 1911. Magyar Pénzügyminisztérium kiadása.)
15. Böhm F.: A Nagysármás és Kissármás községek határában végzett mélyfúrások leírása. (A Magyar Pénzügyminisztérium kiadása, p. 37. 1911.)
16. Walther, J.: Einleitung in die Geologie. (II. Teil. Jena, 1893.)
17. Siddall, J. D.: On the Foraminifera of the River Dee. (Ann. Mag. Nat. Hist. 4. ser. vol. 17. p. 37. 1876.)
18. Supan A.: A fizikai földrajz alapvonalai. (I. rész, 1910.)
19. Keller K.: A tenger élete. (Természettudományi Társulat kiadása, 1897.)
20. Koch A.: A deésaknai legújabb krystálysó előjövételéről. (Földtani Közlöny IV. p. 301. 1874.)
21. Vancea, A.: Contributions à l'étude géologique de la formation à gaz de la cuvette Transilvaine. (Annuarul Inst. Geol. Roman. Vol. XIX. p. 293. 1938.)
22. Gaál I.: Az Erdélyi Medence neogén képződéseinek rétegtani és hegyszerkezeti viszonyairól. (Koch-Emlékkönyv, p. 7. 1912.)
23. — Die Neogenablagerungen des Siebenbürger Beckens. (Centralblatt für Min. Geol. und Pal. 1913.)
24. Papp K.: A kissármási gázkút Kolozs megyében. (Földtani Intézet Évi Jelentése 1908-ról, p. 175. 1910.)
Die Gasquelle bei Kissármás im Comitate Kolozs. (Jahresbericht kön. Ung. Geol. Reichsanst. für 1908. p. 194. 1911.)
25. — A kissármási gázkút Kolozs megyében. (Földtani Közlöny XL. p. 305. 1910.)
Source de methane à Kissármás (Comitat de Kolozs). (Földtani Közlöny XL. p. 387. 1910.)
26. — A sármási mélyfúrások Kolozsmegyében. (Földtani Intézet Évi Jelentése 1910-ról, p. 233. 1912.)
Die Sármäser Tiefbohrungen im Comitate Kolozs. (Jahresber. d. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1910. p. 261. 1912.)
27. — A kálisó és kőszén állami kutatása. (Földtani Intézet Évi Jelentése 1907-ről, p. 241. 1909.)

Über die staatliche Schürfung auf Kalisalz und Steinkohle.
(Jahresbericht d. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1907. p.
273. 1909.)

28. Szádeczky Gy.: Dés földjének történelméből. (Erdélyi Nemzeti Múzeum
1910. évi vándorgyűlésének Emlékkönyve, 1911. Kolozsvár.)
29. Majzon L.: Adatok egyes kárpátaljai flisrétegekhez, tekintettel a Globotruncanákra. (Földtani Intézet Évkönyve XXXVII. 1. füzet,
1943.)
Beiträge zur Kenntnis einiger Flysch-Schichten des Karpaten-
Vorlandes mit Rücksicht auf die Globotruncanen (Mit d.
Jahrb. d. Ung. Geol. Anst. Bd. XXXVII. Heft 1. 1943.)
30. Reich L.: Adatok a mezőségi tufavonulatok rétegtanához és felszíni elter-
jedéséhez. (Beszámoló a Földtani Intézet vitauléseinek munká-
latairól. A Földtani Intézet 1942. Évi Jel. függeléke, p. 34. 1942.)
31. Majzon L.: Oligocén és miocén foraminifera-faunák kiértékelése. (Ugyan-
ott. M. kir. Földtani Intézet 1939. Évi Jelentésének függeléke,
p. 24. 1941.)
Auswertung oligozäner und miozäner Foraminiferen faunen.
(Ibid, 1939. p. 24. 1941.)
32. — Újabb adatok az egri oligocénrétegek faunájához és a paleogén-
neogén határkérdés. (Földtani Közlöny LXXII. p. 29. 1942.)
Neuere Beiträge zur Fauna der Oligozänschichten von Eger.
(Földt. Közl. LXXII. p. 49. 1942.)
33. Böhm F.: Ásványolaj- és földgázbányászat Magyarországon 1935-ig. (Bá-
nyászati és Kohászati Lapok, LXXII. p. 153. 1939.)
34. Koch A.: Apró paleontológiai közlemények. (Földtani Közlöny XXXIV.
p. 332. 1904.)
Kleine paläontologische Mitteilungen. (Földtani Közlöny
XXXIV. p. 365. 1904.)
35. Pauca M.: Fische aus dem miozänen Dacittuff Siebenbürgens. (Bull. Soc.
Romane de Geol. Vol. II. p. 222. 1935.)
36. Jedlitschka, H.: Über Candorbulina, eine neue Foraminiferen-Gattung
und zwei neue Candaina-Arten. (Verh. des Naturforsch. Verein
in Brünn XLV. p. 16. 1934.)
37. Urbán A.: A désaknai sóbányaműnél végzett mélyfúrások eredményének
ismertetése. (Kézirat, 1940.)
38. Aradi V.: A busternari-campinai petróleumzóna geológiai viszonyai.
(Bányászati és Kohászati Lapok, 43. kötet, p. 702. 1906.)
39. Szádeczky Gy.: Tufatanulmányok Erdélyben. II. rész. Kolozsvár nyu-
gati környékének tufás rétegei. (Múzeumi Füzetek, III. kötet.
1916.)
Tuffstudien in Siebenbürgen. II. Teil. Die tuffhaltigen Schichten
der westlichen Umgebung von Kolozsvár. (Múzeumi Füzetek,
III. Bd. 1916.)
40. Koch A.: Ásvány- és közettani közlemények Erdélyből. II. A Csicsóhegy
rhyolithes quarzandesitjének földtani viszonyai és ásványai.
(Ért. a term. tud. köréből, VIII. kötet, X. szám, p. 9. 1878.
M. Tud. Akadémia kiadása.)

41. P a p p K.: Kálisó kutatások Hazánkban. Első közlemény. A kutatások története. (Földtani Közlöny XLI. p. 1. 1911.)
Kalisalzschürfungen in Ungarn. Erste Mitteilung. (Földtani Közlöny XLI. p. 131. 1911.)
- 41/a. — Kálisó kutatások Hazánkban. (Földtani Közlöny XLIII. p. 173. 1913.)
Kalisalzschürfungen in Ungarn. (Földtani Közlöny XLIII. p. 257. 1913.)
42. V o i t e s t i, M. I. P.: Sur la position stratigraphique du massif de sel de Dej. (Comptes Rendus l'Acad. Sci. Rouman. Tom. I. p. 46. 1936.)
43. B e r w e r t h, F.: Dacituff-Concretionen in Dacituff. (Annalen Naturhist. Hofmus. X. p. 78. 1895.)
44. M ü g g e, O.: Benennung und Structur der Tuffoide der Lenneporphyre. (Neues Jahrbuch für Min. etc. Jahrg. 1896. I. Bd. p. 79.)
45. J a s k ó S.: Hegyszerkezeti megfigyelések Nagybánya környékén. (Beszámoló a Földtani Intézet vitauülésének munkálatairól. A Földtani Intézet 1942. Évi Jel. függeléke, 1942.)
46. S z e n t e s F.: Jelentés a máramarosi miocén medencében, Huszt és Nagybocskó között 1940. évben végzett földt. felvétélről. (Évi jelentés 1940. és az 1941. évről. Kézirat.)
47. P á v a i V a j n a E.: Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, XII, p. 194. 1862-ben megjelent rövid beszámolója.
48. K o c h A.: A Csicsó-hagymási patak kövületei. (Erdélyi Múzeum, III. p. 57. 1876.)
49. H é j j a s I.: Erdély tertiär ostracodái. (Orv.-term.-tud. Értesítő, XVII. p. 153. 1892.)
50. — Adatok Erdély tertiär bryozoa-faunájához. (Orv.-term.-tud. Értesítő, XIX. p. 113 és 259. 1894.)
51. K a r r e r, F.: Die miozäne Foraminiferen-Fauna von Kostej im Banat. (Sitzungsberichte d. Akad. Wiss. LVIII. 1868.)
52. F r a n z e n a u Á.: Adatok Letkés faunájához. (Magy. Tud. Akad. Math. és Term.-tud. Közlem. XXVI. 1. sz. 1894.)
53. M a j z o n L.: A nógrádszakáli torton tufás márga foraminiferái. (Földtani Intézet Évkönyve, XXXI. kötet, p. 114. 1936.)
Tortonische Foraminiferen von Nógrádszakál. (Mitteilungen aus d. Jahrbuch d. Ung. Geol. Anstalt, XXXI. p. 137. 1936.)
54. M r a z e c L.—J e k e l i u s E.: Aperçu sur la structure de Bassin Néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. (Guide de excursions Ass. p. l'Avanc. de la géol. des Carpatés. 1927, Bucarest.)
55. H a l a v á t s G y.: Jelentés az 1884. évben Oravicza—Román-Bogsán környékén eszközölt részletes földtani felvétélről. (Földtani Intézet Évi Jelentése 1884-ről, p. 99. 1885.)
Bericht über die im Jahre 1884 in der Umgebung von Oravicza—Román-Bogsán durchgeführten geologischen Detail-Aufnahme. (Jahresbericht d. Ung. geol. Anst. für 1884 p. 108. 1885.)

56. M a j z o n L.: A bükkszéki mélyfurások. (M. Földtani Intézet Évkönyve, XXXIV. p. 275. 1940.)
Die Tiefbohrungen von Bükkszék. (Mitteil. aus d. Jahrb. d. Ung. Geol. Anst. XXXIV. 1940.)
57. D i e n e r, C.: Grundzüge der Biostratigraphie. (1925. Leipzig—Wien.)
58. V a d á s z E.: A tengeri üledékképződés főbb törvényei egykor és most. (A Tenger, III. p. 189 1913.)
59. F e r e n c z i I.: Oligocén és miocén üledékeink elhatárolásának kérdése. (Debreceni Szemle, 1940.)
60. P á l f y M.: A medencék gyürődéséről, tekintettel az Erdélyi Medence antiklinálisaira. (Koch Emlékkönyv, p. 91. 1912.)
61. G a á l I.: Szász-Régen és Bátos környékének földtani viszonyai. (Földtani Intézet Évi Jel. 1910-ról, p. 99- 1912.)
Die geologische Verhältnisse der Umgebung von Szászrégen und Bátos. (Jahresber. d. Ung. Geol. Reichsanst. für 1910. p. 105. 1912.)
62. B ö c k h H.: Geológia, III. köt. Stratigráfia. (1909, Selmecbánya.)
63. P á v a i V a j n a F.: A magyar szénhidrogén-kutatások eddigi eredményei. (Bányászati és Kohászati Lapok, LXXIV. 1926.)
64. H o r u s i t z k y F.: A kárpátmedencei alsó miocén földtörténeti tagozódása és ösföldrajzi kapcsolatai. (Beszámoló a Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól. A Földtani Intézet 1940. Évi Jel. függeléke, p. 2. 1941.)
65. H a u e r, F.—R i c h t h o f e n, F.: Bericht über die geologische Übersichts-Aufnahme im nördlichen Ungarn im Sommer 1858. (Jahrbuch d. geol. Reichsanst. X. p. 433. 1850.)
66. I d. N o s z k y J.: A magyar középhegység Schlier rétegei. (A debreceni Tisza István Tud. Társ. Munkái, III. köt. 2. füz. p. 81. 1929.)

L. Majzon: Stratigrafia regiunii la răsărit de Gherla și Dej.

Pe baza cercetărilor microfaunistice clasifică stratele de Câmpie în modul următor :

a) Faciesul litoral : conglomerate, tufuri nisipoase (la baza tufului dacitic de Dej), tufuri marnoase inferioare cu candorbuline și tufuri dacitice, masive de sare, tufuri marnoase superioare și cu candorbuline și tufuri dacitice, nisipuri argiloase cu lithothamnii de facies tortonian.

b) Faciesul de bazin : marne cu anomaline, cu intercalațiuni de grezii și tufuri dacitice, marne șistoase fără anomaline, orizontul tufului dacitic de Ghiriș.

Pe aceste strate se aștern stratele sarmațiene cu otoliți și panoniene bogate în ostracode.

Stratele în general s'au depus în mări de mică adâncime. Această mare era în legătură cu bazinele miocene dela Baia Mare și Maramureș. Acest fapt se dovedește prin analogia microfaunei (Anomaline).

Др. Майзон Ласло :

СТРАТИГРАФИЯ ТОЛЩ, ЗАЛЕГАЮЩИХ К ВОСТОКУ
ОТ САМОШУЙВАР И ДЭЙШ-А.

На основании микрофаунистических исследований, пласты Мезешейг-а можно подразделить на следующие горизонты :

а) Береговая фация : конгломерат, песчаные, рыхлые туфы (база дэйшских туфов) нижние кандорбулиновые туфовые мергели и дацитовые туфы, каменная соль, верхние кандорбулиновые туфовые мергели и дацитовые туфы, литнотамниовые глинистые пески фации тортое.

б) Бассейновая фация : аномалиновые глинистые мергели, с песчанными и дацитовыми туфовыми прослойками, сланцевые глинистые мергели, без аномалина, горизонт дацитовых туфов депешских.

На эти горизонты налегают сарматские пласты, богатые отолитами и пласты паннонские, содержащие острокады. Пласты эти отложились в большинстве на дне мелкого моря. Море же это очевидно было в связи с миоценовым бассейном Надьбания и верхней Тисы, что может быть доказано тождественностью микрофауны (Аномалии) пластов.

BUZA-NOSZOLY (SZOLNOK-DOBOKA VM.) KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI.

Irta: Dr. Wein György

(1 térkép és 1 szelvény)

Iparügyi Minisztérium folyó évi május 21-én kelt 102.277/X. 1942. sz. rendelete értelmében a M. Földtani Intézet igazgatósága megbízott Buza, Noszoly környékének részletes hegyszerkezeti felvételével. M é h e s K á l m á n asszisztens, mint segéderő volt mellém beosztva.

A felvétel célja az előző évben B a n d a t H o r s z t és R e i c h L a j o s felvételei alapján sejtett dóm részletes vizsgálatai lettek volna. (12, 3.)

A vizsgálatokat rendelkezésemre álló legkorszerűbb eszközökkel folytattam. Tíz m-es talajfúrásokkal a gyéresi tufa jól követhető rétegét nyomoztuk, aknákkal pedig mesterséges feltárásokat készítettünk, hogy így megbízható szerkezeti képet kapjunk a gyéresi tufa megszerkesztett izohipszája és a rétegdölések alapján. Az észlelési pontokat a M. Honvéd Térképészeti Intézet által a M. Földtani Intézet rendelkezésére bocsátott kb. 1 : 10.000 mértékű légi fényképekre rögzítettük le. Területemen a légi fényképek ilyen irányú felhasználása igen célravezető és feleslegessé teszi a lassú bemérési munkálatokat. Pontosságát illetőleg az átlagos horizontális eltérés ± 25 m, a vertikális pedig ± 3 m (4, 5.), tehát céljainknak megfelelő pontossággal bír. Az egyes pontok kiértékelését és normális vetületre való átvitelét a M. Honvéd Térképészeti Intézet végezte el. Segítségükért és azért, hogy lehetővé tették ezen új felvételi módszer hazánkban való alkalmazását, fogadják ezen a helyen is hálás köszönetemet.

Mint már említettem, területemen és a Mezőséghez hasonló gyéribb vegetációjú területeken nagyon jól lehet tájékozódni a légi fényképen. A legpontosabban meg lehet állapítani az észlelési pontok helyeit. Erdős területen, ahol nincs kilátás és a fényképen kirajzolódott egyforma lombsátor lehetetlenné teszi a tájékozódást, teljesen használhatatlan ez a módszer. A terület felvételezésénél a legnagyobb nehézséget a suvadásos területek okozták. Az átázott talaj karélyos csúszólapok

mentén és földfolyások alakjában sok helyen annyira megmozgatta a felszínre bukkanó rétegeket, hogy azoknak eredeti helyzetét, majdnem lehetetlen volt megállapítani. Sajnos, 10 m-es fúrásokkal biztosan álló eredeti helyzetű tufarétegeket sokszor már nem lehetett elérni. A pontos és teljesen megbízható munka a jövőben megköveteli, hasonló munkáknál és területen, a 30 m-es fúrások használatát.

Meg kell említenem, hogy területemen végzett munkálatok első heteiben megállapítottuk, hogy a feltételezett jól záródó szerkezet sajnos, nem létezik. A szerkezet É-felé nyitott, csupán egy ú. n. tektonikai terraszt képezve tovább húzódik ÉÉNy felé. Ezek szerint gázkutatás szempontjából a további munkálatok feleslegesek lettek volna. L ó c z y L a j o s igazgató és B a n d a t H o r s z t főgeológus a további vizsgálatok folytatásának indokoltságát abban látták, hogy az előbb körvonalazott új részletvizsgálati módszert ezen a területen dolgozzuk ki.

Rétegtani viszonyok.

Területemet a »Mezőségi« kifejlődésű felső mediterrán és szarmata-kori üledékek építik fel. A mellékelt összesített rétegsor feltünteti az itten észlelt rétegtani viszonyokat. A gyéresi tufa pontos követésével sikerült megvonni a felső mediterrán és szarmata határát. Ugyanúgy, mint Szamosújvár—Csabaujfalu, jelenlegi területemtől ÉNy-ra fekvő határos területen, a vékony, 0,80—1,00 m vastag gyéresi dacittufa rétegnek és alárendelt mértékben a többi dacittufa betelepülésnek rétegtani szempontból nagy fontossága van. Kisebb mértékben és inkább mint segédszintek a jól követhető homokrétegek is használhatók.

A fent említett területhez viszonyítva Buza—Noszoly környékén magasabb szintekben mozgunk. Itt már nemcsak a hegyek tetején, hanem a terület DK-i részén a völgyekben is szarmata üledékeket ismerünk. Ez is mutatja, az Erdélyi Medence belseje felé irányuló süllyedés mértékét. A süllyedés részint a rétegdőlésekből adódik, részint pedig kisebb méretű vetődések mentén történt.

A homokos, növénylenyomatos rétegsor arra utal, hogy sekély, partközeli tengerben lerakódott üledéksorral van dolgunk, melyet az Erdélyi Medence peremi dacitvulkánizmusának tufaszórásai gyakran, de nem nagy mértékben értek. Az üledéksor egyhangúságát és kövület-szegénységét egyedül a gyéresi tufa közvetlen fedőjében települő tufas márgákból kikerült és már az előző évben R e i c h L a j o s által megtalált szarmata-korra utaló gyér makro- és mikrofauna üdíti fel (*Syndesmia sp.*) (12). Mikrofaunát egyedül a fent említett rétegsorból említ R e i c h L a j o s. Az általam gyűjtött mintákból nem került ki mikrofauna. Az említett Syndesmiás lelőhelyeket sikerült nekem is megtalálnom és azok számát a Hegy megett DK-i orrán egy újabb lelő-

helyet bővíteni. Itt is a gyéresi tufa közvetlen fedőjébe települő tufás márgákból sikerült egy pár rossz megtartású *Syndesmia* kő belének töredékét gyűjtenem. A gyéresi tufa felett 14 m-rel fulleresedett tufacsíkokat talált Méhes Kálmán. Ezeket a tufacsíkokat (4—5 db 0·5—3·0 cm vastag) hasonló helyzetben sikerült még több helyen megtalálni. Szászsombor környékén 0·40—0·80 m vastag fulleresedett tufaréteget találtam, melynek »szászsombori« tufa nevet adhatjuk. Ugyancsak a szarmatából 3—5 cm vastag dacittufa csík nyomait sikerült kimutatnom. A terület ÉNy-i részén a gyéresi tufa alatt a bálványosváraíjai tufát is sikerült több helyütt megtalálni. A felső mediterrán- és szarmatakori üledékek határát csupán a gyéresi tufák fedőjéből kikerült *Syndesmiák* alapján vonhatjuk meg. A két emelet közt semmiféle diszkordanciát nem észleltem.

Szerkezeti viszonyok és gyakorlati vonatkozások.

Aranyosszentmiklós—La Manica—Szászsomboron átfutó, DK-nek lebukó antiklinális uralja a vidéket. La Manica környékén a félig záródó szerkezet tektonikus terrasz képét mutatja. Ez azonban komolyabb gázakkumuláció szempontjából nem jöhet számításba. A tektonikus terrasz valószínűleg Noszolyon áthaladó, DNy—ÉK-i irányú keresztredő hatására keletkezett. Egymást keresztező redővonalakat már Szépkenyerüszentmárton környékén is tapasztaltam előző évi felvételeim kapcsán. Valószínűleg nagy fontosságot tulajdoníthatunk az egymást keresztező redőződésnek, a brachiantiklinális kialakulásánál. *A részletvizsgálatok legfontosabb eredményei, hogy sikerült biztosan kimutatni több kisebb ugrómagasságú (kb. 20—40 m) törésvonalat.* Az ÉNy—DK i irányú törésvonalakat az ÉK—DNy i irányúak megtörik. Fontos szerepük lehet az iszapvulkánok kialakulásánál, valamint a gáz migrációjánál. Tekintve kis ugrómagasságukat, gázakkumuláció szempontjából fontosabb szerepük nem lehet.

Érdekes magyarázata lehet annak, hogy területem DK-i részén elég gyakori iszapvulkánok a Buzai fogadók vonalától Ny-ra már nem észlelhetők. Tekintve, hogy ezen vonalon bukik a térszín alá a gyéresi tufa alátelepülő vastag (kb. 8 m) homokréteg, arra kell gondolnunk, hogy a fentemlített vonaltól DK-re ebből a homokrétegből táplálkoznak a valószínűleg törések mentén létrejött iszapvulkánok. A vonaltól ÉNy-ra már felszínre bukkant homokréteg leadta gáztartalmát. A csabaújfalui, szépkenyerüszentmártoni, valamint a vasasszentiváni gázszivárgások és iszapvulkánok már egy jóval mélyebb és azon a vidéken felszínre bukkanó homokos gáztartó rétegből táplálkoznak.

Ny-on a Hódostóig nyomoztam a kétségtelenül mediterrán-szarmata határát jelző gyéresi tufát. Innen madártávlatból látható

a Vasasszentgotthárd környéki (pujoni) szerkezet. Biztosan megállapítható, hogy P a p p S i m o n (II) által ismertetett és az »alsó szarmata magasabb rétegeinek« vett dacittufa rétegek, melyek ezt a struktúrát körvonalazzák, a gyéresi dacittufával azonosak. *Ebből következik, hogy a pujoni szerkezetben megfűrt gáz már nem szarmata-, hanem felső mediterrán-kori rétegekből kerül ki.* Ez újabb bizonyítéka annak, hogy nem csak szarmatakori »Mezőségi« rétegekből várható gáz, hanem ennél mélyebb szintekből is remélhetünk tekintélyes mennyiségű földgázt. Előző évi felvételeim során ugyanerre az eredményre jutottam, a csabaújfalui gázszivárgásokkal kapcsolatban, ahol az erős gázindikációk már mélyen a felső mediterrán-kori rétegekből erednek. Ha nem is gondolhatunk olyan nagytömegű accumulált gázra, mint a szarmata rétegeknél, mégis alkalmas szerkezeteknél kiaknázásra érdemes gázmenyiségekre számíthatunk. Ezeknek a kisebb fontosságú felső mediterrán-kori rétegekben tárolódott földgáz előfordulásoknak a környék szűksége és létesítendő ipari üzemek szempontjából, ha ma nem is, de a jövőben lesz jelentőségük.

Buza—Noszoly környéke a pujoni, részben pedig a Csabaújfalu—Aranyosszentmiklós—Mezőszentmihályi antiklinális gyűjtőterületébe esik. Mint már említettem, a La Manica vidékén ez utóbbi antiklinálisnak félig záródó tektonikai terrasza nyomozható ki. Esetleg kisebb jelentősége lehet ennek a gyenge szerkezetnek is. Felső mediterrán rétegek itt is már felszínre bukkantak, úgyhogy ebben az esetben is csak a mélyebb pujoni típusú gázokra számíthatnánk.

GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DER UMGEBUNG BUZA-NOSZOLY.

von Georg Wein dr.

(Ein Kartenskizze, 1 Profil.)

Im Auftrage des Ministeriums für Gewerbe untersuchte ich im Sommer 1942, mit Herrn Koloman Méhes als Assistenten, die Umgebung von Buza-Noszoly im Komitate Szolnok-Doboka (Siebenbürgen).

Zweck der Aufnahme war die nähere Untersuchung des im vorherigem Jahre durch Horst Bandat und Ludwig Reich in dieser Gegend vermutete Kuppelstruktur, besonders ihr dubioser Nordschluss.

Die Untersuchung wurde mit den modernsten Mitteln durchgeführt. Zwecks Konstruktion einer Isohypsenkarte wurden die Leitlagen mittelst Schurfschächten und Handspiralbohrungen verfolgt. Die Beobachtungspunkte wurden auf eine Luftaufnahme (Vergrößerung auf ca

1 : 10,000) eingetragen. Auf dem Gebiet, das nicht bewaldet war, ist der Gebrauch von Luftaufnahmen zweckmässig, den sie erspart das langsame und umständliche Einmessen der Punkte, welche durch den Autokartographen mit für unsere Zwecke genügen der Genauigkeit ausgewertet werden kann. Max. Horizontalabweichung auf einem Kartenblatt 1 : 75000, horizontal ± 25 M, Vertikal ± 3 M, (3, 4). Durch die freundliche Mitarbeit des Ung. Hondvéd Kartographischen Instituts, wurde es möglich, diese bei uns neue Methode erfolgreich zu benützen.

Luftaufnahmen eignen sich im offenen Gebiet nicht nur zur sehr genauen Orientierung, sondern auch zur genauen Fixierung von Punkten im Terrain. Im Waldgebiet, wo die Baumkronen eine Orientierung verhindern, ist die Methode nicht anwendbar. Grosse Schwierigkeiten verursachen Rutschungen. Die abgerutschten Massen dislozieren die Leitlagen, dass es oft mit Schächter und Spiralbohrungen auch nicht möglich war die Originalposition der Schichten festzustellen. In der Hinkunft sind bei Detailaufnahmen in Gebieten von starken Rutschungen, wie dies die Mezöség ist, nur tiefere Bohrungen von ca 30 M. anzuwenden, da dies eine Tiefe ist, wo Rutschungen im allgemeinen nicht hinabreichen

Ich muss bemerken, dass die Detailuntersuchung schon früh erweisen konnte, dass die Struktur gegen Norden nicht besteht. Sie ist hiernach geöffnet, bildet daher nur eine sog. »tektonische Terasse«, sodass die Struktur vom Standpunkt der Gasspeicherung von untergeordneter Bedeutung ist.

Stratigraphische Verhältnisse.

Das Gebiet wird durch obermediterrane und sarmatische Lagen aufgebaut. Die beigefügte stratigraphische Tabelle gibt Aufschluss über die Verhältnisse. Durch genaue Verfolgung des Tuffes von Gyéres konnte die Grenze Obermediterran-Sarmat gezogen werden. So wie in den Nachbargebieten, ist auch hier die Verfolgung der 80 cm—1 M mächtigen Tufflage von Gyéres von grosser stratigraphischer Bedeutung. In untergeordnetem Masse sind jedoch auch die Sandlagen als verfolgbare Hilfeleithorizonte zu gebrauchen.

In Vergleich mit den nördlicher gelegenen Strukturen, bewegen wir uns im Gebiet von Buza-Noszoly schon in höheren Lagen, da die sarmatischen Schichten nicht nur die Hügelspitzen und Kämmen, sondern bereits die Täler ausfüllen. Hier sehen wir auch die Tendenz der Tektonik des Beckens, indem die dem Beckeninneren zu gerichteten Lagen immer jünger werden, weil sie entlang nach dem Beckeninneren gerichteten treppenförmigen Verwerfungen abgesunken sind.

Die sandige Pflanzenreste enthaltenden Schichten weisen auf eine küstennahe Ablagerung, welche den Dacittuffablagerungen der Rand-

vulkane schon weniger ausgesetzt war. Die ausserordentliche Eintönigkeit der Schichtfolge wird nur durch eine mergelige Lage im unmittelbar Hangenden der Tuffe von Gyéres unterbrochen, wo Reich im Vorjahr eine Makrofauna (*Syndesmia* sp) und eine spärliche Mikrofauna finden konnte (13). In den durch mich gesammelten Proben konnten wir keine Mikrofaunen finden, doch konnte der Fundort der *Syndesmien* durch einen neuen ergänzt werden (»Hegymegett« Südostnase). Hier liegen die *Syndesmien*-Steinkernbruchstücke auch unmittelbar über dem Tuff von Gyéres in etwas tuffigen Mergelan. 14 Meter über den Tuff von Gyéres fand Méhes 5 fullerisierte halb bis 3 Cm. dicke Tuffbänder. Ich konnte diese dünnen Tufflagen in gleicher stratigraphischer Position an anderen Stellen auch auffinden. Bei Szászsombor fand ich einen 40—80 Cm. mächtigen fullerisierten Tuff, welchem wir den Namen »Tuff von Szászsombor« geben können. Gleichfalls im Sarmat konnte ich Spuren von noch einen weiteren 3 Cm. dicken Tuff feststellen. Im nördlichen Teil bei Aranyosszentmiklós meines Gebietes tritt im Obermediterran der Tuff von Bálványosvárálja an mehreren Stellen auf. Die Formationsgrenzen kann nur auf Grund des Tuffes von Gyéres gezogen werden. Eine Diskordanz zwischen den Obermediterran und Sarmat konnte ich nicht feststellen.

Tektonische Verhältnisse und praktische Schlüsse.

Das Gebiet wird durch die Achse: Aranyosszentmiklós—La Manica—Szászsombor, welche gegen Südosten untertaucht beherrscht. In der Umgebung von La Manica zeigt die Struktur das Bild einer nach Norden schwach schliessenden tektonischen Terrasse. Diese kommt jedoch vom Standpunkt einer grösseren Gasaccumulation nicht in Frage. Die Terrasse ist wahrscheinlich infolge einer durch Noszoly laufender Querfaltung entstanden welche SW-NE Richtung hat. Sich kreuzende Faltungen konnte ich bereits bei Szépkényerüszentmárton feststellen. (14). Bei Bildung von Brachiantiklinalen spielen die Kreuzfaltungen eine wichtige Rolle.

Das wichtigste Resultat der Detailuntersuchung ist zweifellos der Umstand, dass es mir gelungen ist *mehrere Verwerfungen von einer Sprunghöhe von 20—40 Meter zu beweisen*. Die Brüche kreuzen sich. Zwei Richtungen scheinen vorzuherrschen, von denen eine NW-SE, die andere SW-NE läuft. Da die Sprunghöhe nicht zu hoch ist, kommen sie vom Standpunkte der Gasaccumulation nicht störend in Frage.

Es hat eine interessante Erklärung warum die sonst häufigen Schlammvulkane westlich von der Linie „Buzai fogadók“ nicht mehr auftreten. Da in dieser Linie der den Tuff von Gyéres unterlagernde, 8 M mächtige Sandhorizont untertaucht, kann angenommen werden,

dass die längst Brüchen aufsteigenden Schlammvulkane aus dieser Sandlage genährt werden. Die nordwestlich dieser Linie ausbeissende Sandlage hat ihren Gasgehalt bereits abgegeben. Die Schlammvulkane von Szépkényerüszentmárton, Csabaújfalu und Vasasszentiván werden bereits durch viel tiefere Sandlagen gespeist.

Im Westen konnte ich bis zum Hódosto die Tuffe von Gyéres (Obermediterran-Sarmatgrenze) verfolgen. Von hier ist in Vogelperspektive die Struktur von Pujon zu sehen. Es dürfte zweifellos sein, dass die hier von S. P a p p (II) als den »höheren Lagen des Untersarmats« angehörigen Tuffe welche die Struktur umranden, mit den Tuffen von Gyéres identisch sind. Hieraus folgt dass *die Gaslagen der Struktur schon aus dem Obermediterran und nicht aus dem Sarmat stammen*. Dies ist ein neuer Beweis, dass wir nicht nur aus dem Sarmaticum, sondern aus den Obermediterran des Beckens Gas erwarten können. Aus meinen Untersuchungen im Vorjahre konnte ich auf ein ähnliches Resultat kommen, wo es sich erwies, dass die Gasindikationen von Csabaújfalu schon aus tieferen Obermediterranlagen stammen. Wenn wir auch nicht an solche grosse Gasmengen denken wie im Sarmat, können wir doch auf eine Möglichkeit von technisch verwertbaren Gasanhäufungen denken. Diese, wenn auch kleinere Gasanhäufungen können in der Zukunft für eventuelle industrielle Anlagen des Gebietes von Bedeutung sein.

Leider fällt die Umgebung von Buza-Noszoly zum Teil in das Sammelgebiet von Pujon, zum Teil in das Sammelgebiet der Achse Csabaújfalu-Aranyosszentmiklós—Mezőszentmihály. Wie bereits angeführt, kann in der Umgebung von La Manica eine halbwegs schliessende tektonische Terrasse angenommen werden. Diese schwache Struktur bekäme eine gewisse Bedeutung falls die Strukturen von Csabaújfalu und Szépkényerüszentmárton sich als produktiv erweisen würden. Es ist auch anzunehmen dass sich die Lagen gegen die Tiefe steiler stellen, sodass eine gewisse Wahrscheinlichkeit eines Schlusses gegen die Tiefe nicht ausgeschlossen erscheint. In diesem Falle können Gase des tieferen Typus von Pujon erwartet werden, weil die obermediterranen Schichten hier bereits an die Oberfläche gelangen.

1. Böckh H.: Az Erdélyi Medence földgáztartalmazó antiklinálisairól. Jelentés az Erdélyi Medence földgázelfordulásai körül eddig végzett kutatómunkálatok eredményeiről. I. Rész. Budapest, 1911.
2. Bandat H.: Az Erdélyi Mezőség É-i és K-i részének földtani viszonyai. (Összefoglaló jelentés az 1941—42. évi állami földgázkutatásokról.) M. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1942. évről.
3. — Légi fényképezés alkalmazása a geológiában. Beszámoló a M. Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól. 4. füzet. 1942.)
4. Hankó G.: Fotogrammetria és alkalmazása. Mérnök továbbképző Intézet előadásai 1942.
5. — Válogatott fejezetek a fényképmérés köréből. Technika 1943. 1. sz.
6. Koch A.: Az Erdélyi Medence harmadkori képződményei. II. Neogéocsoport. Budapest, 1900.
7. Majzon L.: Szamosújvár és Déstől keletre eső terület rétegeinek foraminiferái. Évi Jelentés az 1941. évi felvételről.
8. — Földtani megfigyelések Apahida, Kisiklód, Szék, Kötelend és Kaljáni környékén. M. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1942. évről.
9. Méhes K.: Szénhidrogénkutatás Szentegyed és Vajdakamarás környékén. M. kir. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1942. évről.
10. Marazec L. et Jekelius E.: Aperçu sur la structure de Bassin Neogene de Transylvanie et sur ses gisemens de gaz. Guide des excursions. Ass. p. l'Avanc, de la geol. ges Carpates. 1927. Bukrast.
11. Papp S.: Adatok a magyarországi földgáz- és földolajkutatásokhoz. Földtani Közlöny LXXII. k. 1942.
12. Reich L.: Adatok a mezőségi tufavonulatok rétegtanához és felszíni elterjedéséhez. (Doktori értekezés.) Beszámoló a m. kir. Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól. 1. f. Budapest, 1942.

G. Wein: *Raporturile geologice a regiunii Năsal-Buza (Someș).*

Regiunea comunelor Buza și Năsal se găsește în aria de recepție a anticlinalelor Valea-Rea-Sânmihei și Puini. Rezultatul mai important al cercetărilor cari s'au limitat la această regiune a fost stabilirea unor linii de fracturi, valoarea denivelării fiind de 20—40 m. Gazul metan dela Sucutard și Puini provine din stratele mediteranianului superior și nu din sarmațian.

Др. Вейн Дордь:

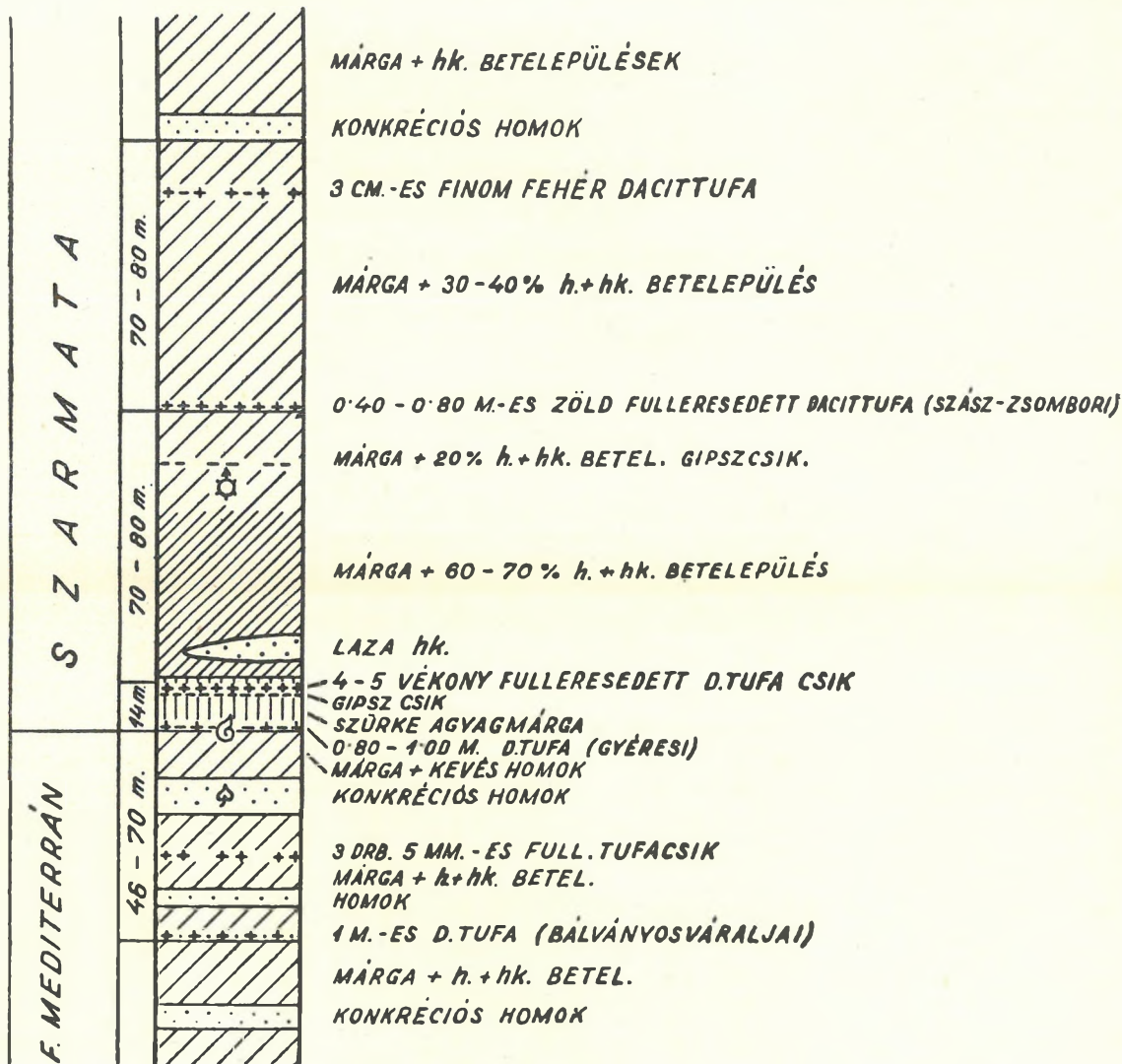
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА БУЗА-НОСОЛЬ
(КОМ. СОЛНОК-ДОБОКА).

Территория Буза-Носоль частью впадает в собирательную область антиклиналов Пуйон-а и частью антиклинала Чабауйфалу-Мезесентмихаль. Важнейшие результаты сделанных на небольших пространствах частных исследований, указывают на невысокие (20—40) м. соросы. Газ Вашашсентготхард—Пуйон-а не из пластов сарматских, а из пластов верхнего медитерана.

BUZA-NOSZOLY KÖRNYÉKÉNEK ÖSSZESÍTETT RÉTEGSORA.

1:2000. 1 CM. = 20 M.

ÖSSZEÁLLITOTTA: DR. WEIN GYÖRGY




















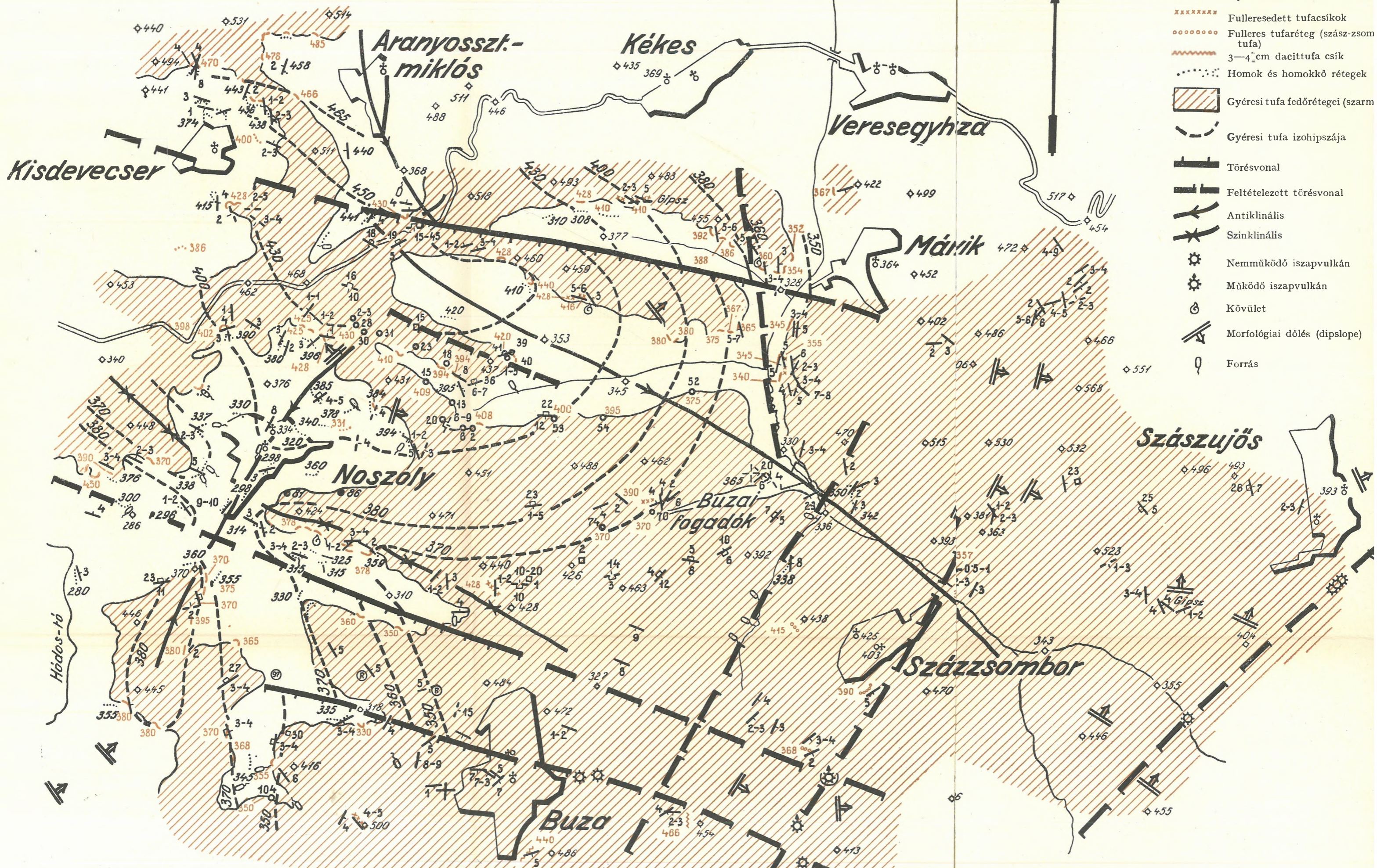
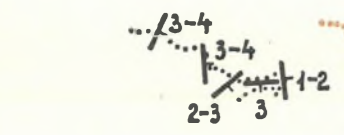
Buza-Noszoly (Szolnok-Doboka vm.) környékének földtani viszonyai

Revizor: dr. Wein Gy.

0 250 500 1000 2000 m

Jelmagyarázat:

-  Bálványosvályjai tufa
-  Gyéresi tufa
-  Fulleresedett tufacsíkok
-  Fulleres tufaréteg (szász-zsom tufa)
-  3-4 cm dacittufa csík
-  Homok és homokkő rétegek
-  Gyéresi tufa fedőrétegei (szarm)
-  Gyéresi tufa izohipszája
-  Törésvonal
-  Feltételezett törésvonal
-  Antiklinális
-  Szinklinális
-  Nemműködő iszapvulkán
-  Működő iszapvulkán
-  Kövület
-  Morfológiai dőlés (dipslope)
-  Forrás



SZAMOSÚJVÁR—CENTE—FELSŐOROSZFALU—DÉS KÖZTI TERÜLET FÖLDTANI VISZONYAI.

Irta: Wein György dr.

(I. térkép.)

A m. Iparügyi Miniszter folyó évi június 9-én kelt 92.995/1941. számú rendelete értelmében a m. Földtani Intézet Igazgatósága megbízott Szamosújvár—Ördögösfüzes—Szépkenyerüszentmárton—Cente—Böd—Apanagyfalu—Felsőoroszfalu—Málom—Bálványosváralja—Szentbenedek—Dés—Szamosújvárnémeti vonallal határolt terület földtani térképezésével. Egy hónapig átnézetes földtani felvételeket, majd egy hónapig a csabaújfalui és szépkenyerü-szentmártoni dómok részletvizsgálatát végeztem.

Július hónapban Reich Lajos m. kísérletügyi gyakornok és Méhes Kálmán kísérletügyi tisztviselő voltak segéderőként mellém beosztva. Augusztus havában Méhes Kálmánnal végeztem a részletvizsgálatokat.

Az újonnan megindult erdélyi földgázkutatások Bandat Horst geológus irányítása mellett folytak. Külföldi tapasztalatai alapján a korszerű követelményeknek megfelelően szervezte meg az erdélyi gázkutatást. Felvételemnél felhasználtam az általa interpretált légi-fényképek eredményeit is.

Rélegtani viszonyok.

Területemet felépítő rétegekről eddig annyit tudtunk, hogy azokat a felsőmediterrán-kori mezőségi agyagok és homokok alkotják. Részletes rétegsort nem közöltek az eddig megjelent munkák, amit annak tulajdoníthatunk, hogy Koch A. (1) inkább a területem szegélyével foglalkozva, kevésbé ismertette a Kisszamostól keletre elterülő vidéket. Böckh Hugó és Pávai—Vajna Ferenc (2, 3.) pedig az akkori munkarendszernek megfelelően átnézetes felvételeket készítve, a részletvizsgálatokra nem fektethettek súlyt.

Új, mai fogalmak szerint ismeretlen területről lévén szó, igyekeztem a rendelkezésemre álló idő alatt a meglehetősen jó feltárási viszo-

nyoknak megfelelő rétegsort kinyomozni. Majdnem semmi makrofauna és a mikrofauna szegényes kifejlődése a rétegsor sztratigráfiai értékelését megnehezítik. Szomszédos területen Reich Lajosnak (4.) szerencsés kővületeleivel sikerült a gyéresi tufa korát megállapítania. Majzon László (5.) pedig, aki területem mikrofaunáját dolgozta fel és erről külön jelentésében számol be, fontos adatokat szolgáltatott a désaknai só és a magasabb mezőségi rétegek korát illetően. A csicsóhagymási (1.) és sólymoskői (1.) Koch A. által ismertetett torton-faunák is hozzájárulnak a mezőségi rétegek sokat vitatott korának felderítéséhez. Ezzel a kérdéssel csak szűkebb területemen belül foglalkozom és a folyamatban lévő újabb medence peremi felvételektől várhatjuk a végleges megoldást.

Hídalmási rétegek (?)

A Reich Lajos által ismertetett (4.) Dés-környéki feltárásokban a dési tufacsoport feküjébe települő homokos betelepülésekkel váltakozó agyagmárgás rétegsort Koch A. eddigi megállapításai szerint a burdigálien-korúnak vett »hídalmási« csoportba helyezik. Újabb szerzők, így különösen Ferenczi István (6.) és Horusitzky Ferenc (7.) a Magyar-Középhegység neogénjével vont párhuzamosítási próbálkozásaikkal kapcsolatosan a hídalmási rétegeket mélyebbre (aquitánienbe) helyezik és a dési tufák alatti hézagot — konglomerátokat és a sót a salgótarjáni medence burdigálien-korú teresztrikus képződményeivel — alsóriolittufa horizontjával és széntelepeivel párhuzamosítják, Reich Lajos is a fentiek alapján a Királyárka »hídalmási« rétegeknek vett agyagos-homokos rétegsort Koch A.-val ellentétben mélyebbre helyezi. Majzon László legújabb mikrofaunisztikai vizsgálatai, amit részben a királyárkai szelvény anyagán, részben a désaknai sóbányában, romárok által a só feküjébe mélyesztett kutatófúrások anyagán végzett, arra a megállapításra jutott, hogy a királyárkai »hídalmási« rétegeket esetleg helvéciennek, de legfeljebb burdigálien-korúnak vegye. Itt valószínűleg nem a valódi hídalmási rétegekről van szó, hanem annál magasabb szintben már »mezőségi« fáciesben kifejlődött rétegsorról.

Mezőségi rétegek.

A hídalmási rétegek agyagos-homokos rétegsorát, melyben növényi maradványok és gyér mikrofauna található, 2,5 m vastag konglomerátum-pad váltja fel. Fej, söt nagyobb legömbölyített kvarcit, kemény (flis) homokkő, szürke, kalciteres mészkő, márga, andezit (több fajta), riolit?, andezittufa, pegmatit-darabokból álló lazán összecementált konglome-

rátumpad a tulajdonképpeni »mezőségi« rétegek szedimentációs ciklusát vezeti be. A fedőjébe települő globigerinás márga és dési dacittufa rétegek, valamint a fekü »hídalmási« rétegek közt szögdiszkordanciát nem észleltünk. Mindenesetre a vastag konglomerátum-réteg — melyet Reich Lajosnak sikerült több helyen is követnie és a désaknai sófeküben a fúrások is elérték — *szedimentációs diszkordanciát* bizonyít és a mezőségi rétegek tengerének transzgresszív szakaszát nyitják meg. Rendkívül fontos kérdést látszanak eldönteni a désaknai sóbányában lemélyesztett fúrások.

A fúrások több helyen áttörték az aránylag nyugodt településű sótestet és elérték a só fekéjében települő zöld dési dacittufákat és a konglomerátumokat. Sőt, a konglomerátumok fekéjében jó darabig márgás rétegsorban haladt a fúró vésője. Így, ha a dési sótestet autohtonnak vesszük, mely annak nyugodt felboltozott helyzetéből nyilván adódik, *a sótest pontosan a mezőségi rétegek bázisára, pontosabban a konglomerátumok felett a dési tufacsoport alsó részére helyezhető.* A sókiválás természetesen egy hosszabb, megismétlődő periódus eredménye, amit a szentbenedeki fúrások is igazolnak, ahol két egymás felett települő sóréteget fúrtak át (8). A só fekéjében itt is megkapták a dési tufákat, de a konglomerátumpad már hiányzik. Így lerögzítve a só rétegtani helyzetét, csupán annak korát kellene megállapítani. Itt megint csak Majzon László vizsgálataira kell támaszkodnunk, mert makrofauna híján a szegényes mikrofauna nyújthat egyedül támaszpontot a »mezőségi« rétegek korát illetőleg. *Szerinte a mikrofauna határozottan felsőmediterrán korra utal.* Így jelenlegi tudásunk alapján a sót, akárcsak Koch A. és Böckh H., helvéciénbe, illetve a középmiocén bázisára tehetjük. Hogy ez a megállapítás mennyire állja majd meg a helyét, úgy itt, mint az egész Erdélyi-medence területén, a további részletkutatások és különösen a peremvizsgálatok fogják eldönteni.

Voitesti J. P. (11) is megállapítja, hogy a dési sótest fekéjébe dési tufa települ és hogy amennyiben a mezőségi rétegek helvéciénnek vehetők, úgy a só kora is megállapítható, Mrasec és Jekelius is hasonló véleményen vannak (14). A dési tufát a helvécién bázisára teszik, a sót pedig ennek fekéjébe. Voitesti J. P. viszont egyik munkájában a marosújvári sőtömzs fedő breccsás márgájából szegényes burdigálien faunát határoz meg (9).

A dési tufacsoportba települő vékony, egyedszámban gazdag, globigerina faunát tartalmazó agyagmárga csíkok aránylag jól követhetők és több helyen (Csicsóhagymás, Királyárka, désaknai fúrások) kimutatott rétegcsoportot képviselnek. A dési tufa alsóbb szintjei jól tanulmányozhatók a dési cementgyár kőbányájában. Zöldes, vékonypados, elég kemény kőzet, melynek magasabb szintjeiben (Királyárka, Kérőfürdő, Hezsdát) lemezes, világos tufák és kővelőszerű repedezett,

finomszemű féleségek gyakoriak és agyagos, alárendelten homokos betelepülésekkel váltakoznak. Növényi maradványok gyakoriak, de rossz megtartásuk miatt meghatározhatatlanok. Ritkán halmaradványok is előfordulnak. Eddig egy *Clupea* sp. (10) és *Smerdis* cf. *macrurus* Ag. (12) ismeretes a dési tufabányából. Vizsgált területen kívül eső részről, magából a dési tufacsoportból még egynéhány halmaradványt ismertet a román irodalom (10). A dési tufacsoport vastagsága 100—200 m-re becsülhető.

A dési tufacsoport felett meglehetősen vastag és egyhangú szürke, alárendelten vékony hieroglifás (»flieswulstok«-a fekülapon domború folyási idomok) homokkő csíkokat tartalmazó márgás rétegsor települ. Növényi maradványok, gyér helvécién jellegű mikrofauna (főleg *Anomalina*k, lásd Majzon László (5) és vékony, kemény hieroglifás homokkőbetelepülések jellemzik ezt a kb 400 m vastag rétegsort).

A mezőségi rétegek magasabb részében gyakoribbak lesznek a gyakran vastag, sokszor 10—40 m kifejlődésű homokos betelepülések. Területemen sikerült a mellékelt összesített rétegsorban feltüntetett 6 homokszintet és helyenként egy kavicsszintet többé-kevésbé összefüggően nyomonkövetni. A márgák, akárcsak az előző csoportban gyér helvécién (mindenesetre tengeri, *Dentalina*, *Bulimina*, *Globigerina*, *Truncatulina* fajokból álló) mikrofaunát tartalmaznak. Méhes Kálmán jó szemének köszönhetjük, hogy a nagydevecseri völgyben az I. sz. tufaszint feletti homokos rétegből Mottl Mária meghatározása szerint egy *Dicroceros* sp. *csigolya-töredéke került ki*. Ezen a helyen is köszönetet mondok Mottl Mária-nak a lelet szíves meghatározásáért, mely szerinte *középső miocén korra utal*. A II. tufa alatti homokból egy meghatározhatatlan *Lamellibranchiata-töredék* került ki. E szintben a hieroglifás homokkővek ritkábbak lesznek, majd teljesen eltűnnek és helyenként limonit-kéreggel bevont formában jelennek meg. Több helyen gipszkristályok is találhatóak, mint repedések és réteglapok kitöltései. De korántsem olyan nagy mennyiségben, mint azt a Marosvásárhely-környéki szarmata rétegekben láttam. Nem is nyomozhatóak az egyes gipszes horizontok. Itt már növényi maradványok gyakori megjelenése tapasztalható. Egyes nagyobb szenesedett uszadékfák a lakosságban a szénkutatás lehetőségét is felébresztették, melynek reménytelenségéről számtalanszor meggyőződhettem. A homokos betelepülések változó vastagságúak és az egyes homokszintek pár centimétertől 40 m-ig kivastagodhatnak. Helyenként el is tűnnek, vagy egybeolvadnak, de azért általában tűrhetően nyomozhatóak nagyobb (4—5 km) távolságokon belül is. Anyaguk lazán összecementált (meszes kötőanyagú) finom-középfinom, helyenként durva csillámos kvarchomok. Gyakoriak, sőt majdnem mindegyikben kisebb-nagyobb meny-

nyiségben kifejlődtek a »feleki gömbökhöz« hasonló homokkő-konkréciók. Ezek vagy gömbölyűek, vagy laposranyomott cipóalakúak. Némelyik a nagyobb asztallapnagyságot is eléri. Az egyes konkréciós rétegeket a víz és szél eróziója kipreparál a homokfalakból, melyeket mint jellegzetes falakat már messziről észrevehetünk és gyakran jól követhető vonulatokat alkotnak. A magasabb szintekben gyakoriak a meszes agyag és ágas-bogas homokkonkréciók. A homokok is legtöbbször tartalmaznak tufás anyagot, amit vékonycsiszolataikban sikerült észlelni.

Erre a felső homokos rétegcsoportra jellemzőek a *dacittufa betelepülések*. Fehérszínűek, lemezes, durvább szerkezetű és finom, fehér, repedező, kővelőszerűfajták különböztethetők meg. Vastagságuk 0,15—3 m-ig változik. A réteglapjaik felületét pedig a növényi maradványok sűrűn belepik. Számos vékonycsiszolatot készítettem róluk, abban a reményben, hogy esetleg így az egyes tufaszintek között különbségek észlelhetők lesznek. Földvári Aladár szerint — aki volt olyan szíves és átnézte a vékonycsiszolatokat — ilyen irányú törekvések nem igen kecsegtetnek eredménnyel. Úgy a dési tufacsoport, mint a mezőségi rétegek magasabb szintjeiben kinyomozott I., II. és III. sz. tufák elegyrészei nem különböznek egymástól. Uralkodó elegyrészek: kvarc (részben kristálykvarc, részben törmelékes), plagioklász, szanidin, biotit és muszkovit. Mellékes elegyrészként elvétve akad amfibol és piroxén. A színes elegyrészek gyakran kloritosodtak. *Ezek szerint dacitos-riolitos lávák tufáiról van szó.* A minták túlnyomó részében megtalálható törmelékes elegyrészek arról tanuskodnak, hogy nem tiszta kristálytufákkal, hanem tengerbe hullott teresztrikus anyagokkal keveredett tufitokkal van dolgunk. Talán egy részletesebb tufavizsgálat, mely az Erdélyimedece többi részét is magába foglalná, nagyobb eredménnyel járna. A probléma tisztázása annál is fontosabb volna, mert a makrofauna hiánya és a mikrofauna gyér elterjedése megnehezítik a nagy vastagságú mezőségi rétegek részletesebb sztratigráfiai viszonyainak kiderítését.

Az egyes struktúrák nyomozásánál az egyedüli jól követhető és biztos, már messziről jól látható szinteket képviselik a fehér dacittufa rétegek. Arra kell vigyázni, hogy az egyes tufaszinteket össze ne cseréljük egymással. Sajnos, közettani különbségek nincsenek és kővületek híján csak jó szemünkre és a részletvizsgálatok nyomozási lehetőségeire vagyunk utalva. Területemen a mezőségi rétegek magasabb részében három dacittufa réteget sikerült kimutatni. Az I. sz. a legvékonyabb és helyenként 0,15 m, legfeljebb 1 m vastagságot ér s legtöbbször teljesen hiányzik is. Makroszkópos megjelenése talán kissé elüt a két magasabb tufától. Laza, mállott, sárgásfehér megjelenésű. Ez összefüggően nem nyomozható. A II. sz. dacittufa fehér lemezes

szerkezettel bíró és kövelőszerű finom, kemény, széttéredező fehér fajtákból áll. Feküjébe rendszeren durva, tufás homokkő is települ. Vastagsága kb. 1—3 m közt változik. A III. sz. dacittufa szint az előzőhöz teljesen hasonló kifejlődésű, csak talán valamivel vékonyabb (1—2 m). Ennek a legmagasabb dacittufának a közvetlen fedőjében talált a noszolyi Zselyk-völgyben Reich Lajos (4) egy szegényes szarmata makrofaunát. Így sikerült megállapítani, hogy a három dacittufa réteg közül a III. sz. legmagasabb a tulajdonképpeni »gyéresi« tufa, mely a mediterránkori mezőségi rétegeket lezárja. Mindhárom tufában gyakoriak a növényi maradványok. Sajnos, oly rossz megtartásúak, hogy meghatározásukra nem is lehet gondolni. A II. és III. sz. tufarétegek jól követhetők, már messziről feltűnnek fehér színükkel és területemen a legfontosabb vezérhorizontokat alkotják.

A gyéresi tufa feletti szarmata rétegeket területem délkeleti részén, a magasabb csúcsokon és gerinceken találhatjuk meg. Kifejlődésük a magasabb mezőségi rétegekéhez teljesen hasonló. Barnászürke agyagmárgák váltakoznak homokkő-konkréciók (feleki gömbök) homokkal.

A mezőségi rétegek felső homokos-tufás csoportjának vastagsága kb. 400 m-nek vehető. A szarmata rétegek a III. sz. (gyéresi) dacittufa felett, helyenként a magasabb csúcsokon 40—50 m vastagságban maradtak meg. A mezőségi rétegek összvastagsága a dési tufacsoport fekéjébe települő konglomerátoktól számítva a gyéresi tufáig bezárólag 800—1000 m vastagnak vehető. A rétegvastagságokat több szelvényből számított eredmények összesítése útján kaptam.

A mezőségi rétegek korát, mint már előbb említettem, főleg mikrofaunák alapján Majzon László szerint Koch A. és Böckh H. megállapításai értelmében felső-mediterránnak, illetve helvét-torton korúnak vehetjük. Fáciesüket a bennük talált gyér és csenevész makrofauna, növényi maradványok, hieroglifás rétegek, durva kavics betelepülések, bemosott gerinces maradványok egész partközeli, sekély kifejlődésűnek határozzák meg. Ez a megállapítás Koch A. (1) és Ferrenczi I. (6) nézetével nem egyezik. Koch A. idejében a fácies-tan még nagyon kezdetleges stádiumban volt, a későbbi szerzők pedig kellő kritika és behatóbb vizsgálatok nélkül átvették azon megállapításait, miszerint a mezőségi rétegek mélytengeri kifejlődésűek lennének. Valószínűleg ennek a hatásnak tulajdoníthatjuk azt, hogy mindeztideig a legtöbb szerző az erdélyi földgáz anyagközetét a mezőségi rétegekben látta.

Egyes sóbányákban (Désakna, Marosújvár, Parajd, stb.) a sófedő márgákban és magában a sótestben található bitumen-nyomok utalnak arra, hogy a dési tufacsoport lerakódása idejében, vagyis a helvét tenger transzgressziójának elején voltak olyan területek, ahol az átszellőzetlen

tengerfenéken a rothadó iszap keletkezésének feltételei megvoltak. *A dési tufacsoport globigerinás rétegei rövid ideig tartó, egyedszámban gazdag planktonról tanuskodnak.* De ez a sóképződéssel kapcsolatos szénhidrogén-termelő fázis, a rétegtani viszonyokból megállapíthatóan, csak rövid ideig tartott. A mezőségi rétegek túlnyomó része szellőzött, sekély, parti kifejlődésre utal. Szerény véleményem szerint nehezen vehetők a mezőségi rétegek az óriási mennyiségű erdélyi gáz anyaközetének, habár itt is megvoltak helyenkint a szénhidrogének keletkezésének feltételei.

Szamosújvárnémetinél és Szentbenedek környékén nagykiterjedésű, kb. 330—340 t. sz. f. magasságú terraszkavics réteget nyomozhattam. Szamosújvárnémetinél *a mezőségi márgákra szögdiszkordancia nélkül ugyanolyan (4^o—5^o-os) dőléssel települ 0-50 m vastag összecementált terrasz, kvarcit-konglomerátum, felette pedig kb. 20 m-es átmosott kavicsos betelepülésekkel tarkított homokos-agyagos rétegsor települ.* Amennyiben még több helyen is hasonló települési viszonyokat észlelhetünk, *úgy újabb bizonyítékát láthatjuk annak, hogy az Erdélyi-medencét meggyűrő erők működése a pleisztocénben is folytatódott.*

Szásznyirestől nyugatra, a Szilágy-patak és Bándó-patak összefolyásánál kis elterjedésű, 1—1-50 m vastag földes tőzegréteget mosott ki a patak. Ipari jelentősége elenyésző mennyisége miatt nincsen.

Szamosújvár közelében a Kísszamos terrasz-szintjei jól kivehetők. Itt három terrasz-szintet észlelhetünk: 1. 245—250 t. sz. f. m., 2. 260 t. sz. f. m., 3. 380 m t. sz. f. m-uakat. Ha beleszámítjuk a szamosújvárnémeti 330—340 t. sz. f. m-u terraszkavicsot is, *úgy négy terrasz-szintet* állapíthatunk meg a Kísszamos szamosújvári—dési szakaszán.

Területemmel határos peremi részeken tett kirándulások alkalmával sikerült a Koch A. által ismertett csicsóhagymási profilt is megnéznem. A medence mezőségi rétegeinek és a perem egykorú képződményeinek összehasonlítása céljából úgy az összesített szelvényben, mint a mellékelt profilvázlaton igyekszem a két terület üledékeinek korrelációját szemléltetni.

A csicsóhagymási rétegsor *a mezőségi rétegek egy részének megfelelő peremi kővületes kifejlődéseként fogható fel.* Mikrofaunával igazolt típusos dési tufára és globigerinás márgára települ a torton faunát tartalmazó lithothamniumos, aprókavicsos márga. A csicsóhagymási völgy felső szakaszán, a falu alatt a lithothamniumos rétegeket konglomerát padok helyettesítik, mely felett vastag agyagos csíkokkal váltakozó laza dacittufa települ. Szögdiszkordanciát nem tudtunk kimutatni, de a dési tufák és lithothamniumos rétegek közt a helvécién nagy részét felüelölő szedimentációs hézag tételezhető fel, annál is inkább, mert a hézag után *vastag transzgressziós konglomerátok nyitják meg a lithothamniumos kavics*

ban megnyilvánuló tortonban lejátszódó újabb szedimentációs ciklust. Ez a hézag nem tévesztendő össze a dési tufák fekéjében észlelttel, ahol ugyancsak egy konglomerátum szint vezeti be a helvécién transzgresszióját. A fedőben észlelt dacittufa eddigi tudásunk szerint valószínűleg a medence gyéresi tufájával, illetve az I., II. sz. tufákkal is azonosítható. Természetesen itt a peremen közel a csicsóhegyi erupciós központhoz jóval vastagabban fejlődtek ki a tufarétegek, mint innen kb. 20—30 km-re a medencében.

A csicsóhegyi dacitvulkánról Koch A. állapítja meg, hogy az a dési tufák erupciójánál fiatalabb és a felső-mediterrán rétegeket áttöri. Tehát joggal hozhatjuk kapcsolatba a mezőségi rétegek felső szintjében és a szarmata elején lerakódott dacittufákkal.

Szerkezeti viszonyok.

Területem nyugati és északi része a diapir sózónába esik, ahol a terület tektonikájára jellemzőek a meredek dőlések és a fedőrétegeket átdőfő sötetek. A medence felé eső részeken már a jellegzetes lapos, 2°—6°-os, ritkán 10°-os dölések uralkodnak, enyhe redőkbe szedve a mezőségi rétegek egyhangú sorát.

Böckh Hugó (2) és Pávai-Vajna Ferenc (3) annak idején átnézetes bejárásokat végeztek területemen, amivel kapcsolatban már ők is kimutatnak egynéhány antiklinálist, melyek helyzete az újabb részletvizsgálatok eredményeivel többé-kevésbé egyezik.

Területemen kinyomozott főbb szerkezeti vonalak lefutása és kifejlődése a következő:

1. Hezsdát—Kérőfürdő meredek diapír jellegű redőjében a dési tufacsoport magasabb szintjei bukkannak a felszínre. A kérőfürdői H₂S tartalmú gyógyvíz az antiklinálison fakad. A Kiszamos medréből az antiklinális keleti száiából Böckh Hugó gázindikációt jelez, melyet én nem észleltem.

2. Sóságy—szamosújavárnémeti—péterházai antiklinális. Déli része diapír jellegű, az antiklinális magjában sós kút és sós agyag jelenléte elárulják a mélyben fekvő sötetet. Északfelé ellaposodik a struktúra és két helyen, a széki és füzesi patak összefolyásánál, valamint Szamosújavárnémetinél keresztredők hatására dómot alkot. Péterházánál Böckh Hugó szerint a Kiszamos medrében gázindikáció észlelhető. Ezt szintén nem tapasztaltam.

3. Az ördögösfüzes—szásznyiresi szinklinális, jól követhető erőteljes vonal.

4. Szépkényerüszentmárton — Erdőszombattelke — Bellyvári-hegyi antiklinális. Erdőszombattelkénél szétágazik és a rosszul körvonalazható

szépkenyerüszentmártoni dómot alkotja. A Bellyvári-hegynél jól kinyomozható kis dóm tartozik hozzá. Szépkenyerüszentmárton nyugati végénél két inaktív iszapvulkán maradványait észleltem.

5. Szépkenyerüszentmárton—nyirmezőtetői szinklinális.

6. Bátorony—bálványosváraljai antiklinális, mely beleszalad északon a szásznyiresi, magjában sótestet is tartalmazó NYDNY—KÉK-irányú diapir redőbe.

7. Szárhegy—Csaba—Kisbátoni szinklinális.

8. Cente—vice—csabaújfalui antiklinális. Ez jól követhető, területemen legjobban kifejlett, legnagyobb gyűjtőterületű antiklinális és Csabaújfalunál jól záródó hosszúkás dómot alkot. A falu déli részében, a dóm dél felé lebukó szárából a patak medrében körülbelül 250 m hosszúságban több helyen erős metángázbugyborékolást észleltem.

9. Bödi szinklinális.

10. Bödi antiklinális. Bödnél egyelőre még bizonytalanul kinyomozott záródás észlelhető.

A felsorolásból kitűnik, hogy területemen összesen 7 többé-kevésbé jól körvonalazható zárt struktúrát sikerült kinyomozni. Ezek közül a csabaújfalui az, mely gáznyerés szempontjából a legtöbb reményre jogosít fel. Erről részletesebben a továbbiakban számolok be.

A terület fő szerkezeteinek lefutási iránya kisebb-nagyobb hajladosásoktól eltekintve délkelet-északnyugati irányú, mely irányra körülbelül merőlegesen észlelhető az alárendelt keresztredők lefutása. A két irány keresztesződésénél észlelhetők általában a dómok.

Részletvizsgálatokkal sikerült kimutatni, hogy az enyhén gyűrt mezőségi rétegeket északnyugat-délkeleti és ezt keresztező délnyugat-északkelet irányú vetőrendszerek szabdalják szét. A vetők ugrómagasságai nem nagyok. Ezek 30—60 m-ig változnak. A törések mentén, valamint a rétegek lebukó tendenciája következtében délkelet irányba, a medence belseje felé alámerülnek a rétegek. A Bellyváry struktúrában feltárásban is sikerült törést észlelnem.

A kétféle, egymást keresztező irányú szerkezetek, valamint az ezeket elvágó törésvonalak azt bizonyítják, hogy területem mezőségi rétegeit két gyűrődési fázis érte. Egy nagyjából délnyugat-északkelet irányban és egy északnyugat-délkelet irányban ható összenyomó erő hozta létre a redőket. Az ezt követő törésrendszereket létrehozó fázis egy még fiatalabb ciklusban játszódhatott le. A diapir övben megnyilvánuló áttörő tektonikát a hegyképző tangenciális erők hatására mobillá tett sónak tulajdoníthatjuk. A mozgások idejét illetően csak annyit tudhatunk, hogy azok területem szarmata rétegeit, sőt, esetleg (mint már előbb említettem, a szamosújvárnémeti terraszkonglomerátummal kapcsolatban) még a pleisztocén képződményeket is érintették.

Területem nyugati és északi részének diapir zónája gázkutatás szempontjából nem jöhet komolyan számításba. Itt a meredek, nyitott struktúrák, kis gyűjtőterület, valamint a sötömszék jelenléte a földgáz akkumulációját nem segítik elő. Böckh Hugó által jelzett kőröfördői, szamosújvári és péterházi gázindikációk mindenesetre azt látszanak bizonyítani, hogy gáz itt is van.

Területemen egyetlenegy helyen észlelhető komoly gázszivárgás. Csabaújfalun, a falu déli végén, a Rossz-patak medrében (Bándó-p. felső szakasza) sűrűn egymás mellett erős bugyborékolással tör fel a meggyújtható gáz. Lefelé a patak medrében körülbelül 250 m távolságon át az előzőnél gyengébb gázszivárgásokat észleltem. A gáz minta Csajághy Gábor fővegyszer elemzése szerint a következő alkotrészeket tartalmazza. Meg kell említenem, hogy a nehéz szénhidrogének kimutatására alkalmas készülék hiánya miatt azok jelenlétére vonatkozólag nem lehetnek adataink.

Csabaújfalu, 1941. IX. 6.

Mintát Méhes Kálmán vette.

I. sz. minta	II. sz. minta
CO ₂ = 0.0%	1.0%
O ₂ = 0.0 »	0.0 »
CH ₄ = 98.6 »	97.6 »
N ₂ = 1.4 »	1.4 »
<hr/>	<hr/>
100.0%	100.0%

A patakban észlelt gázszivárgás a lakosság véleménye szerint legalább 4—6 éve ismeretes. A lapos struktúra, melynek szerkezeti viszonyait részletvizsgálatok pontosan kiderítették, észak felé jól záródik. D-DK felé alábukó tengelye Centén és Vicén át leszalad Banda t. H. (15) területére, ahol a Mezőszentmihály—Aranyos-szentmiklós-i antiklinálisban folytatódik. A hosszúkás, hajladozó dómot két északnyugat-délkelet irányú 50—60 és 30 m ugrómagasságú vető keresztezi. Valószínűleg a gázkiáramlás is egy ÉÉK—DDNY irányú vető mentén jut a felszínre.

A struktúra mintegy a mezőségi rétegek közepéig nyitott (összesített szelvényben feltüntetve). A dési tufacsoport körülbelül 300—400 m mélységben a márgás csoport alatt várható. A dóm közvetlen gyűjtőterülete körülbelül 30 km². De valószínűleg a hosszú, emelkedő antiklinális tengelye mentén sokkal nagyobb területekről szivárog ide a gáz. A vetők, kis ugrómagasságuk következtében, valószínűleg nem befolyásolják a gáztartó terület nagyságát. A gáz migrálásánál viszont fontos szerepet kell nekik tulajdonítanunk.

Tekintve a csabaújfalui gázindikációk erősségét és tartósságát annyit megállapíthatunk, hogy itt a mezőségi rétegek alsóbb részében, vagy valószínűleg még mélyebb rétegekben is nagyobb mennyiségű gáz tárolódott. Már a kissármási 900 m mély 26. számú fúrás eldöntötte azt, hogy jelentékeny mennyiségű gáz a *szarmata rétegeknél mélyebben is megvan*. Csabaújfalu újabb bizonyítéka annak, hogy komoly mennyiségű gázt ne csak a medence szarmata rétegeiben, hanem annál *mélyebb szintekben is keressünk*. A mezőségi rétegek fáciése is arra utal, hogy a gáz anyaközetét mélyebben kell keresnünk. A struktúra a diapir szóznától délre fekszik. Enyhe boltózottsága arra utal, hogy a mélyben várható dési tufacsoport alsóbb szintjeiben már nincsen meg a só. Gravitációs mérésekkel ezt a kérdést teljesen tisztázni lehetne.

Mindezek alapján a csabaújfalui dómot mint nagyobb mennyiségű gázt tároló dómot kell felfognunk.

Területemen ezenkívül még 6 dómot sikerült kimutatni. Ezeknek részben gyűjtőterületük kicsi, részben nyitottabbak, mint a csabaújfalui, egyesek alatt a só jelenléte is várható, úgy, hogy gáznyerés szempontjából nem lehet nekik nagy jelentőséget tulajdonítani.

1. Szépkényerüszentmárton—erdőszombattelki struktúra. Lapos mellékstruktúrákkal zavart szerkezet, melynek délnyugati szárában két, már nem működő iszapfortyogó tanuskodik a gáz jelenlétéről. Valamivel mélyebben fekszik, mint a csabaújfalui. Gyűjtőterülete körülbelül 22 km². Észak felé záródik. Tulajdonképpen két kulmináció figyelhető meg rajta, úgy, hogy a fúrásponthoz közel a kijelölése meglehetősen nagy nehézségekbe ütközne.

2. Bödi struktúra, melynek délkelet felé való folytatását a további felvételek fogják kideríteni.

3. A málomi szerkezet úgylátszik elég nagy gyűjtőterülettel rendelkezik. Keleti szárában egy állítólagos kialudt iszapfortyogót találtam. Nyitottabb, mint a csabaújfalui, de itt még részletvizsgálatok szükségesek.

4. A bellyváry hegyi szerkezet kis gyűjtőterülettel rendelkezik. Helyenkénti meredek dőlések a só esetleges jelenlétére utalnak.

5. Szamosújvárnémetinél sikerült egy szerkezet keleti részét kimutatni. A dóm nyugati fele a Kisszamos alluviális ártere alatt csak geofizikai módszerekkel kutatható. Közel fekszik a diapir szóznához.

6. A széki patak és füzesi patak összefolyásánál is jelentkezik egy kisebb dóm, mely ugyancsak közel fekszik a szóznához.

Amennyiben egy lemélyesztendő mélyfúrás kideríti, hogy a csabaújfalui dóm komoly gázmennyiségeket tartalmaz, úgy a többi kisebb struktúrákkal is érdemes lesz még foglalkozni.

GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DES GEBIETES ZWISCHEN SZAMOSÚJVÁR—CENTE—FELSŐOROSZFALU—DÉS.

Von Dr. Georg Wein

(Eine Kartenskizze.)

Im Auftrage des Ministeriums für Industrie und Gewerbe untersuchte ich im Jahre 1941 folgendes Gebiet in Transsylvanien: Szamosújvár—Ördöngösfüzes—Szépkényerüszentmárton, Cente—Böd—Apanagyfalu—Felsőoroszfalu—Málom—Bálványosvára—Szentbenedek—Dés. Ein Monat wurden Regionalaufnahmen, einen Monat Detailaufnahmen ausgeführt. Mitarbeiter waren Ludwig Reich und Koloman Méhes.

Die Aufnahmen wurden hauptsächlich zum Zwecke von Erdgasuntersuchungen ausgeführt, welche unter Leitung von H. Bandat standen. Bei meinen Aufnahmen verwendete ich durch ihn interpretierte Luftaufnahmen.

Stratigraphische Verhältnisse.

Von den mein Gebiet bildenden Schichten wussten wir bisher nur, dass diese aus obermediterranen Mezöséger Tonen und Sanden aufgebaut sind. Genauere Schichtfolgen wurden nicht beschrieben, denn Koch (1) der sich hauptsächlich mit den Randgebieten des Beckens beschäftigte, gibt nur spärliche Angaben über die innere Beckenregion. Böckh und Pávay (2, 3) führten gasgeologische Regionaluntersuchungen durch, behandeln daher die Detailverhältnisse nicht.

Das Gebiet kann daher als zum grössten Teil als wenig bekannt angesehen werden. Makrofauna fehlt fast vollkommen. Mikrofauna ist auch selten und nicht immer altersbestimmend. Diese Umstände erschweren die Aufstellung einer stratigraphischen Schichtfolge. Im Nachbargebiete gelang es Reich (4) mit einigen glücklichen Fossilbefunden den Tuff von Gyéres und sein Alter zu identifizieren. Durch den mikropalaeontologischen Untersuch des Gebietes konnte Majzon (5),

welcher hierüber in einem besonderen Bericht Rechenschaft gibt, über die stratigraphischen Verhältnisse des Salzlagers von Désakna und der derüberliegenden Schichten, wichtige Daten liefern. Die durch Koch (1) angeführten Tortonfaunen von Csicsóhagymás und Solymoskö tragen auch zu der Klärung der vielumstrittenen stratigraphischen Verhältnisse der Mezöséger Schichten bei. Mit dieser Frage beschäftige ich mich allerdings nur im Rahmen meines Gebietes. Die endgültige Lösung können wir nur von den Untersuchungen des Beckenrandes erwarten.

Hidalmáser Schichten.(?)

Die durch Reich (4) beschriebenen im Liegenden der Tuffe von Dés auftretenden sandigen Tonmergel müssten nach der Einteilung Koch-s in die Gruppe von Hidalmás gehören, und ein burdigalisches Alter haben. Neuerdings wird diese Schichtgruppe durch Ferenczi (6) und Horusitzky (7) — auf Grund Paralellisationsversuchen mit dem ungarischen Mittelgebirge ins Aquitanien gestellt, die Konglomerate des Salzliegenden werden mit den terrestrischen Bildungen des Burdigals verglichen. (Untere Ryolithtuffe und Kohlen.) Reich stellt die Lagen des Salzliegenden im Királyárka von Dés im Gegensatz zu Koch in ein tieferes Niveau. Majzon kommt auf Grund von mikropalaeontologischen Untersuchungen, die er zum Teil aus den Schichten des Királyárka zum Teil aus den Salzschrüfbohrungen von Dés ausgeführt hat, zum Schluss dass die »Hidalmáser« Schichten des Királyárka helvetisch, oder höchstens oberburdigalisch sein können. Wir dürften es hier nicht mit »echten« Hidalmáser Schichten zu tun haben, sondern mit einer Schichtserie, welche bereits in einem höheren Niveau in der Mezöséger Facies ausgebildet ist.

Mezöséger Schichten.

Die »Hidalmáser« Schichten des Királyárka, welche unbestimmbare Pflanzenreste und eine ärmliche Mikrofauna enthalten, werden durch eine 2,5 M mächtige Konglomeratbank überlagert. Die, aus zum Teil aus kopfgrossen Quarzit, Sandstein, kalzitadrigem Kalkstein, Ryolith- und Andesittuff, endlich Pegmatitrollsteinen bestehende nur schwach cementierte Konglomeratbank, leitet den Sedimentationscyklus der eigentlichen »Mezöséger Schichten« ein. Zwischen ihnen und den Hangenden Globigerinen und Déser Tufflagen konnten wir keine Winkel-diskordanz feststellen. Die dicke Konglomeratlage jedoch, welche in den Bohrungen unter dem Salzlager von Dés auch an verschiedenen Stellen angetroffen wurde, weist auf eine *Sedimentationsdiskordanz* hin.

Sie öffnet eine transgressive Periode der Sedimentation der Mezöséger Schichten.

Von grosser Wichtigkeit sind die Salzbohrungen von Désakna. Sie durchteuften an mehreren Stellen das scheinbar ruhig liegende Salzlager und erreichten in dem Liegenden den Tuff von Dés und die darunterliegenden Konglomerate. Wenn wir daher das Salzlager von Dés als autochton betrachten, *kommt das Salz genau an die Basis der Mezöséger Schichten, genauer in das Hangende der Konglomerate und den unteren Teil der Tuffgruppe von Dés.* Die Salzbildung ist natürlich ein Produkt einer längeren, sich wiederholenden Periode wie dies auch die Bohrung von Szentbenedek beweist, wo zwei übereinanderliegende Salzlager angebohrt wurden. In dem Liegenden dieser Lager wurde auch der Tuff von Dés angefahren, die Konglomeratbank jedoch nicht.

Bei Szamosújvár, konnte nach der freundlichen Mitteilung des Obergerieurs Tibor Szilassy, am Hauptplatz der Stadt in einer Tiefe von 90—95 M, in einer artesischen Bohrung statt Wasser, *Salz* angetroffen werden. Nächst der Station von Szamosújvár wurde gleichfalls eine Bohrung nach artesischem Wasser abgeteuft, welche nach Durchbohrung von Schichten vom Habitus der Mezöség bei 89—90 M ein *Salzlager* durchteuften. Die Schichten darunter waren bis 162 M vom Mezöséger Typus. Der Tuff von Dés wurde nicht angetroffen.

Nach dieser Fixierung der Salzposition, wäre nur noch die Altersbestimmung von Wichtigkeit. Da wir keine Makrofaunen finden, kann uns nur die ärmliche Mikrofauna Aufschluss geben. *Majzon nimmt ihr Alter als Obermediterrän an.* So können wir nach unserem gegenwärtigen Wissen, so wie dies auch Koch und Böckh tun, die Salzbildung an die Basis des Obermediterräns (Mittelmiozäns) stellen. Ob diese Feststellung endgültig ist können nur die folgenden Untersuchungen erweisen.

Voitesti (11) Mrazec und Jekelius (14) stellen die Salze in das Hangende der Tuffe von Dés und betrachten die Mezöséger Schichten als helvetisch. Es ist jedoch zu bemerken, dass Voitesti aus dem Deckenmergel des Salzstockes von Marosújvár eine ärmliche burdigalische Fauna bestimmen konnte.

Die zwischen die Tuffe von Dés gelagerte dünne, globigerinenreiche Fauna enthaltenden Tonmergellagen sind auf einer weiteren Strecke zu verfolgen (Csicsóhagymás, Királyárka, Dés). Die unteren Lagen des Déser Tuffes sind in der Nähe der Cementfabrik von Dés gut zu beobachten. Es ist ein grünliches dünnbankiges, hartes, Gestein in dessen höheren Lagen (bei Királyárka, Kérőfürdő und Hezsdát) feinere, hellere steinmarkartige, tonige Varietäten vorkommen. Diese höheren Stufen des Tuffes von Dés können wir *»Tuffe von Kérő«* nennen. Pflanzenreste

sind häufig, sie sind jedoch unbestimmbar. Fischreste wurden auch gefunden. Bisher konnte eine *Clupea* sp (10) und ein *Smerdis* cfr. *macrurus* Ag. (12) festgestellt werden. Ausser diesen finden wir in der rumänischen Litteratur aus den Tuffe von Dés an anderen Orten noch einige Fischreste (10). Die Mächtigkeit des gesammten Tuffkomplexes kann auf 100—200 M geschätzt werden.

Über den Tuff von Dés treffen wir eine sehr eintönige Schichtenfolge an, die aus grauen dünnen Hieroglyphensandsteinen in wechselnden Ton und Sandschichten bestehen. Pflanzenreste, eine ärmliche mittelmiozäne Mikrofauna Anomalinen, siehe Majzon (5) und dünne Sandsteinlagen charakterisieren diesen 400 M mächtigen Horizont.

In den höheren Teilen der Mezöséger Schichten werden die sandigen Einlagerungen immer Häufiger und erreichen stellenweise 10—40 M Mächtigkeit. Die Sand und an einer Stelle eine Kieslage konnten auf längere Strecken verfolgt werden. Die Mergel enthalten eine spärliche Buliminien, Globigerinen und Truncatulien-Fauna sind also marin, und weisen auf mittelmiozänes Alter. Im Tale von Nagydevecser wurde durch Koloman Méhes ein Wirbel von *Dicroceros* sp. (Bestimmung von M. Mottl) gefunden. Auch dieser Fund deutet auf mittelmiozänes Alter. Unter den Sanden welche unter dem zweiten Tuffhorizont liegen, fand sich ein unbestimmbares Lamellibranchiaten Bruchstück. In diesem Niveau werden die Hieroglyphensandsteine immer seltener und verschwinden schliesslich gänzlich, um durch mit Limonit inkrustierten Sandsteinen Platz zu machen. Gipskristalle treten auf, welche Spalten und Schichtfugen ausfüllen. Die Gipsvorkommen sind jedoch nicht verfolgbar wie dies im Sarmat der Fall ist und stehen auch quantitativ unter den sarmatischen. Pflanzreste treten immer häufiger auf. Funde von verkohltem Treibholz erweckten bei der Bevölkerung Hoffnungen auf »Kohlengruben«, erwiesen sich aber stets als Trugschlüsse, wie ich mich hierüber in zahlreichen Fällen überzeugen konnte. Die sandigen Schichten schwanken sehr in Mächtigkeit, können stellenweise von 40 M bis auf einige centimeter auskeilen. Im allgemeinen können sie aber auf Distanzen bis 4—5 Km verfolgt werden. Das Material besteht aus lose (kalkig) cementiertem, feinen bis mittel-feinen, glimmerigen Quarzsand. Sehr häufig sind grosse kugelige Sandsteinkonkretionen, welche auch flach, brotleibförmig geformt sind und die Grössen eines Tisches erreichen. Einzelne Konkretionen werden durch den Wind und der Erosion herauspräpariert, und bilden weithin sichtbare, gut verfolgbare Züge im Terrain. In den höheren Stufen finden sich öfters kalkige und verästelte Konkretionen. In den Sanden finden wir öfters tuffogenes Material, wie dies aus Dünnschliffen erwiesen werden konnte.

In den höheren Sandlagen sind *Tuffeinlagerungen* charakteristisch. Sie sind weiss, plattig, von feiner oder gröberer Beschaffenheit, oft steinmarkartig zersplitternd. Mächtigkeit von 0.15—3 Meter. Die Schichtflächen dieser Dacittuffe sind mit Pflanzenresten besät. Zahlreiche Dünnschliffe wurden zum Zwecke angefertigt, um die verschiedenen Tufflagen petrographisch voneinander zu trennen. Diese Bemühungen waren leider vergeblich, denn die Bestandteile des Tuffes von Dés und der Tufflagen I. II. III. sind stets dieselben. Die Bestandteile sind: Quarz (Kristall und Bruchquarz), Plagioklas, Sanidin, Biotit und Muskovit. Accessorisch, selten, Amphibol und Pyroxen. Die farbigen Bestandteile sind oft chloritisiert. Wir haben es hiernach mit Tuffen *dacitisch-rhyolithischer Laven* zu tun. Die in den Dünnschliffen stets auftretenden sedimentären Komponente zeigen, dass es sich nicht um Kristalltuffe, sondern in ein seichtes Seebecken abgelagerte, mit terrestrischen Bestandteilen gemengten *Tuffite* handelt. Ein näherer Untersuch der Tuffe dürfte vielleicht ein besseres Resultat geben, da die stratigraphische Unterscheidung der verschiedenen Tuffhorizonte in Mangel an verlässlichen Faunen von grösster Wichtigkeit ist.

Bei der Untersuchung der einzelnen Strukturen bilden die gut verfolgbaren, weissen Tuffhorizonte den sichersten Behelf zur Entwirrung der tektonischen Verhältnisse. Es ist nur darauf zu achten, die Horizonte nicht miteinander zu verwechseln. Leider ist dies nicht immer leicht, denn petrographische Unterschiede sind praktisch nicht vorhanden, sodass nur auf Unterschiede im Habitus, Lagerung, Begleitgesteine, Position geachtet werden kann. In meinem Gebiet konnte ich in den höheren Mezösöger Schichten drei Hauptlagen absondern. Sie folgen *über* den grünen Désertuffen. Der unterste Horizont No I. ist der dünnste. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 0.15—1 Meter. Stelleweise fehlt er vollkommen. Makroskopisch unterscheidet er sich ziemlich gut von den darüberliegenden Tuffen. Er ist locker, verwittert, gelblich weiss. Unzusammenhängend, daher nicht verfolgbar. Tufflage II. ist bankig, plattig, steinmarkartig fein, hart weiss. Im Liegenden findet sich zumeist ein grober tuffiger Sandstein. Mächtigkeit 1—3 Meter. Der Tuffhorizont III. ist dem Horizont II. in der Ausbildung ähnlich, nur etwas dünner. (1—2 Meter.) Tuffhorizont II. ist bei Bálványosvárálja am schönsten ausgebildet kann daher als »Tuff von Bálványosvárálja« bezeichnet werden. Im Tuffhorizont III. in dessen unmittelbar Hangendem REICH im Zselyktal bei Noszoly (4) eine ärmliche sarmatische Makrofauna (*Syndesmia reflexa*) fand ist *der jüngste Tuffhorizont des Gebietes und stimmt mit dem »Tuff von Gyéres« überein, welcher die mediterrane Schichtfolge abschliesst.* In allen drei Tufflagen sind Pflanzenrestehäufig. Leider sind sie in solchem Zustande,

dass sie zumeist vollkommen unbestimmbar sind. Tufflage II. und III. (Tuffe von Bálványosváralfa und Gyéres) sind gut zu verfolgen, haben eine auffallende weisse Farbe, und bilden die wichtigsten Leithorizonte des Gebietes.

Die über dem Tuff von Gyéres lagernden sarmatischen Schichten sind nur in der Südostecke des Gebietes in den höheren Hügelkuppen aufgeschlossen. Sie haben ähnliche Ausbildung wie die Mediterranschichten der Mezöség, und bestehen aus Sanden, Sandsteinkonkretionen, sandigen, mergeligen Tonen und Tonmergeln.

Die Mächtigkeit der höchsten sandig-tuffigen Gruppe der Mezöséger Schichten ist mit cca 400 Meter anzunehmen. Die sarmatischen Schichten, welche auf den Hügelspitzen übriggeblieben sind, weisen eine Mächtigkeit von 40—50 Meter auf. Die Gesamtmächtigkeit der Mezöséger Schichten von dem Tuff von Dés und den darunterliegenden Konglomeraten bis zum Tuff von Gyéres ist auf meinem Gebiet 800—1000 Meter. Die Zahl stützt sich auf aus mehreren Profilen erhaltenen Berechnungen.

Das Alter der Mezöséger Schichten kann auf Grund der Mikrofaunen, hauptsächlich jedoch auf Grund der Untersuchungen M a j z o n s im Sinne der Feststellungen K o c h s und B ö c k h s als obermediterran oder helvetisch-tortonisch angenommen werden. Ihre Facies ist durch die ärmliche Mikrofauna, Hieroglyphenschichten, Kieseinlagerungen, eingeschwämmten Pflanzenresten und Wirbeltierresten als *küstennahe Flachsee* bestimmt. Diese Ansicht widerspricht den Anschauungen K o c h s (1) und F e r e n c z i s. (6) Nach dieser wären die Mezöséger Schichten Ablagerungen einer Tiefsee. Diese Ansicht wurde von späteren Autoren ohne eigene eingehendere Untersuchungen kritiklos übernommen. Dem dürfte es auch zuzuschreiben sein, dass die meisten Autoren das Muttergestein der Mezöséger Erdgase in den Mezöséger Schichten suchten, eine Annahme, der die grosse Fossilarmut der Serie stark widerspricht.

In einigen Salzlagern (Désakna, Marosújvár, Parajd) weisen Bitumenspuren in den Salzhangendschichten und in dem Salzlager selbst darauf, dass bei der Ablagerung der Tuffgruppe von Dés, also im Beginn der Transgression des Helvetmeeres, Gebiete vorhanden waren, wo in undurchlüfteten Seebecken die Bildung von Bitumen möglich war. *Die ungewöhnlich foraminiferenreichen Globigerinenlagen der Tuffe von Dés weisen auf ein reiches Plankton.* Diese, mit der Salzbildung gleichzeitig auftretende Erdgasbildungsphase dauerte nur verhältnissmässig kurze Zeit. Der grösste Teil der Mezöséger Schichten wurde in gut durchlüfteten flachen Becken abgelagert. Nach meiner Meinung können die gewaltigen Gasmengen des Beckens nicht aus den Mezöséger Schichten abgeleitet werden. Hierbei ist jedoch zu bemerken, dass die Bildung

von Erdgas aus den Globigerinenmengen der Désér Tuffgruppe gut denkbar ist.

Bei Szamosújvárnémeti und Szentbenedek konnte ich eine ausbreitete in 330—340 Meter Seehöhe laufende Schotterterrasse verfolgen. Bei Szamosújvárnémeti lagert dieser cementierte Terrassen-schotter ohne Winkeldiskordanz *mit einem 4—5 grädigem Einfallen Konkordant auf den Mezöséger Schichten*. Hierüber folgt eine 20 M mächtige Serie Kiese, Sande und Tone. Wenn wir noch an anderen Stellen der Mezöség ähnliche Lagerungsverhältnisse beobachten können, wäre dies *ein neuer Beweis, dass die Faltungen des Siebenbürger Beckens noch im Pleistozän andauerten*.

Westlich von Szásznýres im Szilágy-Bach tritt eine 1—1.5 M mächtige Torflage auf. Wegen der geringen Menge hat diese jedoch keine praktische Bedeutung.

In der Nähe von Szamosújvár sind die Terrassen der Kisszamos gut zu beobachten. Im ganzen können hier 4 *Terrassen* abgesondert werden, zwar die erste bei 245—250 M, die zweite bei 260 M, die dritte bei 330—340 M und die vierte bei 380 M.

Im Zusammenhange mit den Untersuchungen konnte ich auch einen Besuch an das Profil von Csicsóhagymás abstaten. *Die Schichtserie von Csicsóhagymás ist als ein Randjacies, eines Teiles der Mezöséger Schichten aufzufassen*. Auf mit Mikrofaunen bestätigten typischen Tuff von Dés und Globigerinenmergel folgt ein schottriger Mergel, welcher Lithothamnien und eine tortonische Fauna enthält. Hierüber folgt ein mit tonigen Zwischenlagerungen unterbrochener, geschichteter, loser, weisser Dacittuff. Winkeldiskordanz konnte nicht direkt wahrgenommen werden; doch kann zwischen den Tuffen von Dés und den Lithothamnienlagen eine Sedimentationslücke angenommen werden, umso mehr, da *die Lithothamnienlagen mit ihren Transgressionskonglomeraten einen neuen tortonischen Sedimentationscyclus zu eröffnen scheinen*. Diese Sedimentationslücke ist nicht mit dem durch die Konglomeraten von Dés charakterisierten zu verwechseln, welche die Transgression des Helvets einleiten. Der im Hangenden beobachtete Dacittuff scheint nach unseren bisherigen Kenntnissen mit dem Tuffen I—III. identisch zu sein. Dass dieser Tuff hier eine bedeutend grössere Mächtigkeit besitzt wie in dem Becken, ist mit der Wahrscheinlichkeit zu erklären, dass das Eruptionscentrum in grösserer Nähe des Beckenrandes war.

Von den Dacitvulkanen des Csicsóhegy stellte Koch fest, dass diese jünger sind, als die Eruption der Tuffe von Dés und die obermediterranen Schichten durchbrochen werden. Wir können diese daher mit Recht mit den jüngeren Tuffablagerungen des Obermediterrans und des Sarmats in Verbindung bringen.

Der westliche und nördliche Teil meines Gebietes fällt in die diapire Salzzone, wo die Tektonik des Gebietes durch steilgestellte Lagen und die Deckenschichten durch spießende Salzstöcke beherrscht wird. In den gegen das Becken gerichteten Teilen finden wir schon flache 2–6 gradige, seltener 10 grädiges Einfallen der Lagen. Diese bilden flache Falten und Dome, welche des Hauptobjekt unserer Untersuchung bildeten.

Böckh (2) und Pávay-Vajna (3) hatten seinerzeit mein Gebiet bereits regional untersucht. Hierbei konnten sie auch einige Falten feststellen, welche im allgemeinen mit den Resultaten unserer neueren Untersuchungen übereinstimmen.

Die wichtigsten Strukturlinien meines Gebietes sind die Folgenden :

1. Die *Antiklinale von Hezsdát-Kérőfürdő* weist steile Lagen von Diapirkarakter auf. Hier treten die höheren Tufflagen der Déser Tuffgruppe zu Tage. Das H₂S enthaltende Heilwasser von Kérőfürdő entspringt auf der Antiklinale. Aus der Ostflanke der Struktur in der Kisszamos erwähnt Böckh eine Gasindikation. Diese konnten wir jedoch nicht wiederfinden.

2. Die *Antiklinale von Sóságy-Szamosújvárnémeti-Péterháza*. Der südliche Teil hat Diapirkarakter, im Antiklinalkern verraten Salzton und ein Salzbrunnen, dass ein Salzlager in der Tiefe liegt. Gegen Norden verflacht sich die Struktur und bildet an zwei Orten beim Zusammenfluss des Széker und Füzeser Baches, sowie bei Szamosújvárnémeti durch Querverfaltung, Kuppeln. Nach Böckh befindet sich bei Péterháza in der Kisszamos eine Gasindikation. Diese konnte nicht zurückgefunden werden.

3. *Synklina von Ördöngösfüzes-Szásznyíres* : Eine gut verfolgbare Linie.

4. *Antiklinale von Szépkényerüszentmárton-Erdőszombattelke-Belliváryhegy*. Bei Erdőszombattelke spaltet sich die Achse und bildet den Dom von Szépkényerüszentmárton. Dieser ist kompliziert und nicht leicht definierbar. Beim Belliváryhegy bildet die Achse einen kleineren, gut definierbaren Dom, mit Schlammvulkan. Zwei inaktive Schlammvulkane finden sich am Westteil des Domes von Szépkényerüszentmárton.

5. *Synklina von Szépkényerüszentmárton-Nyírmezőtető*.

6. *Antiklinale von Bátor-Bálványosvára*. Diese mündet in die Salzantiklinale von Szásznyíres welche in WSW-ONO Richtung läuft.

7. *Synklina von Szárhegy-Csaba-Kisbátor*.

8. *Antiklinale von Cente-Vice-Csabaújfalú*. Eine gut verfolgbare Falte, welche auf meinem Gebiet am besten ausgebildet ist. Mit grösse-

rem Sammelgebiet bildet sie bei Csabaujfalú einen gut schliessenden, länglichen Dom. In der Scheitelregion der nach Süden tauchenden Kulmination konnte ich im Dorfbach in einer Länge von ca 250 Meter *mehrere kräftige Methangasindikationen feststellen.*

9. *Synkline von Böd.*

10. *Antiklinale von Böd.* Bei dem Ort Böd ist eine, bisher noch nicht näher untersuchte Kulmination zu vermuten.

11. *Synklinale von Málom.*

12. *Antiklinale von Málom,* mit einem kleineren, gut definierbaren Dom

Aus dem Vorhergesagten sehen wir, dass im untersuchten Gebiet (7.) mehr oder weniger gut schliessende geschlossene Strukturen vorhanden sind. *Unter ihnen ist der Dom von Csabaujfalú, derjenige, welcher die besten Hoffnungen auf Erdgasansammlungen gibt.* Hierüber berichte ich unten noch ausführlicher.

Die Hauptfaltungsrichtung des Gebietes ist Südost-Nordwest, welche eine diametrale Querfaltung schneidet. In den Schnittpunkten befinden sich die Dome. Somit weist dieser Teil der Mezöség Kreuz- resp. Gitterfaltung auf.

Es konnte aus Detailuntersuchungen festgestellt werden, dass die schwach gefalteten Mezöséger Schichten *durch ein System von Nordwest-Südost und ein dies schneidenden Südwest-Nordost laufenden Störungen zerschnitten werden.* Die einzelnen Schollen scheinen gegen Südosten stufenförmig gegen die Beckenmitte abgebrochen zu sein. Einen direkt beobachtbaren Bruch konnte nur in der Struktur des Belliváry-hegy feststellen

Die zweifachen Faltungen und die einander schneidenden Brüche zeigen, dass die Schichten der Mezöség in zwei Phasen aufgefaltet wurden. Eine im grossen in Südwest-Nordost und eine Nordwest-Südost wirkende tektonische Kraft brachte die Faltungen zustande. Die Bruchphase scheint einem jüngeren Cyklus anzugehören. Die Diapir-tektonik können wir der Salzbewegung zuschreiben. Bezüglich des Alters der Lagen wissen wir, dass diese die sarmatischen Schichten noch gefaltet, und wie dies aus dem Terrassenschotter von Szamosújvárnémeti ersichtlich ist, auch noch die Pleistozänablagerungen in Mitleidenschaft gezogen haben.

Erdgas.

Der westliche und nördliche Teil meines Gebietes kommt wegen der steilen Diapirstrukturen für Erdgasuntersuchung nicht in Frage. Hier herrschen steile, offene, kleine Strukturen vor, welche nur kleine Sammelgebiete haben und in den Achsen Salzlager und Stöcke besitzen. Die in diesen Gebieten durch Böckh signalisierten Gasindikationen, welche

ich jedoch nicht zurückfinden konnte, weisen darauf, dass Gas auch hier vorkommen kann.

Auf meinem Gebiete konnte ich nur an einer Stelle einwandfrei Gasindikationen feststellen. Diese treten im Ort Csabaujfalu auf. Im Rossz-Bach (obere Sektion des Bándó Baches) treten nebeneinander mehrere kräftige Gasindikationen auf. Stromab von dieser Stelle, ca 250 M entfernt gleichfalls in der Antiklinalachse befinden sich im Bach mehrere, jedoch schwächere Gasaustritte. Nach der Analyse G. Csajághys hat das Gas folgende Zusammensetzung:

Muster genommen am 6. IX. 1941 durch K. Méhes

Muster I.	Muster II.
CO ₂ = 0.0%	1.0%
O ₂ = 0.0%	0.0%
CH ₄ = 98.6%	97.6%
N ₂ = 1.4%	1.4%
100.0%	100.0%

Es wäre zu bemerken, dass die Bestimmung von Gegenwart schwerer Kohlenwasserstoffe infolge Nichtvorhandensein von geeigneter Apparatur, nicht durchgeführt wurde.

Die Gasaustritte sind nach Aussage der Bevölkerung erst seit 4—6 Jahren bekannt. Die flache Struktur welche gegen Norden gut schließt, läuft gegen Süden nach Cente und Vice, wo die Achse in die durch B a n d a t (15) untersuchte Antiklinale Mezöszentmihály-Aranyosszentmiklós einmündet. Der Dom wird durch zwei Nordwest-Südost laufende 50—60 und 30 Meter Sprunghöhe aufweisende Brüche durchschnitten. Es ist wahrscheinlich, dass der Gasaustritt längs einer Nordnordost-Südsüdwest laufenden Verwerfung an die Oberfläche tritt.

Die Struktur ist bis zur Mitte der Mezöséger Schichten erodiert, denn die Tuffgruppe von Dés dürfte in einer Tiefe von ca 300—400 Meter zu erwarten sein. Das Sammelgebiet des Domes beträgt ungefähr 30 Km². Es ist jedoch anzunehmen, dass das Gas längst der steigenden Antiklinalachse von einem weiteren Gebiet zuströmt. Die Verwerfungen besitzen eine kleine Sprunghöhe, und sind somit ohne Einfluss auf die Gasaccumulation. Sie dürften aber die Gasmigration erleichtern.

In Anbetracht, dass die Gasindikationen von Csabaujfalu aus den unteren Teilen der Mezöséger Schichten stammen, sehen wir *darin einen neueren Beweis, dass sie ältere sind als sarmatischen Erdgase*. Bereits die 900 Meter tiefe Bohrung No 26 von Kissármás bestätigt, dass unter den sarmatischen Schichten auch bedeutende Gasmengen auftre-

ten können. Die Gasindikationen von Csabaujfalu beweisen also dass wir nicht nur in den Sarmaticum, sondern auch in den Obermediterran Gas erwarten dürfen. Auch die Facies der Mezöséger Schichten weist darauf, dass wir das Gas in tieferen Lagen suchen können. Die Struktur liegt südlich der Diapirzone. Die flache Aufwölbung lässt darauf schliessen, dass in der Tiefe kein Salzlager anzutreffen ist. Mit gravimetrischen Methoden könnte diese Frage gelöst werden.

Auf grund des Vorhergesagten kann der Dom von Csabaujfalu als eine grössere Gasmengen speichernde Struktur angesehen werden.

In meinem Gebiete konnten ausser dem Dom von Csabaujfalu noch weitere 6 Dome festgestellt werden. Diese sind jedoch kleiner, haben ein kleineres Sammelgebiet, unter einigen ist Salz zu erwarten und sind auch stärker erodiert. Sie sind daher von gasgeologischem Standpunkt weniger bedeutend. Die Kuppeln sind die folgenden :

1. *Kuppel von Szépkényerüszentmárton-Erdőszombattelke.* Mit einer flachen Seitenstruktur komplizierte Kuppel. In der Südwestflanke zeugen zwei inaktive Schlammvulkane für die Gegenwart von Erdgas. Etwas weniger erodiert wie der Dom von Csabaujfalu. Sammelgebiet 22 Km². Gegen Norden geschlossen. Scheint eine Doppelkulmination zu haben, daher wäre das aussetzen eines Bohrpunktes erschwert.

2. *Struktur von Böd.* Dessen Forsetzung nach Südosten noch zu untersuchen.

3. *Kuppel von Málom,* scheint ein grösseres Sammelgebiet zu haben. In der Ostflanke ein inaktiver Schlammvulkan. Offener als Csabaujfalu, Detailaufnahmen nötig.

4. *Struktur des Belliváryhegy.* Besitz ein kleines Sammelgebiet. Stellenweise deuten steile Lagen auf die Möglichkeit eines Salzstockes in der Tiefe hin.

5. *Bei Szamosujvárnémeti* befindet sich ein Ostteil einer Kuppel. Der Westteil liegt im Alluvion der Kisszamos. Liegt in der Nähe der Salzdiapire.

6. Beim *Zusammenfluss des Széker- und Füzésér-Baches* liegt ein kleinerer Dom, welcher jedoch auch in der Nähe der Salzzone liegt.

Im Falle die Struktur von Csabaujfalu ein positives Resultat geben sollte, sind die Nachbarstrukturen einer näheren Untersuchung wert.

IRODALOM — LITERATUR

1. Koch A.: Az Erdélyi-medence harmadkori képződményei. II. Neogén-csoport. Budapest, 1900.
2. Böckh H.: Az Erdélyi-medence földgázt tartalmazó antiklinálisairól. Jelentés az Erdélyi-medence földgázelőfordulásai körül eddig végzett kutatómunkálatok eredményeiről. I. rész. Budapest, 1911

3. P á v a i — V a j n a F.: Előzetes jelentés az Erdélyi-medence északnyugati pæremének tektonikai viszonyairól. Jelentés az Erdélyi-medence földgázelfordulásai körül eddig végzett kutatómunkálatok eredményeiről. II. rész. Budapest, 1913.
4. R e i c h L.: Adatok a mezőségi tufavonulatok rétegtanához és felszínelterjedéséhez. (Doktori értekezés.) Beszámoló a Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól, 1. füzet, Budapest 1942.
5. M a j z o n L.: Szamosújvár és Déstől keletre eső terület rétegeinek foraminiferái. (Évi jelentés az 1941. évi felvételtől. Nyomás alatt.)
6. F e r e n c z i I.: Oligocén és miocén üledékeink elhatárolásának kérdése. Debreceni Szemle. 1940. 3. sz.
7. H o r u s i t z k y F.: A Kárpát-medence alsómiocén földtörténeti tagozódása és ősföldrajzi kapcsolatai. Beszámoló a Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól, 1941.
8. P a p p K.: Kálisókutatások hazánkban. Földtani Közlöny. 43. k. 1913.
9. V o i t e s t i J. P. et
I o n e s c u — B a l e a M.: Sur la présence des reste fossiles méditerranéens dans la breche tectonique du massif de sel de ocna Muresului (Uioara). Comptes Rendus de Seances d. l'Ac. d. Sc. d. Roumanie. I. kötet. 3. sz. 1936. Bukarest.
10. P a u c a M.: Fische aus dem miozänen Dazittuff Siebenbürgens. Bull. Soc. Rom. d. Geol. II. kötet. 1935. Bukarest.
11. V o i t e s t i J. P. et
I o n e s c u — B a l e a M.: Sur la position stratigraphique du massif de sel du Dej. C. R. de Seances de Roumanie. I. kötet. 1. sz. 1936. Bukarest.
12. K o c h A.: Apró paleontológiai közlemények. Földtani Közlöny. 34. kötet. 333 o. 1904. (Smerdis cf. macrurus Ag. leírása Désről.)
13. V a n c e a A.: Contributions a l'etude geologique de la formation a gaz de la Cuvette Transylvaine. An. Ist. Geol. al. Rom. 19. kötet 1938. Bukarest.

Regiunea a fost studiată minuțios. A fost stabilită prezența a 7 domuri care se delimitează net și dintre cari cel dela Valea-Rea din punctul de vedere al gazului metan este cel mai important. Direcția anticlinalelor este SE—NW. Ele sunt traversate perpendicular pe acestea de alte anticlinale. În punctele de intersecție se ridică domurile. Cercetările speciale au revelat existența unor linii de fracturi cu direcție analoagă, având un grad redus de dislocare. Stratele dealungul fracturilor se scufundă în direcție SE în spre centrul bazinului. Cutările care în acest mod se intersectează dovedesc existența a două faze orogene. Nu putem fixa data precisă a mișcărilor orogene. Atât însă se poate considera ca sigură, că aceste mișcări s'au produs încă în pleistocen.

Др. Вейн Дьордь:

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В РАЙОНАХ САМОШУЙВАР—
ЦЕНТЭ—ФЕЛЬШЕОРОСФАЛУ — ДЭЙШ-А.

Район подвергается очень подробному исследованию. Раскрывается семь, довольно хорошо закрытых антиклиналов, из которых антиклинал в Чабауйфалу, в отношении добычи газа, является наиболее значительным. Антиклиналы в общем своем виде протягиваются в направлении В—СЗ. Антиклиналы пересекаются поперечными складками. В местах сечения замечаются куполы. Частичные исследования обнаружили в том же направлении систем дислокации небольшой высоты. Пласты в направлении юго-восточном погружаются во внутрь бассейна. Перекрещивающие друг друга структуры свидетельствуют о двух стадиях образования складчатости. Период движений точно определить невозможно. Является безусловным, однако, что сдвиги затронули также и образования плейстоцена.

Szamosújvár-Cente-Felsőoroszfalu-Dés közti terület földtani térképe

Felvette: Dr. Wein György

0 500 1000 1500 2000m



- Szarmata
- Sófedő tufa
- Tufa vonulatok
- Homokkő vonulatok
- Homokkő
- Márga
- Kavics
- Tufás kavics

- Tű. Tufatörmelék
- Sa. Sósagyag
- NaCl. Száiban álló só
- Antiklinális kulminációval
- Nyitott antiklinális
- Szinclinális
- Törésvonal
- Feltételezett törésvonal

- Izohipszák
- Biztos dőlés
- Bizonytalan dőlés
- Szerkesztett dőlés
- Vízintes réteg
- Aknában mért dőlés
- Régi szerzők dőlés adatai

- Gázindikációk
- Izspavulkán
- Sós forrás
- Kénes forrás
- Felhagyott fúrások
- Gerinces lelőhely
- Molluszkum lelőhely
- Mikrofauna

SZÉNHIIDROGÉNKUTATÁS SZENTEGYED ÉS VAJDAKAMARÁS KÖRNYÉKÉN.

Irta : Dr. Méhes Kálmán

(1 térkép)

Az Iparügyi Miniszter rendeletére a m. Földtani Intézet Igazgatósága megbízott, hogy szeptember hó folyamán készítem el Szentegyed és Vajdakamarás községek környékének részletes hegyszerkezeti térképét.

Ezt a területet a Kályáni vám, Visa, Gyulatelke, a széki sóstó, Vasasszentiván, Pujon és Pete községek és kamarási fogadó határolják. A felvételt a kijelölt terület északi részében kezdtem meg, melynek centrumában a szent-egyedi fogadó feküdt. Feladatomat nagyban megkönnyítette és meggyorsította az 1:25.000 térképpal párhuzamosan használt légi fénykép. Sajnos, a déli terület felvételére az Intézet már nem bocsáthatott rendelkezésemre légifényképet.

A légifénykép előnyeit nem kell ismertetnünk más térképekkel szemben azok előtt, akik saját maguk tapasztalhatták, hogy különösen a Mezőségben milyen nagyarányú morfológiai elváltozásokat idézhet elő hosszú évek során a suvadás.

A szentegyedi fogadó környékének felépítésében agyagok, homokkő-konkréciós homokpadok és tufák vesznek részt. A tufa vastagsága e területen eléri az 1 métert is. Habitását tekintve a bálványosváráljai dacit-tufák közé sorolható.

A szentegyedi fogadó körül kimutatott boltozat kisebb brachiantiklinális, közel ÉD-i irányú hosszanti tengellyel.

Szentegyed környékén Papp Simon és Bandat Horst végeztek regionális felvételi munkát. Papp Simon erről a Földtani Közlöny 1942. évi LXXII. köt. 1—3. füzetében számol be, Bandat Horst felvételem során kézirati térképet bocsátott rendelkezésemre. Mind Papp S., mind Bandat H. észlelési adatai meggyeznek a részletmunka során nyert észlelési adatokkal.

A mérésekből megállapítható, hogy a szentegyedi fogadó körül periklinálisan dőlnek a rétegek, ami felboltozódásos szerkezetre mutat. Kivétel a DDNy-i oldal, amelyet egy NyÉNy—KDK-i irányú törés

zár le. A jól feltárt szerkezetet még egy törés szeli át. Ez az Új-tó hosszanti medrén fut keresztül. Ez a két gázos, egy közönséges sóforrásra és egy iszapvulkánra alapított törésvonal **B a n d a t H.** véleménye szerint átfut az egész medencén és a széki és a sajószentandrási sőtömszökre támaszkodik. A törésvonal létezése mellett szól még a tufaszintek magasságának megfigyelhető elugrása és a homokszintek hirtelen megszakadása Szépkenyerüszentmárton és Vicze tájékán. (W e i n.)

A szerkezet kulminációs pontját térkép-vázlatomon az Új-tó szentegyedi fogadó felőli csücskétől délre jelöltem ki.

A begyűjtött anyag iszapolási maradékából **M a j z o n L á s z l ó** az alábbi foraminiferákat határozta meg. *Anomalinák*, *Rotalia beccarii* L., *Globigerina* sp. és egy bemosott *Globotruncana stuarri* de Lapp. erősen kopott példánya. A szintjelző anomalirák jelenléte szerint a terület korát a helvéciénre tehetjük.

*

Munkaterületem déli részét a feltárások ritkasága és a suvadások gyakorisága jellemzi. A földtanilag nagyon egyhangú területet csak néhány a mezőségi agyagokba betelepült tufacsík tarkítja. A tufák vastagsága helyenként eléri az 5—6 métert (1. sz. kép). Ez a tufa minden bizonnyal a közelben lévő gyéresi tufához tartozik. Vajdakamarásnál (2. sz. kép) jól látható a vastag tufahorizont, amelyet a község lakói építkezés és útkövezés céljaira régóta fejtenek. A déli részt egy DDNy—ÉÉK-i lefutású szinklinális jellemzi. A szinklinális tergelye Vajdakamarás községen fut át és Peténél, a dőlésekből ítélve, valószínűleg DK-nek kanyarodik. A kissé asszimmetrikus szinklinálisban a tufák ÉNy felől DK-felé lejtnek, majd Vajdakamarástól DK-felé újra emelkednek. Mélypontjuk Vajdakamarás keleti végénél van. A kamarási fogadónál megfigyelhető, hogy a tufák az országhatár túlsó oldalán is 420 m fölé emelkednek.

Marokháza és Béré között a tufák térszíni rendellenessége folytán vetőt kell feltételeznünk. Ugyancsak vető mutatkozik az előbbi vetőre merőlegesen Béré és Vajdakamarás között is. A vázlaton jól láthatók a tufák térszíni elugrásai.

Bogácsnál az ottani szénhidrogén indikáció egy kis boltozat déli szárnyában látszik feküdni, bár a boltozat létezését feltárások hiányában dölésekkel nem lehetett kellőképpen alátámasztani.

A déli területet hatalmas suvadások tarkítják. A kályáni vámtól kissé DK-re az Agyagos domb-ról levált hatalmas agyagfal jéghegy módjára úszik a felszínen és lazább részei gleccserszerű mozgással kúsznak lefelé. (3. és 4. sz. kép.)

Kövületanyagot a déli területen sehol sem találtam.

KOHLENHYDROGENFORSCHUNG IN DER UMGEBUNG VON SZENTEGYED UND VAJDAKAMARÁS.

Von Dr. K á l m á n M é h e s
(Eine Kartenskizze)

Im Zentrum des nördlichen Teiles vom Aufnahmegebiet liegt der Gasthof von Szentegyed. Hier läuft die Achse einer kleineren Brachyantiklinale durch. In der Umgebung des Gasthofes von Szentegyed führte früher S. Papp eine regionale Aufnahme durch. Seine Messungen unterschied ich in meiner Kartenskizze durch einen neben die Fallen- und Streichenzeichen geschriebenen Buchstaben P. Um den Gasthof von Szentegyed herum wiesen die periklinal fallenden Schichten auf eine Wölbungsstruktur hin. Die SSW-liche Seite der Struktur wird von einem WNW—OSO-lich verlaufenden Bruch abgeschlossen. Die Struktur wird auch von einer zweiten Bruchlinie durchsetzt, die durch die Längsachse des Uj-Sees verläuft und wahrscheinlich eine kleinere Verwerfung der Antiklinaleachse verursacht. Der Kulminationspunkt liegt S-lich des gegen den Gasthof von Szentegyed liegenden Endes des Uj-Sees.

Der südliche Teil des Gebietes wird durch die schlechten Aufschlussverhältnisse sowie durch die Häufigkeit von Rutschungen charakterisiert. Das geologisch sehr eintönige Gebiet besteht aus Mezöséger Schichten mit zwischengelagerten Tuffstreifen. Das Zentrum dieses Gebietes wird von Vajdakamarás gebildet. Die Ortschaft liegt in der Linie einer in SSW—NNO-licher Richtung ablaufenden Achse einer Synklinale. Im Bereiche der Synklinale steigen die Tuffhorizonte von NW nach SO ab und SO-lich von Vajdakamarás wieder an. Zwischen Marokháza und Béré wird auf Grund der oberflächlichen Unregelmässigkeit der Tuffe eine Verwerfung angenommen. Senkrecht dazu wird zwischen Béré und Vajdakamarás auf Grund der Lagerung von den Tuffen ebenfalls eine Verwerfung vermutet.

Die einzige Indikation für Kohlenwasserstoffe im bearbeiteten Gebiet scheint bei Bogács, im Südflügel eines kleinen Domes, vorhanden zu sein, obwohl die Existenz dieses Domes — infolge der ungünstigen Aufschlussverhältnisse — durch Fallrichtungen nicht in genügendem Masse bewiesen werden kann.

Die Aufnahme des nördlichen Teiles erfolgte auf Grund von Luftaufnahmen.

Punctul de culminație al structurei dela Sântejude este la sud de Lacul Nou. Tufurile care apar în jurul Făgădăilor dela Sântejude le paralelizează cu orizontul tufului deal Unguraș. Din denivelările orizonturilor de tuf dacitic deduce existența fracturilor.

Др. Мехеш Калман:

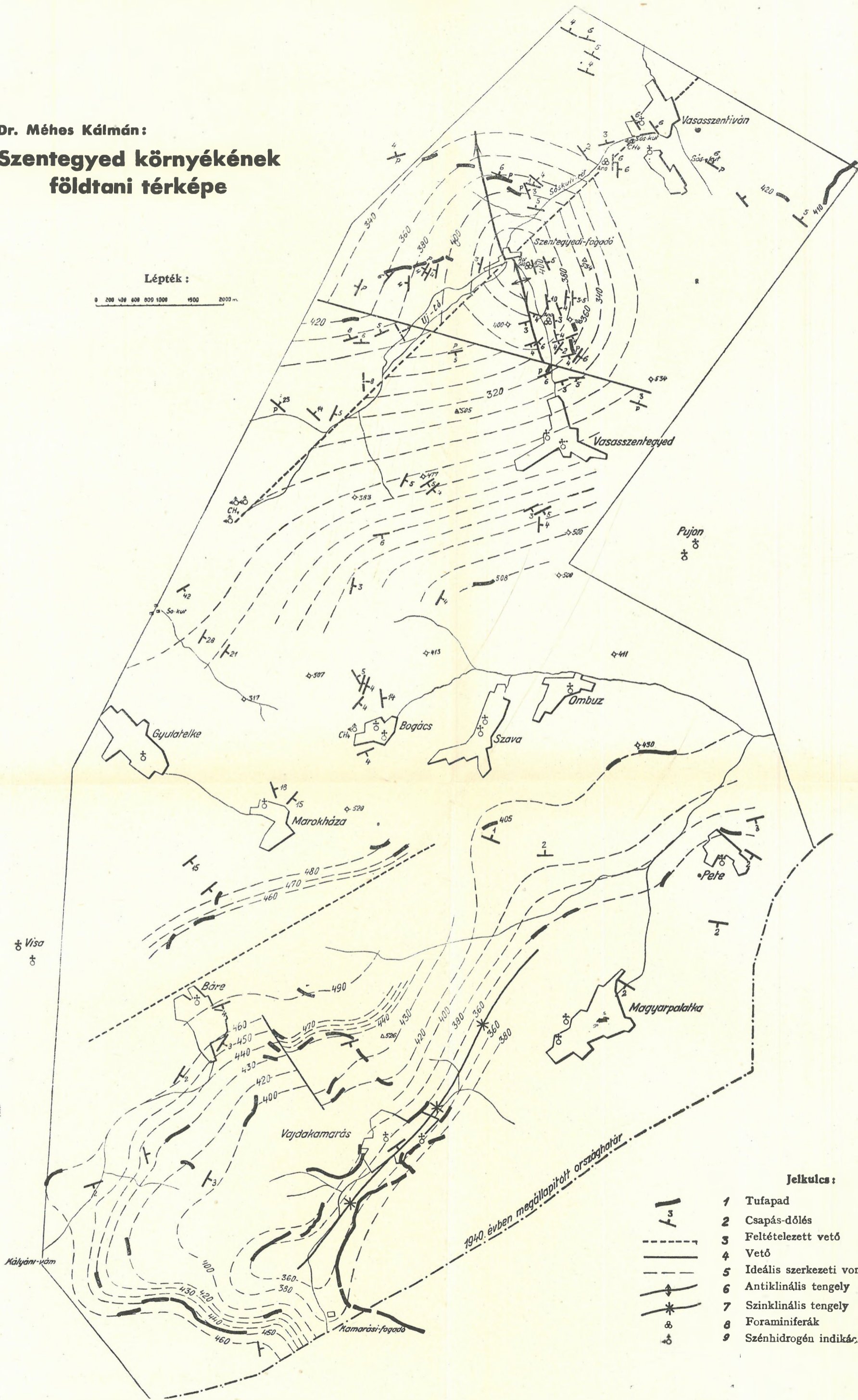
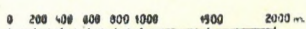
ИССЛЕДОВАНИЕ УГЛЕРОДОВ В РАЙОНАХ СЕНТЭДЬЭД —
ВАЙДА КАМАРАШ.

Кульминационную точку структуры Сентэдьэд-а назначает к юго от Уй-то—Сентэдьэд-фогато. Залегающие вокруг Сентэдьэд-фогато пласты туфа он сравнивает с горизонтом пластов туфа Бараньошваральд-а. На основании разницы в горизонтах туфа он предполагает существование сбросовых линий.

Dr. Méhes Kálmán:

Szentegyed környékének földtani térképe

Lépték:



Jelkulcs:

- 1 Tufapad
- 2 Csapás-dőlés
- 3 Feltételezett vető
- 4 Vető
- 5 Ideális szerkezeti vonal
- 6 Antiklinális tengely
- 7 Szinklinális tengely
- 8 Foraminiferák
- 9 Szénhidrogén indikáció

TEKE KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI.

Irta: Dr. Szalai Tibor

(1 térkép, 2 szelvény, 1 ábra)

Az Iparügyi Miniszterium 92.995/1941./X. számú rendelete értelmében a Földtani Intézet Igazgatósága megbízásából 1941. nyarán Teke környékét három hónapig földtanilag térképeztem.

Két hónapon keresztül *Touttenouy Tibor*, szigorló bánya-mérnök és *Hegedüs Gyula* okleveles mezőgazda segéderőként nagy buzgalommal működtek mellettem.

A felvett terület északi határa Galac-, Fehéregyháza-, Zselyk-, Paszmoson; keleti határa Paszmos-, Vajola-, Bátos-, Dextrádszéplak-, Szászrégenen; déli határa Szászrégen-, Beresztelke-, Magyarfülpös-, Faragó-, Septéren; nyugati határa Kőbölkúttól keletre Mezősolymos-, Barátfalva-, Szászsztgyörgyön húzódik keresztül és csatlakozik Fehér egyházához.

Feladatomból a megjelölt terület rétegtani és szerkezeti megvizsgálása, különös tekintettel a szénhidrogénekre. Rendeletem értelmében legfőképpen Teke környékén dolgoztam.

E területre vonatkozóan az irodalomban igen kevés adatot találunk, *Hauer* és *Stache* (9) Fehéregyházát az egykori sóbányákkal Szászpénteket pedig a sóforrásokkal kapcsolatban említi.

Koch Antal (10) nagy munkájában evvel a vidékkel közelebről nem foglalkozik, csupán egyik szelvényén szerepel Teke község neve. Szelvénye szerint Teke környékén a mezőségi rétegek láthatók a felszínen, amelyekbe dacittufa szint települ.

Papp K. (12) munkájában területem több pontjára nézve találunk adatot. Megtudjuk azt is, hogy a tekei gőzmalom udvarán 195 m-es fúrás a mezőségi palákat tárta fel.

Gaál István (7) Szászrégen és Bátos környékét tanulmányozza 1910-ben. Görgényadorján és Vajola között antiklinálist nyomoz ki, az antiklinálist azonban térképen nem jelöli. Megállapítja, hogy az antiklinális tengelye töréseket szenvedett. A bátosi Tisler-árokban középső miocénre valló faunát talál; a szászlúdvégi Izvoru de la Urie

árokban pedig szarmata korú kövületeket. Szerinte a szarmata diszkordánsan települ a mezőségi rétegekre.

Böckh Hugó (3) több e területen áthúzódó antiklinális tengelyét rajzolja meg. Gázömlésről tesz említést: ott, ahol a Budurló felé menő útra vezető híd a patakon átmegy, Tekén, a luteránus templom közelében lévő hídnál. Erős gázömlést említ Nagynyulas délkeleti részén a híd alatt, valamint Kozmatelkétől észak-nyugatra, a D. Zapodei északkeleti oldalán húzódó völgyben. Továbbá a faragói völgyben is megfigyelt gázömléseket. E helyeken gázömléseket nem találtam.

Gaál (8) a Koch- emlékkönyvben újból említést tesz e vidékről. Szerinte átdöfött redőkről beszélni nem lehet. A Böckh Hugó-féle antiklinálisokat illetően így ír: »... szinte túlzás nélkül mondhatjuk, hogy ilyeneket a medencén keresztül-kasul, igen sok irányban s igen nagy számmal rajzolhatunk.« (p. 33.)

Clapp (5) igen jó boltozatról emlékezik meg Teke és Nagyida között. Már itt megemlítem: megállapítottam, hogy e helyen dóm nincsen, a rétegek dőlése igen meredek. Diapir antiklinális tengelye húzódik itt. Clapp Magyarfülpös környékén kis boltozatról tesz említést. Szerinte itt a boltozat tengelye É-ÉNy, D-DK irányban halad. Ezen a vidéken Beresztelke és Kozmatelke között magam is boltozatra utaló dőléseket mértem, az általam feltételezett dóm tengelye azonban ÉNy-DK irányú. A terület még részletesebb felkutatásra vár.

Mrzecz és Jekelius (11) megrajzolja az Erdélyi-medence összefoglaló képét. Térképvázlatukon körülbelül Fehéregyháza és Szászrégen, valamint Szászpéntek és Görgény közt fekvő területen diapireket jelölnek.

Az előadottakból kitűnik, hogy a szóbanlévő területen a múltban részletesebb vizsgálatok nem történtek. Mivel Teke vidékén elég jó feltárásokra bukkantam, az 5273/1 jelzésű lap keleti felét elég részletesen térképezhettem. Az 5273/3 jelzésű lapon a rossz feltárások következtében csak átnézetes felvételt végezhettem. Az 5273/2 lap és az 5273/4 lapok nyugati részén néhány szelvényt Teke környéki megfigyeléseim kiegészítése céljából végigjártam.

A földrajzi viszonyokat illetően megemlítem, hogy hepe-hupás terület ez. A völgyekben és a lapályokon átlagos tengerszint feletti magasság 300—400 méter körüli, a legmagasabb hegyek 600 méter körüliek, csupán a bátonsi Burg Berg (746 m) emelkedik a 700 m fölé. Suvadások adják a terület legjellemzőbb morfológiai képét. A hupák gyakran több sorban rendeződve kísérik rétegfejes oldalait a domboldaloknak, amelyekről leváltak. Ugyanis a suvadás leggyakrabban a rétegfejes oldalon következik be. A suvadások módjából már a topográfiai térképet nézve is következtethetünk a rétegdőlésekre.

A kőszó. Sem fekü, sem közvetlen fedő-képződményeit a felvett területen nem tanulmányozhattam, így tehát korára vonatkozóan saját megfigyeléseim nyomán semmi közelebbit nem mondhatok. Minthogy ez a képződmény az idősebb középső miocénkori képződményeken nyomozható redők magjaiban, mint ekcéma jelenik meg, nyilvánvaló, hogy a sónak e rétegeknél idősebbnek kell lennie. A kőszó kis mélységben a felszín alatt a következő pontokon figyelhető meg: Vajolától délnyugatra, a 481 m/p-től északkeletre, a Riemers-Graben »betűjétől nyugatra az árokban, Szászpénteken a Cetatue délnyugati oldalában, Fehéregyházától délkeletre, a Hinter dem Hälle-árokban, valamint a nagyidai Par Ascuns-árok 356 m/p körül. A felsorolt helyeken mindenütt koncentrált sósvizek jelzik a sótest jelenlétét. Fischer (6, p. 409.—410) közli e sósvizek vegyelemzési adatait.

Mezőségi rétegek, középső miocén. E képződmény összvastagsága Teke környékén 2000 méter körülnek látszik, minthogy itt gyűrődések okozta rétegismétlődések vannak, pontosan a vastagság nem állapítható meg. A diapiröbven mezőségi rétegeknek csak mélyebb szintjei fejlődtek ki. Ezekben belül megkülönböztethető legmélyebb tag: *homok*, *homokkő* és *agyagmárga*. A homokköveken hieroglifák figyelhetők meg. Fehéregyházától keletre az U. Birken nyugati oldalából vett mintában Majzon L. az *Anomalina simplex* d'Orb, fajt határozza meg. Itt említem, hogy különböző pontokról való 55 mintát vizsgált meg Majzon; foraminiferát azonban csak négyben talált.

A mezőségi rétegek közé területemen két *dacittufa* szint települ. A mélyebb *dacittufa* a most tárgyalt képződményben található, ennek legszebb feltárását a dipsei Steinbruchon, az 520 m/p-től délre, a 460-s rétegvonalon találjuk. E feltárás szelvénye felülről lefelé:

homokkő.....	25 cm
agyagpala	25 »
homokkő.....	50 »
agyagpala	25 »
homokkő.....	30 »
agyagpala	10 »
homokkő.....	20 »
agyagpala	30 »
finomszemű réteges <i>tufa</i>	40 »
agyagpala	15 »
<i>tufa</i>	30 »
agyagpala	5 »
<i>tufa</i>	60 »
<i>tufit</i>	15 »

Mínthogy ez a tufa kétségtelenül a mezőségi rétegek alsó szintjében helyezkedik el, továbbá pedig, mínthogy a fenti feltárásban találunk *zöldszínű* tufát is egyrésztől, mínthogy a dési tufa színe is jellegzetesen ilyen, másrésztől, mínthogy ez a tufa a só fedőjébe települ, éppen úgy, mint Désen is a tufa magasabb szintjei a só fedőjében láthatók, e tufa-előjövétel a *dési tufa* magasabb szintjeinek egyikével azonosíthatónak látszik. Az említett Steinbruchon e tufa fekjében kis konglomerátumos pad látható.

A most jellemzett tag fedőjébe *kékes, szürkés agyagmárga, homok, a homokban homokkőkonkréciós lepények, homokkő* váltakozásából álló képződmény települ. E képződményben több helyen széncsíkok helyezkednek el, magasabb szintjében pedig a Nyikás-árok nyugati oldalán, a D. Poenii 598 m/p-től délkeletre konglomerátumos réteget figyeltem meg. Erre kékesszürke, agyagmárgás képződmény települ. E képződményben a zselyki Földhidarkapatak déli részén kövületeket találtam, mínthogy azonban igen rossz megtartásúak, közülük csak a következőket sorolom fel: *Cytherea sp.*, *Meretrix (Ritaria) cfr. rudi* (P o l i). Ez utóbbi faj a helvéciai és tortonai emeletben található meg. E szinttel azonosnak tekinthető helyen, Nagysajó déli kijáratánál, ott, hol a nagysajó—paszmosi út átvezet a patakon, ugyancsak kövület lelőhelyre bukkantam. Az anyag rossz megtartása miatt e helyről csak *Cardium*-töredéket említhetek. Tektonikailag hasonló helyzetűnek tekinthető a felfalusi agyagbánya is, ahonnan M a j z o n az *Anomalina simplex* d' O r b.-t határozza meg. A most említett képződmény magasabb szintjéből a szászpénteki Par Rodesi-árokból való mintákban M a j z o n L. a következő foraminiferákat határozza meg:

Anomalina simplex d' O r b.,

Globigerina sp.,

G. bulloides d' O r b.,

G. triloba R s s.,

Spiroloculina tenuis C z j z., szivacstű.

Tektonikailag hasonló helyzetű marosvécsi Porgolát-domb délnyugati oldaláról való mintából M a j z o n szivacstűt, *Bulimina elongata* d' O r b. és *Echinus*-töredékeket sorol fel. Marosvéccsel kapcsolatban még azt említem, hogy innen K o c h a *Tellina ottnangensis* R. H ö r n. jelenlétéről számol be. E faj is a helvéciénben és a tortonienben élt.

A most ismertetett kékesszürke, agyagmárgás képződménybe települ a mezőségi rétegeken belüli *magasabb dacittufaszint*. E dacittufa fedőjében konglomerátumos pad helyezkedik el. Elegyrészek: kristályospala, kvarcit, homokkő és nummulinás mészkő. Megemlítendő, hogy B a n d a t (Évi jelentés 1943.) szerint Sárváron és Sajóudvar-

helyen is megvan a nummulinákat tartalmazó konglomerát. De amíg B a n d a t tanulmányozta területen e konglomerátumok fedőjében jól rétegzett, horzsaköves tufapad települ, amelyben Anomalinak vannak, addig Szászpénteken ez a tufaszint hiányzik. Lehetséges, hogy Szászpénteken e tufaszint az erozió áldozatául esett.

K o c h (8, p. 76) szerint Lövete körül, a Homoród folyó mentén a sósagyag közé települő dacittufával kapcsolatban konglomerátos padok jelentkeznek, amelyekben caprotinás mészkő, feketeszínű kvarc, kristályos pala, világosszürke és vörös mészkövek, valamint márgás, nummulinás mészkő található. E nummulinás mészkőgörgetegeknek, ha a Szászpéntek és a Lövete körüliek azonos szintbe tartoznak, a medence keleti szegélyén komoly rétegtani jelentőségük van. Bányai szerint (2, p. 5) a Lövete—Homoród környéki kavicsok a kövületekkel jellemzett tortonai képződmény fekéjébe települnek. E tufa és a dési tufa között a helvéciai emeletben mind Teke, mind Bálványosvára lja és Csicsóhagymás vidékén is azonos a fauna.

Bár ezidőszerint a só fekéjébe települő mezőségi rétegek kora még nem tisztázódott, mégis e képződményt is középső miocénnek tekintem, minthogy ez a sót fedő mezőségi rétegekhez közvetlenebbül kapcsolódik, mint a hídalmási rétegekhez, amelyekre transzgresszive települ (10, p. 50). Ez a felfogás a Stille-féle hegyképződési gondolatmenettel is összhangban áll. Ez esetben ugyanis az idős stájer mozgás a mezőségi rétegek, a szávai mozgás pedig a kóródi rétegek fekéjében mutatható ki.

Teke vidékén a mezőségi rétegösszlet különböző szintjeit állapítottam meg. Megjegyzem, e szinteknek csak lokális jelentőséget tulajdoníthatunk. Nevezetesen a homokkő konkréciós leányek azok, melyek révén e rétegösszlet mélyebb és magasabb tagjait különválasztjuk. A homokkőkonkréciós leányek pedig a Mezőség területén a hídalmási rétegektől a pannoniai rétegekig bezárólag több szintben megtalálhatók.

Az előkerült fauna B a n d a t szerint (Évi jelentés 1943.) az Erdélyi Medence középső miocénjének mélyebb szintjére jellemző. Mivel a Teke környéki középső miocénből csak ez a mélyebb szintre utaló fauna ismeretes, a magasabb szintbe tartozó — bálványosvára ljai tufa fedőjébe települő — területemen faunamentes középső miocén pedig itt csekély vastagságú, arra kell következtetni, hogy a középső miocén magasabb szintjeibe lerakódott üledékek kialakulásának idejében, illetve ez idő nagyobb részében e terület már szárazon állott, vagy pedig a szármata eleji erozió elpusztította azt.

S z a r m á c i a i k é p z ő d m é n y e k. A szármátikum kezdetén is szárazon állhatott ez a vidék, erre a szászpénteki-szászcegyői konglomerátok fekéjébe települő szármata képződményeknek e területen

való hiányából következtethetünk (B a n d a t és R e i c h Évi jelentés 1941-42. II. k.) *Ezek szerint itt a középső miocén idősebb rétegei és a fiatalabb szarmáciai rétegek között jelentős réteghiánnyal kell számolnunk.* E diszkordanciára Gaál (7, p. 103) is utal, aki ezt Monor, Bátos, Idécs-patak és Szászludvég körül megfigyelte. A most tárgyalt intramiocén denudációs időben keletkezik a következőkben tárgyalandó *száspénteki-szászcegyői* névvel jelölt *konglomerátum*. A száspénteki Costa Petri és D. Pustii gerincen a helvéci emelet rétegeire 10 m vastag konglomerátos pad települ. Elegyrészei: kvarc, homokkő, színes és fehér kvarcit, dacittufa, kristályos közettörmelék, mezozoós mészkő. Ez a konglomerátumos szint elegyrészeinél és helyzeténél fogva azonosnak látszik B a n d a t (lásd Földt. Int. Évi jelentés 1941-43.) által felismert Szászcegyőtől délkeletre 1 km-re a Weibelberg nyugati lejtőjén látható, s innen Lekence felé 2 km-ig követhető konglomerátumos paddal.

Valószínűleg e száspénteki konglomerátumos pad azonos azzal, amelyet Gaál (7, p. 101) Görgényadorjántól Vajoláig nyomozott. Minthogy Gaál térképet nem közöl, az azonosítás pontosan nem vihető keresztül. Mivel azonban Gaál konglomerátumos padjának elegyrészei egyeznek e száspénteki konglomerátumos pad elegyrészeivel, azonosításra kell gondolni.

Fontos feladatnak tekintem a most tárgyalt konglomerátumos padnak és az előbb említett nummulinás mészkövet is tartalmazó konglomerátumos padnak a térképen való kijelölését Száspéntektől keletre fekvő területeken is. Hogy e vidéken kétféle konglomerátumos pad van, illetőleg a mélyebb szintekbe települő vékonyabb közfekvetekkel együtt négy, azt most állapítom meg.

A *szarmáciai emelet* főképpen sárga, csillámos homokból, ezek közé települő kékesszürke agyagmárgából s finomabb szemű kavicsokból és vékony homokkőrétegekből áll. A homokköveken több helyen hieroglifák figyelhetők meg. Sok helyen gipszkristályok láthatók a homokokban és az agyagmárgákban, több dacittufaszint települ bele. Területemen mind a gipszes, mind a homokos rétegek több szintben mutatkoznak. Minthogy pedig mind a gipszes, mind a homokos rétegekben találunk tufát, a *szarmátikumon belül a felvett területen legáltalább két tufaszint különböztethető meg.*

A *mélyebb dacittufa* az említett Faragótól északnyugatra, Dealul Larg nyugati oldalában több kilométer hosszú sávban, a Picuiul Sirtu közeléig követhető, ez a szabédi tufával azonosnak látszik (B a n d a t Földt. Int. Évi jelentés 1943.). A *magasabb tufa* Harasztostól északra a D. Viiloron figyelhető meg. Evvel esetleg azonos, Szászszentgyörgytől keletre a Fleischser Graben kezdete körül az árkosan besüllyedt területen található tufa. A magasabb dacittufaszint esetleg a nagygyeői

B a n d a t és J a s k ó (Földt. In^c. Évi jelentés 1941-42 II.) ismertette tufával lehetne azonos s ílymódon ez már a pannonba sorolható.

Már a bevezetőben említettem, hogy Szászludvég körül a szarmátikumban G a á l kövületeket talált. Megemlítem még, hogy Szászbanyicától északra, az 567 m/p-tal jelölt domboldalában B ö c k h H. (3. p. 13) *Cerithium pictumot* és *rubiginosumot*, továbbá *Tapes*-töredéket ismer fel. E kövületeket az említett helyen magam is megtaláltam.

Nagynyulastól délre, a 424 m/p-től délre, a 400-as rétegvonalon felülről lefelé haladva a következő szelvény látható: agyag, kavics, sárgásbarnás homok. E képződmény a szarmáciai képződményen fekszik, attól kőzettanilag különbözik. A települési viszonyokból és a kőzet-tani különbözőségből arra lehet gondolni, hogy ez már a *pliocénben* ülepedett le.

P l e i s z t o c é n. A Maros és a Lucz-patak mentén térképezett terraszok sorolhatók ide.

A l l u v i u m. Megkülönböztethetők az ó- és új-alluviális kavics-szintek. Ó-alluviális kavicsszintet a Teke-patak mentén, Nagyidán, a Dózsa-park vasúti töltés felőli oldalán, valamint a szászpénteki Cetatue nyugati oldalán találtam.

Szerkezeti viszonyok.

A tanulmányozott területen B ö c k h H. felsorolta antiklinálisok közül a következők húzódnak keresztül:

1. a berládi, görgényi, sóaknai,
2. a tóháti, somkeréki, szászrégeni,
3. a fügekörtvefajai.

A berládi, görgényi, sóaknai antiklinálisnak Bátos körül elágazását állapítom meg. Ezt az ágat bátosi antiklinális névvel jelölöm.

A következőkben ismertetem az antiklinálisok lefutását.

1. A berlád-, görgényi, sóaknai antiklinális Zselyktől keletre észak-déli csapással húzódik Szászpéntekig. Itt tranzverzális eltolódás szakítja meg. Majd a Par Rodesitől délre északnyugat-délkeleti csapásban halad. Ez az antiklinális Vajolától délre a keletnyugati irányt veszi fel. A Bátos—Monort összekötő országút mellett újból az északnyugat-délkeleti irányban helyezkedik el. Ez antiklinális mentén a megvizsgált területen Szászpénteken és Vajolától délkeletre sötést jut felszínre. A szóban lévő antiklinális mentén gyakoriak a 60—80^o-os dölések. Ez antiklinális északi, illetve északkeleti szárnyán, Monor körül laposabb dölések mérhetők. Általában véve 10^o körüli, sőt annál is kisebb értékek adódnak itt s csak helyel-közzel található egy-egy 30^o körüli dőlés.

A redő szárnyában Monor község déli részén a 462 m/p-től keletre a Godovana felírás »d«-jénél kezdődő kis árok mentén, valamint ezzel párhuzamosan északnyugat-délkeleti irányban húzódó törések mentén négy sorban 23 működő s ezek között inactív iszapvulkánok figyelhetők meg. Ez iszapvulkánok átlagos magassága 60—70 cm, de van közöttük 2 m-es is.

A bátosi antiklinális Vajolától DNY-ra torkollik az előbb említett antiklinálisba. Ez Vajolától DNY-ra egy darabig ÉNY—DK-i csapással halad, majd Vajolától délre, Bátostól északra a nyugat-keleti, majd pedig a Bátos—Monor összekötő út mellett az északnyugat-délkeleti irányt veszi fel. Követi tehát a berládi, görgényi, sóaknai antiklinális irányát. A bátosi antiklinális Vajolától délnyugatra sötéten halad keresztül. A dölések itt ugyanolyanok, mint az előbbi antiklinálison.

2. Tóhāti, somkeréki, szászrégeni antiklinális tengelye Fehéregyházától keletre észak-déli irányban húzódik. Fehéregyházától délre árkos törés töri meg. E törést elhagyva, antiklinálisunk Tekéig újból az észak-déli irányba halad; kelet és nyugati irányú beöblösödések találunk rajta. Antiklinálisunk említett szakaszán 40—70°-kal dőlnek a rétegek. Ez az antiklinális Tekénél törést szenved. Tekétől délkeleti irányban fut Tekeújfalui, ahol megint a kelet-nyugati csapást veszi fel. Majd Dedrától északra megint délkeleti irányban halad. Ez utóbbi szakaszon, különösen pedig a Par Branisti-árok mentén húzódó törésvonaltól délkeletre alacsony, 1—13°-os dölések mérhetők. Ez antiklinális mentén a most említett törésvonalig épúgy, mint az előbbi antiklinálisok mentén is, a középső miocént, a szóban lévő törésvonaltól délkeleti irányban azonban már a szarmáciai emeletbe tartozó képződményeket találjuk felszínen.

Fehéregyházától délkeletre és Nagyidától északkeletre sóforrás észlelhető a tóhát-, somkerék-, szászrégeni antiklinális keleti szárnyán. Nagyidán és Tekétől nyugatra kénhidrogénes és gázos forrás is megfigyelhető ez antiklinális mentén.

A berládi, görgényi, sóaknai és a tóhāti, somkeréki, szászrégeni antiklinálisok mentén számos mérési adatom van, így tehát ezek viszonyait eléggé alaposan megállapítottam. Megállapíthattam, hogy ezek mentén dómok nem alakultak ki.

3. A fügekörtvefajai antiklinálist, mivel kevés a dőlés rajta, csak feltételesen jelölöm. Ez antiklinálisnak térképem csupán két szakaszát ábrázolja. Az egyik tengelye Nagynyulastól ÉK-re húzódik, ezen aktív iszapvulkánok helyezkednek el; a másik tengelye Kozmatelkétől ÉK-re, Beresztelkétől É-ra fekszik. Ez utóbbi szakaszon dóm tételhető fel. Mivel azonban a feltárási viszonyok igen rosszak, ez a kérdés csak aknázással dönthető el. Ez antiklinális mentén 10°-nál kisebb dölési értékek adódnak. Megemlítem, hogy ez az antiklinális

tengely a felismert törések következtében a Böckh ábrázolta iránytól eltér.

Mínhogy a törések eddig e területen kimutatva nem voltak, visszatérek ezekre. Dipse és Galac közti szakasztól Szászsztgyörgyig árkos törés jelenlétét tételezem fel. Nevezetesen Galactól keletre, a hegy oldalában 470 m t. sz. f. magasságban, épígy Dipsétől keletre a Steinbruchon is 470 m t. sz. f. magasságban, valamint ezek között az árkosan lesüllyedt területen, a Hurubentől délre, Dipsétől ÉK-re 400 m t. sz. feletti magasságban megvan a dacittufa. Mindhárom dacittufaelőjövétel csapása azonos. Elsősorban a most előadottak alapján tételezem fel a besüllyedést. Mégis, mivel a mezőségi rétegekben több dacittufa van, feltételezhető volna az is, hogy itt a különböző szintekben lévő tufák jutnak felszínre. Ezért jelölöm feltételesen az árkos törést. Mivel azonban Fehéregyházától DK-re a nummulinás konglomerát, a szászsztgyörgyi Burghegyen gipsz betelepülések, továbbá a Burg hegytől ÉK-re szarmata dacittufa található az árkos törésen belüli területen, ugyanakkor, amikor ezek a képződmények a törésvonalakon kívül közvetlen folytatásban nem észlelhetők, megállapítható, hogy több adat szól a feltételezett árkos besüllyedés mellett.

Két egymással párhuzamosan haladó, kb. 20 km-en követhető törést, tranzverzális eltolódást mutatok ki Szászpéntek és Oroszfája között. E törések legpontosabban Szászpéntek körül tanulmányozhatók. Itt a Cetatue oldalában húzódó dacittufa fedőjében nummulinás mészkő görgeteget is tartalmazó konglomerátum települ. Cetatuetől ÉK-re, a D. Viilor oldalában is megvannak az említett képződmények. Szászpéntek és Teke között homokkő-konkréciók alapján újból kimutatható az elmozdulás. Teke körül az antiklinális tengelyének elhajlása nyomán következtethetünk az elmozdulásra. Oroszfája körül a gipszes szarmáciai képződmények nyomán állapítható meg a diszlokáció.

A homokos rétegen, a gipszes képződmények és a tufák magassági adatai alapján a felvett terület déli részén több törést állapítottam meg.

Zselyk, Paszmos körül és Nagynyulastól délre az antiklinális szárnyakon kisebb ráncokat észleltem. Ezeket Zselyk körül meredek dőléseket (gyakoriak a 40—80°-sak) mértem.

A legszebb flexurákat Pászmostól ÉNy-ra, a D. Curpenilortól keletre, a 419 m/p-től DNy-ra, az árokban találtam.

Még néhány szót a terület tektonikájának kialakulási idejéről:

Mrazec és Jekelius (II, p. 18) szerint az Erdélyi-medence mai szerkezetét két fázis alakítja ki. Az első megfelel a Szubkárpatok kiemelkedésének a pliocén végén. Ez életre hívja az antiklinálisokat. A második a posztpliocénben játszódik le. Ez utóbbi erőhatások a dómokat hívják életre. Megállapítom, hogy a most kimutatott törések posztszarmatakoraiak. Úgy látom, hogy a diapirek kö-

zepső miocénkori képződményekből álló rétegeire a szarmáciai képződmények szögdiszkordanciával települnek. Ebből az következik, legalább is a tanulmányozott területen, hogy a diapir-övek kialakulása már a prészarmatában megindult. Majd a szarmata után, lehetséges, hogy Mrazec és Jekelius által megállapított módon, újraéledtek e redők.

Már a középső miocénkori képződmények leülepedésének idejében is voltak mozgások e területen, amint az a tekei Rothe Berg feltárásából kitűnik, itt a pikkelyesen meggyűrt k. miocénkori képződményekre a pikkelyeződésben részt vett miocénkori képződmény települ. E mozgásokból arra kell gondolni, hogy a diapirok kialakulása már a középső miocénban megkezdődött; ezért az is lehetséges, hogy az antiklinális tengelyek mentén vékonyabbak az üledékek, mint a szárnyakban.

Megemlítendő, hogy a most mondottak Pávai (13, p. 115) felfogását igazolják, szerinte is az Erdélyi-medence antiklinálisai már a mediterránban kialakulóban voltak.

A tóháti, somkeréki, szászrégeni és a berládi, görgényi, sóaknái, tehát a diapir antiklinálisok területemen viszonylag is antiklinálisok a szárnyaikban fekvő antiklinálisokhoz képest. Ez adódik a rétegtani viszonyokból is. Nevezetesen, amíg a kőso és a középső miocén csak a diapir-övben jut felszínre, addig a diapirok szárnyaiban csak a szarmáciai emelet képződményeit találjuk.

A földgáz feltárási lehetősége.

Területemen gázszivárgásokat megfigyeltem Nagyidán, a Gyulai kastélytól Ny-ra az erdő szélén, Tekétől Ny-ra, a Satzel Bergtől ÉK-re. a réten. E helyeken kénhidrogénes meggyújtható gáz tör a felszínre, Gázszivárgás figyelhető meg továbbá Szászszentgyörgytől D-re a réten, amint erről Bandat H. dr.-tól értesültem. Aktív és inaktív iszapvulkánokat ismertem fel Monoron, aktív iszapvulkánokat Nagynyulastól ÉK-re. Inaktív iszapvulkánt megfigyeltem még Felfalutól DNy-ra a réten, az Alsóhegy 394 m/p-től ÉK-re cca 250 m-re.

A diapir öv területén jelentősebb gázmennyiségre nem számít hatunk.

A nem diapir antiklinálisok bizonyos reményekre jogosítanak. *Igy a fügekörtvefájai antiklinálison, Beresztelke és Kozmatelke között, a dómgyanús terület részletes kikutatását ajánlatosnak tartom. Itt a feltételezett dóm gyűjtőterülete 20 km².*

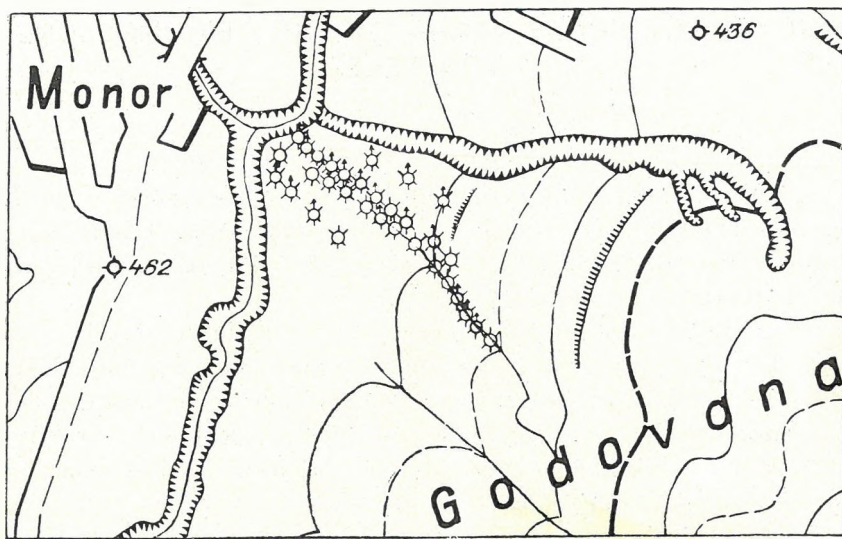
Ezenkívül figyelmet érdemel és ajánlatos, hogy további kutatás tárgyát képezzék azok a területek, ahol iszapvulkánokat ismertem fel.

Meg kell említenem azt is, hogy a középső miocén és szarmáciai képződmények közötti diszkordancia a fúrési pontok kijelölését megnehezíti.

Monorkörnyéki iszapvulkánok vázlatos helyszínrajza

*Schematische Topographie der Schlammvulkane der Gegend
von Monor*

Mérték: K.D. 8355
0 1 2 3 m



☼ *aktív iszapvulkán*

☼ *inaktív iszapvulkán*

ÖSSZEFOGLALÁS :

1. Fauna segítségével megállapítom a középső miocén és a szarmáciai emeletbe tartozó képződmények jelenlétét. *Megállapítom a mezőségi és a szarmáciai képződmények közötti jelentős intramiocén diszkordanciát.* A mezőségi és a szarmáciai rétegeket szintezem. Mindkét képződményben két dacittufát figyeltem meg.

2. Kimutatom az eddig ismeretlen bátosi antiklinálist, mely a berládi, görgényi, sóaknai antiklinális elágazásaként fogható fel.

3. *Törések, tranzverzális eltolódások és árkos beszakadás jelenlétét állapítom meg.*

4. *Kimutatom, hogy a diapir antiklinálisok kialakulása a pré-szarmatikumban indult meg.*

5. Rámutatok az iszapvulkánok vidékén, valamint a feltételezett dómterületen az aknáztatás fontosságára, mivel csak így dönthető el, hogy vannak-e a tanulmányozott területnek földgáztermelésre alkalmas részei.

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISS^{..}E DER UMGEBUNG VON TEKE.

Von Dr. Tibor Szalai.

(1 Geologische Karte, 2 Profile, 1 Textfigur)

Auf Verordnung No. 92.995/1941/X des Gewerbeministers, im Auftrage der Direktion der Staatlichen Geologischen Anstalt habe ich im Sommer 1941 die Umgebung von Teke drei Monate hindurch geologisch kartiert.

Die Grenze des aufgenommenen Gebietes führt nördlich über Galac, Fehéregyháza, Zselyk, Paszmos; östlich über Paszmos, Vajola, Bátos, Dedrádzéplak, Szászrégen; südlich über Szászrégen, Beresztelke, Magyarfülpös, Faragó, Septér; westlich zieht sich die Grenze östlich von Kőbőkút über Mezősolymos, Barátfalva, Szászsztgyörgy und schliesst sich an Fehéregyháza an.

Meine Aufgabe war die stratigraphische und tektonische Untersuchung des Gebietes mit besonderer Berücksichtigung der Kohlenwasserstoffe. Im Sinne meines Auftrages habe ich hauptsächlich in der Umgebung von Teke gearbeitet.

In der Literatur finden wir nur wenig Angaben über das Gebiet. Hauer und Stache (9) erwähnen Fehéregyháza mit den ehemaligen Salzgruben und Szászpéntek in Verbindung mit den Salzgruben.

A. Koch (10) befasst sich in seiner grossen Arbeit mit diesem Gebiet nicht näher und erwähnt den Namen Teke nur auf einem Profil. Diesem Profil nach kommen die Mezöséger Schichten mit eingelagertem Dazituff in der Umgebung von Teke an die Oberfläche.

In der Arbeit von K. Papp (12) finden wir Angaben über mehrere Punkte meines Gebietes. Hier erfahren wir, dass eine Bohrung im Hofe der tekeer Dampfmaschine in der Tiefe von 195 m Mezöséger Schiefer angebohrt hat.

I. Gaál (7) untersucht in 1910 die Umgebung von Bátos und Szászrégen. Er findet zwischen Görgényadorján und Vajola eine Antiklinale, kartiert aber diese nicht. Er stellt fest, dass die Achse der Antiklinale verworfen ist. Im bátoser Tissler-Graben findet er auf Mittel-

miozän verweisende Faunen, im Graben des szászudvéger Izvoru de la Urie sarmatische Gesteine. Seiner Meinung nach lagert das Sarmat diskordant auf den Mezőség-Schichten.

H. B ö c k h (3) zeichnet auf diesem Gebiete mehrere Antiklinalachsen. Er erwähnt Gasindikationen dort, wo die auf dem Weg von Budurlo führende Brücke den Bach durchkreuzt und in Teke, in der Nähe der evangelischen Kirche bei der Brücke. Starke Gasausströmung erwähnt er am südöstlichen Teil von Nagynyulas unter der Brücke, ferner nordwestlich von Kozmatelke in dem nordöstlich von D. Zapodei liegenden Tal. Auf diesen Orten habe ich keine Gasausströmungen beobachtet.

G a á l (8) erwähnt im Koch-Gedenkbuch wiederholt dieses Gebiet. Seiner Meinung nach kann hier von Diapir-Falten nicht gesprochen werden. Betreffs der B ö c k h-schen Antiklinalen schreibt er folgendes: »... ohne zu übertreiben kann es gesagt werden, dass wir solche kreuz und quer über das Becken in zahlreichen Richtungen und in grosser Zahl zeichnen können.« (P. 33.)

C l a p p (5) erwähnt eine sehr gut gebaute Aufwölbung zwischen Teke und Nagyida. Ich erwähne schon hier: ich habe festgestellt, dass hier *kein* Dom ist. Das Fallen der Schichten ist hier sehr steil. Hier zieht sich die Achse einer Diapirantiklinale. Clapp erwähnt in der Umgebung von Magyarfülpös eine kleine Aufwölbung. Seiner Meinung nach ist die Richtung der Faltungsachse Nord-Nordwest, Süd-Südost. Das hier zwischen Beresztelke und Kozmatelke gemessene Fallen lässt auf eine Aufwölbung schliessen, aber die Richtung der von mir vorausgesetzten Achse ist Nordwest-Südost. Das Gebiet muss noch eingehender erforscht werden.

M r a z e c und J e k e l i u s (11) zeichnen ein zusammenfassendes Bild des transsylvanischen Beckens. Auf ihrer Kartenskizze zeichnen sie im Gebiet zwischen Fehéregyháza und Szászrégen ferner zwischen Szászpéntek und Görgény Diapirfalten.

Aus dem gesagtem geht hervor, dass das zu besprechende Gebiet in der Vergangenheit nicht näher untersucht worden ist. Da ich in der Umgebung von Teke ziemlich gute Aufschlüsse fand, konnte ich die östliche Hälfte des 5273/1 Blattes ausführlich kartieren. Da auf Blatt 5273/3 die Aufschlüsse schlecht waren, konnte ich hier nur eine Übersichtsaufnahme machen. Auf dem westlichen Teil der Blätter 5273/2 und 5273/4 habe ich einige Profile zur Ergänzung meiner Beobachtungen in der Umgebung von Teke untersucht.

Geographisch betrachtet ist die Umgebung von Teke ein Hügelland. In den Tälern und Ebenen ist die Durchschnittshöhe cca 300—400 m über dem Meeresspiegel, die höchsten Koten erreichen cca 600 m und nur der bátozer Burgberg (746 m) übertrifft 700 m. Die Rut-

schungen geben dem Gebiet ein charakteristisches Gepräge. Hügelchen (Holper) begleiten oft in mehreren Reihen geordnet die Schichtkopfhänge der Hügel, von wo sie sich abgelöst haben. Diese Abtrennung kommt nämlich am meisten an diesen Stellen vor. Die Art der Rutschung weist schon auf der topographischen Karte auf das Schichtenfallen hin.

Stratigraphische Verhältnisse.

Steinsalz. Im aufgenommenen Gebiet konnte ich die Ablagerungen weder des Hangenden noch des Liegenden untersuchen, so kann ich auf Grund eigener Erfahrung betreffs des Alters nichts näheres sagen. Da diese Bildung an älteren mittelmiozänen Ablagerungen im Faltenkern als Ekzem erscheint, ist es also offenbar, dass das Salz älter sein muss als diese Schichten. Das Salz kann in geringer Tiefe unter der Oberfläche an folgenden Punkten beobachtet werden: südwestlich von Vajola, nordöstlich von 481ϕ, westlich vom Buchstabe »i« die Aufschrift »Riemers Graben« im Graben, bei Szászpéntek am südwestlichen Abhang der Cetatue, südöstlich von Fehéregyháza im Graben »Hinter der Hülle«, gleichwie in der Umgegend des nagyidaer Par Ascuns Graben in der Nähe von 356ϕ. Überall auf den aufgezählten Orten deutet konzentriertes Salzwasser die Anwesenheit des Salzkörpers an. Fischer (6, p. 409—410) teilt die Analyse dieser Salzwässer mit.

Mezöséger Schichten.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Bildung scheint in der Umgebung von Teke 2000 m zu sein. Da hier infolge der Faltungen die Schichten sich wiederholen, kann die Mächtigkeit nicht genauer festgestellt werden. Im Diapirgürtel sind nur die tieferen Glieder der Mezöséger Schichten entwickelt. Binnen diesen kann Sand, Sandstein, Tonmergel unterschieden werden. Auf den Sandsteinflächen finden wir Hieroglyphen. In einem Muster, welches vom westlichen Hang des U. Birken, östlich von Fehéregyháza stammt hat L. Majzon Anomalina simplex d'Orb. bestimmt. Hier erwähne ich, dass Majzon, 55 von verschiedenen Orten stammende Muster untersucht hat, aber nur in vier Mustern Foraminiferen fand.

Zwischen den Mezöséger Schichten sind auf meinem Gebiet zwei Dazituffschichten eingelagert. Der tiejere Dazituff ist in der eben besprochenen Bildung, deren schönster Aufschluss am dipseer Steinbruch südlich von 570ϕ, an der 460 m (Schichtlinie) zu finden ist. Wir sehen folgendes Profil von oben nach unten:

Sandstein	25 cm
Tonschiefer	25 »
Sandstein	50 »
Tonschiefer	25 »
Sandstein	30 »
Tonschiefer	10 »
Sandstein	20 »
Tonschiefer	30 »
Feinkörnigen, geschichteter Tuff	40 »
Tonschiefer	15 »
Tuff	30 »
Tonschiefer	5 »
Tuff	60 »
Tuffit	15 »

Da dieser Tuff unzweifelhaft in der unteren Stufe der Mezöséger Schichten zu finden ist und im obigen Aufschluss auch grüner Tuff vorkommt, einerseits da die Farbe dieses Tuffes auch grün ist, andererseits da dieser Tuff im Hangenden des Salzes eingelagert ist, so wie auch in Dés die höheren Stufen des Tuffes im Hangenden des Salzes zu sehen sind, scheint dieses Tuffvorkommen mit einem des oberen Niveaus des Déser Tuffes identifiziert werden zu können. Am erwähnten Steinbruch ist im Liegenden dieses Tuffes eine kleine Konglomeratbank sichtbar.

In Hangenden des eben charakterisierten Gliedes lagert eine abwechselnd aus bläulich-graulichen Tonmergel, Sand mit Sandsteinkonkretionen und Sandstein aufgebaute Formation. In ihr sind vielerorts Kohlenstreifen zu finden. Im oberen Teil, an der westlichen Seite des Nyikás Graben, südöstlich von D. Poenii 598-ϕ habe ich eine Konglomeratschicht beobachtet. Auf dieser Ablagerung folgt eine bläulichgraue, tonmergelige Serie. Am südlichen Teil des zselyer Földhidarka Baches habe ich in dieser Bildung Fossilien gefunden, da sie aber sehr schlecht erhalten sind, zähle ich nur folgende auf: *Cytherea* sp., *Meretrix* (*Ritaria*) cfr. *rudi* (Poli). Letztere Art ist im Helvetien und Tortonien zu finden. Auf einem mit diesem Niveau identisch zu betrachtenden Ort, bei dem südlichen Ausgang von Nagysajó, wo der nagysajó-paszmoser Weg den Bach überquert, habe ich ebenfalls Fossilien gefunden. Wegen der schlechten Erhaltung des Materials kann ich hier nur ein *Cardium*-Fragment erwähnen. Stratigraphisch ähnlich kann auch die Tongrube von Felfalu betrachtet werden, wo *Majzon* *Anomalina simplex* D'Orb. bestimmt hat. Vom oberen Niveau der oben erwähnten Bildung, aus dem szászpénteker Par Rodesi Graben stammenden Muster hat *L. Majzon* die folgenden Foraminiferen

bestimmt: *Anomalina simplex* d'Orb., *Globigerina* sp., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina triloba* Rss., *Spiroloculina tenuis* Czjz., Spongiennadel.

In einem vom südwestlichem Hange des tektonisch ähnlich situierten marosvécszer Porgolát Hügel stammenden Muster hat Majzon Spongiennadel, *Bulimina elongata* d'Orb., und Echinusbruchstücke gefunden. Bei Marosvécs konnte Koch *Tellina ottangensis* R. Hörn. feststellen. Diese Art lebte auch im Helvetien und Tortonien. In der eben besprochenen bläulichgrauen, tonmergeligen Serie lagert der zu den Mezöséger Schichten gehörige, höhere Dazittuff. Im Hangenden dieses Tuffes finden wir eine Konglomeratbank. Die Gemengeteile sind: kristalliner Schiefer, Quarzit, Sandstein, Nummulinenkalkstein. Es muss erwähnt werden, dass nach Bandat (Évi jel. 1941-43.) auch in Sárvár und Sajóudvarhely das nummulinenhaltige Konglomerat auftritt. Während aber im Hangenden des von Bandat untersuchten Konglomerates gut geschichteter Bimsteintuff lagert, welcher Anomalinen enthält, fehlt in Szászpéntek dieses Tuffniveau. Es ist möglich, dass in Szászpéntek der Tuff der Erosion zum Opfer fiel.

Ich erwähne noch, dass Koch (8, p. 76) in der Umgebung von Lövété, entlang des Homoród Flusses in Verbindung mit dem zwischen salzigem Ton gelagerten Dazittuff Konglomeratbänke erwähnt, welche Caprotinenkalkstein, schwarzen Quarz, kristallinen Schiefer, lichtgraue und rote Kalksteine, sowie mergeligen Nummulinenkalk enthalten. Diese Nummulinenkalkgerölle, wenn die von Szászpéntek und von der Umgebung von Lövété, dem gleichen Niveau angehören, haben am östlichen Rand des Beckens einen ernsthaften stratigraphischen Wert. Nach Bányai (2, p. 5) lagert der Schotter von der Umgebung von Lövété-Homoród im Liegenden der mit Fossilien charakterisierten Tortonbildung. Zwischen diesen und den Déser Tuff ist im Obermediterran so in Teke, wie in der Umgebung von Bálványosvárálja und Csicsóhágymás eine identische Fauna zu finden.

Obzwar gegenwärtig das Alter der im Liegenden des Salzes lagernden Mezöséger Schichten noch nicht klargelegt ist, betrachte ich diese Bildung für mittleres Miozän (Obermediterran), da es sich an die Salzhangende Schichten unmittelbar anschliesst, als an den Hidalmáser Schichten, auf welchen es transgressiv lagert (10, p. 50). Diese Auffassung steht mit dem Gedankegang der Stille-schen Orogentheorie in Zusammenhang. In diesem Falle ist nämlich die ältere steierische Bewegung im Liegenden der Mezöséger, die savischen Bewegung im Liegenden der Koroder Schichten nachweisbar.

In der Umgebung von Teke habe ich verschiedene Horizonte des Mezöséger Schichtenkomplexes festgestellt. Ich muss jedoch bemerken, dass diesen Horizonten nur eine lokale Bedeutung zugeschrieben werden

kann. Es sind nämlich die Sandsteinkonkretionen auf deren Grund die höheren und niederen Glieder des Schichtenkomplexes getrennt werden. Diese Sandsteinkonkretionen sind aber im Gebiete der Mezőség von den Hidalmáser Schichten bis zu den pannonischen Schichten einschliesslich in mehreren Horizonten vorhanden.

Die zum Vorschein gekommene Fauna ist nach Bandat (Évi jelentés 1943.) für das tiefere Niveau des mittleren Miozäns des Transylvanischen Beckens charakteristisch. Daraus dass aus dem Mittelmiozän von der Umgebung von Teke nur diese auf das tiefere Niveau verweisende Fauna bekannt ist, das dem höherem Niveau zugehörige — im Hangenden des bálványosváraljaer Tuff lagernde, auf meinem Gebiet faunenfreie Mittelmiozän aber hier nur eine geringe Mächtigkeit erreicht, muss darauf geschlossen werden, dass zur Zeit der Entstehung der im höheren Niveau des Mittelmiozäns abgelagerten Bildungen, beziehungsweise eine gewisse Zeit hindurch in dieser Periode dieses Gebiet schon trocken stand oder der Erosion am Anfang des Sarmatien zum Opfer fiel.

Sarmatische Bildungen. Dass diese Gegend auch schon zu Beginn des Sarmatien trocken stehen konnte, darauf ist aus dem Mangel im Liegenden der szászpénteker, szászcegőer Konglomeraten lagernden sarmatischen Bildungen zu schliessen. Bandat und Reich (Évi jelentés 1943.) Somit müssen wir zwischen den älteren Schichten des Mittelmiozäns und den jüngeren Sarmatischen Schichten mit einer bedeutenden Schichtenlücke rechnen. Auf diese Diskordanz weist auch Gaál (7, p. 103) hin, da er dies bei Monor, Bátos, Idecspatak und Szászludvég beobachtet hat. Zur Zeit der eben besprochenen intramiozänen Denudationsperiode entsteht das zunächst zu besprechende szászpéntek-szászcegőer Konglomerat. Am Kamm der szászpénteker Costa Petruí und D. Pustii lagert auf den mittelmiozänen Schichten eine 10 m mächtige Konglomeratbank. Seine Gemengeteile bestehen aus: Quarz, Sandstein, farbiger und weisser Quarzit, Dazituff, kristallines Gesteinsgeröll, mesozoischer Kalkstein. Dieses Konglomeratniveau scheint infolge seiner Gemengeteile und Situation mit der von Bandat (Évi jelentés 1943.) erkannten, südwestlich von Szászcegő 1 km entfernt am westlichen Hang von Weierlberg sichtbaren, Konglomeratbank identisch zu sein welche von hier gegen Lekence 2 km lang verfolgt werden kann.

Wahrscheinlich ist diese szászpénteker Konglomeratbank mit jener identisch, welche Gaál (7, p. 101) von Görgényadorján bis Vajola verfolgt hat. Da Gaál keine Karte gibt kann die Identifizierung nicht pünktlich durchgeführt werden. Nachdem aber die Gemengeteile der Konglomeratbank von Gaál mit den von Szászpéntek übereinstimmen, kann man auf die Identifizierung denken.

Für eine wichtige Aufgabe betrachte ich die pünktliche Kartierung der eben besprochenen und der früher erwähnten Nummunlinenkalkhaltigen Konglomeratbank auch auf den von Szászpéntek südlich liegenden Gebieten. Dass auf diesem Gebiet zweierlei Konglomeratbänke sind, beziehungsweise die in tieferen Niveaus lagernden, dünneren Interkalationen mitgerechnet vier, stelle ich jetzt fest.

Das Sarmat ist hauptsächlich aus gelbem, glimmerigem Sand mit dazwischengelagertem bläulichgrauen Tonmergel, feinkörnigem Schotter und dünnen Sandsteinschichten aufgebaut. Die Sandsteinflächen zeigen oft Hieroglyphen. Es sind oft *Gypskristalle* im Sand zu finden und im Tonmergel lagern mehrere dünne Dazittuffschichten. Auf meinem Gebiet melden sich so die gypshaltigen wie die sandigen Schichten in mehreren Stufen. Da aber so die ersteren wie die letzteren Tuff enthalten, sind *innen dem Sarmatien wenigstens zwei Tuffniveaus zu unterscheiden*. Der tiefere Dazittuff kann nordwestlich vom erwähnten Faragó, am westlichen Hang von Dealul Larg mehrere Km entlang nahe bis zu Picuul Sirtu verfolgt werden und dürfte mit dem szabéder Tuff identisch sein. (B a n d a t (Évi jelentés 1943.) Den höheren Tuff können wir nördlich von Harasztos am D. Viilor beobachten. Der im eingesunkenen Gebiete östlich von Szászszygyörgy am Anfang des Fleischer Graben lagernde Tuff ist eventuell mit diesem identisch. Der höhere Dazittuff kann nach seinem Habitus zu urteilen eventuell mit dem von B a n d a t und J a s k ó besprochenen Tuff von Nagyernye—Bárdos identisch sein und so ins Pannon eingereiht werden.

Ich habe schon in der Einleitung erwähnt, dass in der Umgebung von Szászludvég im Sarmat G a á l Fossilien gefunden hat. Ich erwähne noch, dass H. B ö c k h (3, p. 13) nördlich von Szászbanyica am Hange des mit 567 ♂ bezeichneten Hügel *Cerithium pictum* und *rubiginosum*, ferner *Tapes*-Fragmente gefunden hat. Diese Fossilien habe ich am nämlichen Ort auch gefunden.

Südlich von Nagynyulas, südlich von 424 ♂ an der 400 m. Schichtenlinie von oben nach unten fortschreitend kann folgendes Profil festgestellt werden: Ton, Schotter, gelblicher, bräunlicher Sand. Diese Ablagerung liegt auf sarmatischen Schichten und ist davon petrografisch verschieden. Aus den Lagerungsverhältnissen und der petrographischen Differenz kann darauf geschlossen werden, dass es schon im P l i o z ä n abgelagert ist.

P l e i s t o z ä n: Die dem Maros und Luc Bach entlang kartierten Terrassen gehören hierher.

Alluvium: Es können alt und neualluviale Schotterniveaus unterschieden werden. Alt Alluviales Schotterniveau habe ich entlang des Teke Baches in Nagyida an der gegen der Eisenbahn liegenden Seite des Doza Parkes und an der westlichen Seite von Cetatue gefunden

Von Böckh H. aufgezählten Antiklinalen finden wir in unserem Gebiet folgende:

1. die berlád-, görgény-, sóaknaer
2. die tóhát-, somkerék-, szászrégener
3. die fügekörtvefájaer

Antiklinalen. Ich stelle die Verzweigung der Antiklinalen von Berlád Görgény, Sóakna bei Batos fest. Diesen Zweig bezeichne ich unter den Namen: Batoser Antiklinale. Die Berlád-, Görgény-, Sóaknaer Antiklinale zieht sich östlich von Zselyk mit nordsüdlichem Streichen bis Szászpéntek. Hier ist sie durch eine transversale Überschiebung unterbrochen. Südlich von Par Rodesi schreitet sie mit nordwest-südöstlichem Streichen weiter. Diese Antiklinale nimmt südlich von Vajola eine ostwestliche Richtung auf. Neben der Batos mit Monor verbindenden Landstrasse hat sie wieder eine nordwestlich-südöstliche Richtung. Ich untersuchte das Gebiet entlang der Antiklinale und fand bei Szászpéntek und südöstlich von Vajola einen Salzkörper an der Oberfläche. Entlang der besprochenen Antiklinale ist häufig ein Fallen von 60—80° gemessen worden. Am südöstlichen, beziehungsweise nordöstlichen Flügel der Antiklinale in der Umgebung von Monor ist das Fallen flächher Im allgemeinen ergeben sich cca 10° und noch kleinere Werte und nur her und da finden wir ein Fallen von 30°.

Im Flügel der Falte am südlichen Teil von Monor, östlich von 462-ϕ, entlang des bei dem »d« der Aufschrift Godovana beginnenden, kleinen Graben, sowie entlang der mit diesem parallelen, nordwestlich-südöstlich gerichteten Brüchen können in vier Reihen 23 aktive und zwischen diesen inaktive Schlammvulkane beobachtet werden. Die durchschnittliche Höhe dieser Schlammvulkane beträgt 60—70 cm, aber es kommen auch 2 m hohe vor. (Fig 1.)

Die Batoser-Antiklinale mündet südwestlich von Vajo in die eben erwähnte Antiklinale. Südwestlich von Vajola zeigt diese ein südwest-südöstliches Streichen, dann südlich von Vajola, nördlich von Batos ist die Richtung westöstlich und neben den Batos mit Monor verbindenden Weg nimmt sie die nordwest-südöstliche Richtung auf. Sie verfolgt also die Richtung der Berlád-Görgény-Vajolaer-Antiklinale. Südwestlich von Vajola führt die Batoser-Antiklinale über einen Salzkörper. Die Fallen sind dieselben wie auf der vorigen Antiklinale.

2. Die Achse der Tóhát—Somkerék—Szászrégen-Antiklinale zieht sich südöstlich von Fehéregyháza in nordsüdlicher Richtung. Südlich von Fehéregyháza unterbricht sie ein Grabenbruch. Den Bruch überholend nimmt unsere Antiklinale wieder die nordsüdliche Richtung auf.

Wir finden daran östlich und nördlich gerichtete Einbuchtungen. An der erwähnten Strecke unserer Antiklinale beträgt das Fallen 40—70°. Diese Antiklinale ist bei Teke verworfen. Von Teke läuft sie in südöstlicher Richtung bis Tekeujfalu, wo es wieder ostwestliches Streichen aufnimmt. Nördlich von Dedrád ist sie wieder südöstlich gerichtet. In letzterem Abschnitt, hauptsächlich aber südöstlich entlang des Par Branisti Grabens liegenden Bruchlinie, können niedrige Fallwerte von 1—30° gemessen werden. Entlang dieser Antiklinale bis zur eben erwähnten Bruchlinie, sowie auch entlang der oben besprochenen Bruchlinie treten aber schon sarmatische Bildungen an der Oberfläche.

Südöstlich von Fehéregyháza und nordöstlich von Nagyida ist eine Salzquelle am östlichen Flügel der Antiklinale von Szászrégen, Tóhát, Somkerék. In Nagyida und westlich von Teke kann auch eine Schwefelwasserstoff und ein Gasaustritt entlang der Antiklinale beobachtet werden.

Ich verfüge über zahlreiche Messangaben entlang der Antiklinalen von Berlád, Görgény, Sóakna, Tóhát, Somkerék, Szászrégen und habe so ihre Verhältnisse gründlich festgestellt. Ich konnte feststellen, dass entlang diese *keine Dome* entstanden sind.

3. Die *Antiklinale von Fügekörtvefája*, da an ihr nur wenige Messungen erhalten sind, bezeichne ich sie nur bedingungsweise als solche. Meine Karte zeigt nur zwei Abschnitte dieser Antiklinale. Eine Achse zieht sich nordöstlich von Nagynyulas, auf dieser finden wir aktive Schlammvulkane, die andere Achse liegt nordöstlich von Kozmatelke und nördlich von Beresztelke. Im letzteren Abschnitt kann ein Dom vorausgesetzt werden. Da aber die Aufschlussverhältnisse sehr schlecht sind, kann diese Frage nur durch Prüfschächte entschieden werden. Entlang dieser Antiklinale ergeben sich Fallwerte unter 10°. Ich erwähne, dass die Achse dieser Antiklinale infolge der erkannten Brüche von der von Böckh bezeichneten Richtung abweicht.

Da Brüche bisher auf diesem Gebiete nicht nachgewiesen wurden, kehre ich auf diese zurück. Vom Abschnitt zwischen Dipse und Galac bis Szászszentgyörgy nehme ich die Gegenwart eines Grabenbruches an. Östlich von Galac, am Hange des Berges, in einer Höhe von 470 m über dem Meeresspiegel, und gerade so östlich von Dipse am Steinbruch 470 m über dem Meeresspiegel; ferner zwischen diesen in einem grabenartig gesunkenen Gebiete, südlich von Huruben, nordöstlich von Dipse 400 m über dem Meeresspiegel, ist der Dazittuff zugegen. Das Streichen aller drei Dazittuffvorkommnisse ist gleich. In erster Reihe vermute ich den Grund des eben Vorgegebenen in der Einsenkung. Doch da in den Mezöséger Schichten mehr Dazittuff ist, könnte es auch vorausgesetzt werden, dass hier die in verschiedenen Niveaus abgelagerten Tuffe zum Vorschein gekommen sind. Deshalb bezeichne ich den Graben-

Zusammenfassung.

1. Mittels der Fauna habe ich die Gegenwart der Mittelmiozän und sarmatischen Bildungen festgestellt. *Ich konstatiere eine bedeutende intramiozän Diskordanz zwischen den Mezóséger und sarmatischen Bildungen.* In beiden Bildungen habe ich zwei Dazituffe beobachtet.

2. Ich beweise die hier bisher unbekannte Bátorer-Antiklinale, welche als Verzweigung der Antiklinale von Berlád, Görgény, Sóakna aufzufassen ist.

3. *Ich stelle die Gegenwart von Brüchen, transversalen Verschiebungen und Grabenbrüchen fest.*

4. *Ich stelle fest, dass die Enttehung der Diapirantiklinalen im Praesarmatien begann.*

5. Ich verweise auf die Wichtigkeit der näheren Untersuchung im Gebiete der Schlammvulkane und der vorausgesetzten Dome, da nur so entschieden werden kann, ob einige Teile des untersuchten Gebietes produktiv sind.

IRODALOM — SCHRIFTTUM.

1. Bartkó L.: Székelyudvarhely, Kobátfalva és Korond környékének földtani viszonyai. (M. Földt. Int. Évk. XXXIX. köt.)
2. Bányai J.: A tufák szerepe az Erdélyi Medence keleti részén. (Beszámoló a m. Földt. Int. vitaüléseinek munkálatairól. 1942, 1. füzet.)
3. Böckh H.: Jelentés az Erdélyi Medence földgázelőfordulásai körül eddig végzett kutatómunkálatok eredményeiről. Budapest, 1911.
4. Blumer, E.: Die Erdöllagerstätten und übrigen Kohlenwasserstoffvorkommen der Erdkrinde. Stuttgart, 1922.
5. Clapp, F.: Alten S. Miller úr szakértői véleménye. Budapest, 1913. (Report of Mr. Alten S. Miller Submitted F. G. Clapp.)
6. Fischer S.: Magyarország konyhasós vizei. (Földtani Közöny, XVII. Budapest, 1887.)
7. Gál I.: Szászrégen és Bátor környékének földtani viszonyai. (M. Földt. Int. Évi Jelentése 1910-ról.)
8. — Az Erdélyi Medence neogén képződményeinek rétegtani és hegyszerkezeti viszonyairól. Koch-Emlékkönyv, 1912.
9. Hauer F. v. és Stache, G.: Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
10. Koch A.: Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei, II. neogén csoport. Budapest, 1900.
11. Mrazec, L.—Jekelius, E.: Apercu sur la structure du Basin Néogén de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. Guide des excursions Ass. p. l'Avanc. de la géol. des Carpathes. Bucarest, 1927.
12. Papp K.: A Mezőség vízhiányának orvoslása. Bányászati és Kohászati Lapok, 45. k. 40. évf., II. k. 19. sz. 1907.
13. Pávai Vajna F.: Az Erzsébetváros—Héjjasfalva—Fogaras—Rukkor közötti terület tektonikai, stratigráfiai és morfológiai viszonyai. Jelentés az Erdélyi Medence földgázelőfordulásai körül eddig végzett kutatómunkálatok eredményéről. II. rész, 1. füzet. Budapest, 1913.
14. Vancea, A.: Contributions à l'étude géologique de la formation a gaz de la Cuvette Transylvanie. (Anuarul. Inst. Geol. al Romaniei, XIX.)

Rezultatul esențial al studiului — pe lângă cartarea regiunii — este stabilirea discordanței intramiocene care apare la contactul stratelor de Câmpie și stratele sarmațiene. Pe baza acestui fapt se poate fixa cutarea formațiunilor mediteraniene medii și cea a anticlinalelor diapire într-o fază premergătoare sarmațianului. Urmărește anticlinalul până în prezent necunoscut dela Batoș. Dovedește prezența sigură a fracturilor în această regiune.

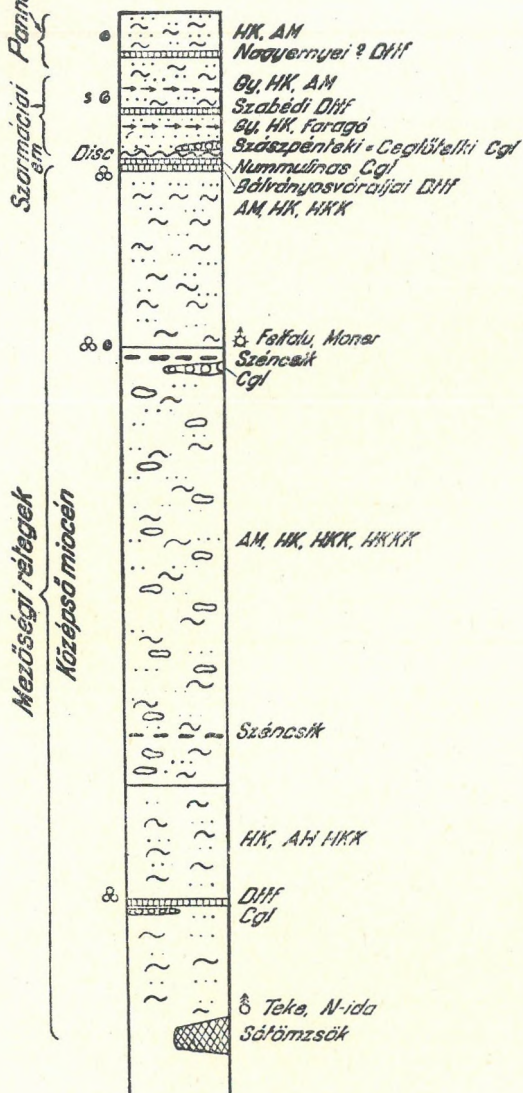
Др. Салаи Тибор:

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В РАЙОНАХ ТЭКЕ.

Наизначительнейшим результатом точной геологической съемки и исследований оказалось определение дискорданции интрамиоцена, появляющейся между пластами сарматы и пластами Мезешейг-а. На основании этого можно установить, что складчатость пластов среднего миоцена и образование диапирных антиклиналов настало в предсарматское время. Определяет незнакомый нам до сих пор антиклинал Батш-а. Доказывает безусловное существование сбросов и безусловное существование перемещений.

TEKE KÖRNYÉKÉNEK
IDEÁLIS SZELVÉNYE.

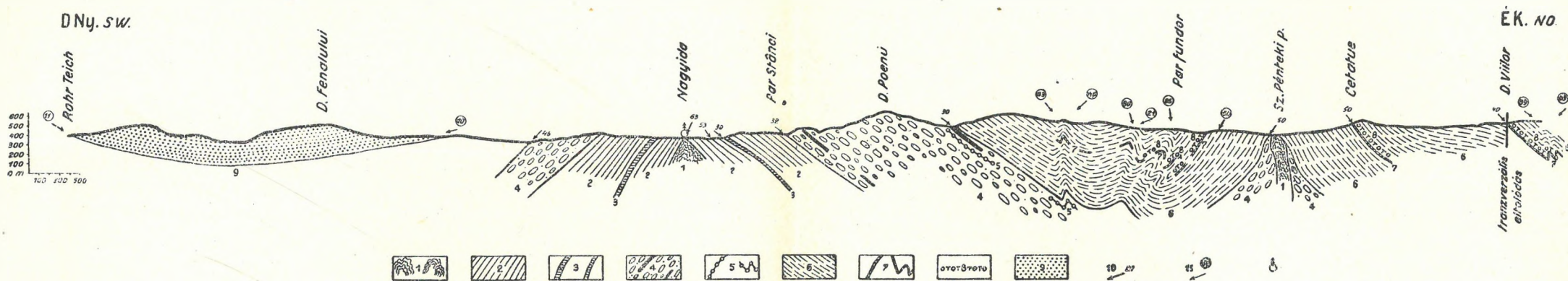
1:12.500.



AM = agyagmárga, HKK = homokkő,
HK = homok, HKKK = homokkő kar-
récidák, Gy = gipsz, Cgl = konglomerát;
DfH = dacitufa, ♂ = gáz, ☆ = iszap-
vulkán.

Átnézetes földtani szelvény a szászpénteki D. Viilor és a Szászszentgyörgytől D-re fekvő Rohr Teich között fekvő területről.

Szerkesztette: Dr. Szalai Tibor



1. Sótömsz — 2. Homok, agyagmárga, homokkő — 3. ? dési dacittufa — 4. Agyagmárga, homok, homokkő-konkréciók, homokkő, széncsíkok — 5. Konglomerát
6. Homok, agyagmárga, homokkő — 7. Dacittufa — 8. Nummulinás konglomerát — 9. Homok, agyagmárga (szarmáciai emelet) — 10. Rétegdőlések —
11. Bevetített rétegdőlések — 12. Gáz — 1—8. Mezőségi rétegek (helvéciai emelet)

Teke környékének földtani térképe

Harta geologică a regiunii Teaca



- Holocén
- „ terrasz
- Peliosztrochén terrasz
- Pannoniai v. levantai em. (Nagynyulástól D-re)
- Homok, agyagmárga
- Homok, gipsszel
- Dacituffa
- Dacituffa
- Konglomerát
- „ nummulinás kavicsokkal
- Dacituffa
- Agyagmárga, homok, homokkő konkreciók, homokkő szénésíkok
- Konglomerát
- Homok, agyagmárga, homokkő
- ? Dési dacituffa
- Sótömzs
- Iszapvulkán
- Gáz
- Törés
- Feltételezett törés
- Transzverzális eltolódás
- Árkos vetődés
- Meredek antiklinális tengely
- Antiklinális tengely bukási irány
- Feltételezett antiklinális tengely
- Szinklinális tengely
- Feltételezett szinklinális tengely
- Gyűrődözött
- Feltételezett dóm
- Szelvény

1-2° 3-9° 10-19° 20-29° 30-49° 50-69° 70-89° K B

MAROSVÁSÁRHELY KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI.

Irta: Dr. Jaskó Sándor

(1 térkép)

1942 június és július hónapokban földtani felvételt végeztem Marosvásárhely környékén. Felvételem a következőképp körülhatárolható területre terjedt ki: Marosvásárhely, Koronka, Backamadaras, Bos, Kebele, Székes, Ikland, Erdőszengyel, Sárpaták, Várhely, Mezőszabad, Hídvég, Marosvásárhely. A felvett terület nagysága 165 km². A feltárásokban szegény részeken 44 darab 1—5 m mélységű hegyszerkezet-kutató aknát mélyítettem.

Július 17-én Bandat Horst főgeológus és Lóczy Lajos igazgató szerencséseltettek látogatásukkal. A terület közös bejárásakor értékes tanácsaikkal segítették munkám folytatását. Július 17-től 31-ig Batrin Márton, Eröss István-Giday Zoltán és Zöld Ernő műegyetemi hallgatók csatlakoztak hozzám. Két heti buzgó és önzetlen munkájuk eredményesen támogatta feladatomban elvégzését.

Rétegtani leírás

Területünkön a rétegsor kora mostanáig bizonytalan volt. Heribich 8/231. o. mediterránnak tartja őket a sósforrások alapján. Koch Antal 9/18. o. Marosvásárhely északi végén levő téglavetőből otolitokat, *Bryozoát*, *Globigerinát* és *Rozalinát* ír le, melyek alapján az agyagot a mezőségi rétegekhez sorolja. Később az Erdélyi-medencéről írt monográfiájában 10/80. o. újra leírja ugyanezeket. Papp Simon 11/65. o. környékünk rétegeit szarmata korúnak tartja, kövületet azonban nem ismert belőlük. Clapp Frederic 4/100. o. Maroszentgyörgy környékének képződményeit szintén szarmatának írja le. Mult évben a Földtani Intézet megbízásából Bandat és Wein geológusok eszközöltek gyors átnézetes felvételt területemről; szóbeli közlésük szerint a rétegeket pannon korúaknak tartják, s iszapolási maradékokból símahéjú *Ostracodákat* gyűjtöttek.

A rétegsor korának bizonytalan voltát kövületszegénysége okozta. Nekem is csak hosszas kutatás után sikerült néhány újabb lelettel hozzájárulni a kérdés megoldásához.

Szarmata. Várhegynél, a Maros nyugati partján kb. 3. km hosszú darabon tufaréteg bukkan elő. A tufa kb. 1 m vastag padot alkot, papírvékony lemezekben tufa és agyagcsíkokcskák váltakoznak benne. Ez a réteg teljesen megegyező az ú. n. »báznai tufával«, mely az Erdélyi-medencében a pannon és szarmata határreége. A Maros túlsó partján, egy 0.3 m vastag tufapad található, mely a nagyernyei Pusztaszőlön 490 m, a marosszentgyörgyi Fundaturán 440 m tfsz. magasságban jelenik meg s innen kelet felé mind alacsonyabb szintekben észlelhető a völgyoldalokon Csejd, Tófalva és Ikland határában. A tufa fekéje 2 m-es homokpad, fedője palás agyag s mint jól követhető vezérszint biztosan jelzi a nagyernyei antiklinális keleti szárnyát, sajnos, úgy délen mint északon eltűnik a pleisztocén takaró alatt. A nagyernyei tufa nedvesen zöldes-szürke, szárazon fehéres színű, könnyű súlyú s ellenállóbb kemény kőzetpadot alkot. Már kézinagyító alatt is felismerhetőek benne a vulkáni üveggömböcskék és szilánkok, valamint a biotitlemezek. Csiszolata mikroszkóp alatt szögletes kvarcokat is mutat, benne biotiton kívül más színes elegyrészt nem látunk, ugyanis a fínomszemű tufából a nehezebb ásványok részben már leülepedés előtt kiszelektálódtak, részben utóbb mállásnak estek áldozatul. A kőzet valószínűleg biotitos andezit-dacit tufának tekinthető.

Mezőszabad környékén szintén észlelhető egy vékonyabb 0.5 cm-es tufaréteg. Rózsaszínes, fehéres anyaga teljesen elkaolinosodott s így csiszolatban sem határozható meg.

Bár a várhegyi és nagyernyei tufák egymástól eltérő kifejlődésűek, mégis mindkettő valószínűleg a »báznai tufával« analog. Ebben az esetben a fekéjükben levő agyag és homok szarmata korú lehet. Kövületek ugyan nem kerültek elő ezen rétegekből, azonban a belőlük fakadó sok konyhasós forrás valószínűvé teszi ezt a feltevést.

Lehetséges, hogy a koronkai antiklinális búbjában szintén szarmata bukkanik elő. Itt is fakad egy sós forrás, de tufarétegek nem láthatók.

Pannon. Területünk altalaját pados márgás agyag (tályag), vékony réteges agyag és homokos agyag alkotja, sűrűn váltakozva vékonyabb homokrétegekkel. Megismétlődő váltakozásuk miatt a térképen elkülönítve feltüntetni csak a rétegsor felsőbb részeiben megjelenő, olykor keresztarétegzett, konkréciós, vastagabb homokrétegeket lehetett. A rétegsor vastagsága a felszínre bújó rétegfejekből számítva több mint 250 m. Egyes feltárások alján helyenkint fehérszínű sós kivirágzást találunk, melynek zömét Moldvai Rezső szf. vegyész vegyelemzése szerint magnéziumnátriumsulfát alkotja.

A maroszentgyörgyi kastély parkjában ásott szerkezetkutató aknából kiásott szürke agyagban *Helicella (Candidula) striataformis* Lör-t sikerült találnom. Egy rossz *Limnocardium* töredékre a vásárhelyi »városi« téglagyári gödörben akadtam. A vásárhelyi kadettiskola melletti, de már Maroszentgyörgy község határában fekvő nagy téglagyárból több kövület került elő.

Gyakoriak a szenesedett növénymaradványok, levélenyomatok, fenyőtobozok, uszadékfatörzs darabok.

Több mintát kiiszapoltam, de csak símahéjú *Ostracodák* találtam. Így még magyarázatra szorul a Koch Antal által innen leírt foraminiferák előfordulásának kérdése.

Kagylók: *Limnocardium (Pontalmyra) andrusovi* Lör., *Pisidium* sp.?

Csigák: *Melanopsis* sp.?, *Planorbis (Gyraulus) transsylvanicus* Neum., *Radix (Radix) hyaloleuca* Brus., *Radix (Radix) jaksici* Brus., *Radix (Radix) kobelti* Brus., *Radix (Radix) paucispira* Fuchs.

A felsorolt molluscák közül leggyakoribb a *Planorbis transsylvanicus*, melyből kb. 40 db. került elő. A puhatestűek mind igen vékonyhéjú alakok s így csak a működő téglagyár frissen kifejtett agyagából lehetett őket gyűjteni. Az ismertetett *Planorbis* és *Helicella* a felsőpannon és levantei, míg a többi mollusca az alsópannon emeletben fordul elő s általában limnikus fáciesre jellemzőek.

Hasonlóképpen édesvízi fiatalkorú lerakódásra utal a *Clupeidae*, *Gadidae* és más családokba tartozó nagyszámú halmaradvány: lenyomat, pikkely, úszótüske, otholit és csont. (Ezek részletes feldolgozását Böhm-Bémes-Böleszláv végzi s az Erdélyi-medence halmaradványait egységesen összefoglaló monografiájában fogja közreadni.) A halmaradványokat tartalmazó réteg kis termetű kételtűek és csúszómászók csontjait is tartalmazza nagy számban. Sajnos, koponya egy sem került elő s így meghatározásuk nehéz feladat lenne.

Területemről 32 db. különböző helyeken gyűjtött agyag- és homokmintát iszapoltam ki. Ezek közül meghatározhatatlan molluscatöredékek kettőben, símahéjú ostracodák hatban voltak találhatóak. Foraminiferát egyetlen mintában sem találtam. *Kétségtelen tehát, hogy Marosvásárhely környékének rétegei pannon korúak.* Általában a rétegsor zöme sekély és lapos, lassan süllyedő széles medencében rakódhatott le, erre utal a rengeteg szenesedett növénymaradvány, gipsz- és limonitkivállások, keresztretegzett homok és hieroglifás homokkő. A parttól távolabbi keletkezésre vall a durvább kavicsok és parti mészkövek hiánya is.

A pliocén közepén diszlokáció, majd a terület szárazulattá válásakor denudáció következett. Ennek az alsólevantei peneplességek reliktumai gyanánt tekinthetjük a környék dombtetőinek egyenlő (kb. 500 m tszf.) magasságú csúcsait

Folyóterraszkok. Területünkön két levantei (120 és 150 m magas), négy pleisztocén (10, 20, 40, 60 m magas) és egy óholocén (2 m magas) terraszszintet sikerült elkülöníteni. Ezek jól összeegyeztethetők a P a p p S i m o n 11/70. o. illetve B u l l a B é l a (3, 215. o.) által a Maros mentén kimutatott terraszszintekkel. A legmagasabb kavicsot a marosvásárhelyi erdő 460 m magas gerincén találtam. Az alacsonyabb, 120 m-es levantei terrasz Erdőszengyel és Nagyernye dombtetőit fedi. A levantei terraszok kavicsai javarészt kvarcitokból és kristályos kőzetekből állnak, fiatal eruptívumok törmeléke ritkább. A diluviális terraszok legmagasabbika 60 m-re van a jelenlegi Maros-szint felett s különösen Várhegyen és Udvarfalvánál van szépen kifejlődve. Ezt és az utána következő 40 m-es terraszt a kavics fölött még vastag diluviális homok és agyag takarja.

A 20 m-es terrasz kavicsából a vásárhelyi kadettiskolánál levő téglagyárban talált fogakat K r e t z ó i M i k l ó s *Elephas (Mammothus) primigenius Blumb.* alsó M. és *Equus* sp. ind. alsó M₃ töredékeinek határozta meg. A legfiatalabb 10 m magas diluviális terrasz területemen csak Sáromberkénél van kifejlődve. A Maros széles, alluviúmán levő 2 m magas óaluviális terraszszintek annyira beleolvadnak környezetükbe, hogy a térképen nem tüntettem fel őket elkülönítve. Felvételi területemet közepén szeli ketté a Maros 3 km széles vastagon felkavicsolt alluviúma. A felkavicsolódást a jelenlegi meder sehol sem vágta keresztül s így a folyó partfalában sehol nem láthatjuk az alapkőzetet. Ez amiatt kellemetlen, mert a nagyernyei antiklinális közepe épp az alluviumra esik, így pontos kijelölése csak geofizikai mérések révén lenne remélhető. Sajnos, az eddigi torziós ingamérések eredményei nem igen vannak összhangban a geológiai megfigyelésekkel. 6/21. o.

Pleisztocén barna agyag. Különösen az északi és keleti lejtőkön halmozódott fel olykor 8—10 m vastagságban; a dombtetőkön sok mészkonkréciót tartalmaz.

Hegyszerkezet és földgáznyomok.

Részletmegfigyeléseim szerint Koronkától DK-re ÉÉNy—DDK csapású antiklinális húzódik. Középpontja nagyjából összeesik a románok által 1930/31-ben mélyített 692 m mély fúrással, mely a szarmata rétegekben földgáznyomokat talált. (2, 175. o.) Jeddnél horizontálisak a rétegek, de a redővonalat tengelye tovább követhető Marosszentgyörgy és Tófalva között a sáromberki vagy más néven nagyernyei felboltozódás déli kezdetéhez. Ezen a szerkezeten két fúrás történt. 1931-ben Nagyernye déli szélén 556 m-re fúrva a szarmatában földgáznyomokat találtak. (2, 175. o.) Úgy ezt, mint az előbb említett koronkai fúrást

eredménytelensége miatt betömték. A másik fúrás Marosszentgyörgy ÉNy-i szélén készült 1912-ben, 863 m mély s szarmata rétegekben gáznyomokat 70, illetve 380 m-ben találtak. (4, 102. o.) Ez a fúrás szolgáltatója jelenleg is a marosszentgyörgyi uszoda és gyógyfürdő több mint 10% nátriumkloridot tartalmazó vizét. A fúrásból 30 év óta megszakítás nélkül jön a gáz, melynek közel félméteres lángjával a fürdővizet előmelegítik. Mult évben a gázvezeték eldugulásakor a gáznyomás a kazánt a levegőbe dobta.

Pontos méréseim alapján kimutatható, hogy a marosszentgyörgyi fúrás az antiklinális déli, a nagyernyei fúrás pedig az antiklinális keleti szárnyában mélyítetett s a boltozat közepe inkább a vasútvonal keleti oldalán, a marosszentgyörgyi és nagyernyei vasúti megálló közé esik mint azt B a n d a t mult évi vázlatos térképe már előre feltételezen jelezte.

Mezőszabadnál egy felboltozódás keleti szárnyát látjuk. Itt azonban csak a térképfelvétel nyugat felé folytatása fog biztos felvilágosítást adni a helyzetről. Mindenestre Mezőszabad és Udvarfalva között egy nagyjából ÉÉK-re csapó szinklinális észlelhető. Területemen két érdekes sajátság figyelhető meg. Az egyik az, hogy az antiklinálisok nyugati szárnya felével rövidebb a keletinél s így mivel mindkettő egyforma meredek, az egész rétegösszlet kelet felé mindinkább lesüllyed. Így a mezősámsondi boltozat keleti szárnya a mezőszabadi szinklinálisig 12 km, innen a nagyernyei boltozat közepéig csak 6 km a távolság, a nagyernyei boltozat keleti szárnya a kál-mosoni szinklinálisig 10 km széles. A káli szinklinális tengelytől pedig csak 5 km-re van a nyárádszeredai boltozat közepe (nyugati redőszárny). Érdekes szabályszerűség továbbá, hogy a Mezőszabadon átmenő KNY-i irányvonal metszésénél az említett antiklinális és szinklinális tengelyek felszíni futása mind egyformán erősen kelet felé kiöblösödik, mintha itt nyugatról erősebb nyomás hatott volna. A gyűrődés f. pannon korú (rhodáni fázis), mert az alsó-pannon még résztvett a mozgásban, de a levantei terrasz kavics már denudált térszínre települ.

A marosszentgyörgyi antiklinális középpontja körül Marosszentgyörgyön, Várhegyen, Tófalván és Nagyernyén sósvízű kutak vannak. Tófalva és Csejd között az antiklinális keleti, kissé kiöblösödő szárnyában az alluviumon számos sós forrás fakadt. Pontosán a koronkai antiklinális tengelyében van a koronkai sós forrás is. Ezeket az alluviális sós kutakat a románok betömték, vegyelemzésük azonban megtalálható F i s c h e r S a m u feljegyzéseiben. (7, 411. o.) A backamadarasi völgy nedves rétvén gyenge gáznyom észlelhető, ez azonban lehet recens mocsárgáz is. Ugyancsak gáznyomot említenek B ö c k h é k a várhegyi kompnál. (1, I. rész. 23. o.) Ezt azonban már Clapp és Miller sem észlelte (4, 102. o.) és most sem látható

Befejezésül röviden kitérek arra, hogy részledataim hogy illenek bele a távolabbi környék általános hegyszerkezetébe. Az erdélyi földgázmezők első hegyszerkezeti térképét Böckh Hugó készítette 30 évvel ezelőtt. (I) Ennek egy utóbb behatóbban átdolgozott részlete 1942-ben jelent meg Papp Simontól (II, 2. sz. melléklet.) Ezen térképek ÉÉNy—DDK csapásban hullámosan kanyargó hosszúkás redővonalakat tüntetnek fel, melyek tengelyén helyenkint tojásdad felboltozódások ülnek. A Clapp-Miller térkép (4) csupán az egyes boltozatok tojásdad körvonalát adja meg, anélkül, hogy hossz tengelyük meghosszabbításával össze igyekezze őket kapcsolni. Ennek valószínűleg az az oka, hogy már ebben az időben sokat támadták Böckhék brachiantiklinális elméletét, melynek kétségtelenül gyengesége volt, hogy csak kis számú rétegdőlés mérés alapján rajzolta meg a medence hegyszerkezetét, anélkül, hogy alapos rétegtani vizsgálatokkal kimutatta volna a térképen összekötött képződmények megegyező korát. Ezt a két hiányt utóbb maga Papp Simon is beismerte. (II, 93. o.) A Böckh-féle brachiantiklinális elmélettel teljesen szembefordulnak Mrazec, Jekelius és Ciupagea román geológusok, az egyes dómokat négy szabálytalan formájú főboltozatban »voute majeure« csoportosítva. Ők a dőlésmérések helyett a pannonszarmata réteghatárt alkotó báznai tufa magasságadataiból következtetnek a boltozatok körvonalaira. Az új román elméletnek az a hibája, hogy a főboltozatok között levő, alacsonyabb tergerszirtfeletti helyzetű gyűrődéseket elhagyja s ilyen módon a Böckh-féle dómokból csak tizenötöt tüntet fel. Véleményem szerint úgy Böckh, mint Ciupagea egy-egy szélsőséges részletét domborították ki a valódi képnek elméleteik alátámasztására. Tehát a medence üledékei valóban hullámbádogra emlékeztető vonulatokban gyűrtek (Böckh-teória), ez a hullámos felület azonban helyenkint lesüllyed, másutt nagyobb darabokban kiemelkedik (Ciupagea-féle voute majeure). A Földtani Intézet most folyó kutatásai kiderítették, hogy az Erdélyi-medence belsejében néhol törések is előfordulnak. Területemen vetődéseket nem sikerült biztosan kimutatni. A marosszentgyörgyi sóskút és Csejdi déli szélét összekötő vonal mentén az eruptív tufa kibúvások hirtelen megszűnnek, folytatásukat déli irányban nem találjuk. Valószínű, hogy itt egy vetődés mentén a pannon rétegek alá süllyednek.

SZAKIRODALOM.

1. Böckh Hugó: Jelentés az Erdélyi-medence földgázfel fordulásai körül végzett kutatómunkák eredményeiről. I. rész. Selmechánya 1911. II. rész. Budapest 1913.
2. Böhm Ferenc: Ásványolaj bányászat Magyarországon 1935-ig. Bányászati és Kohászati Lapok 1939.
3. Bulla Béla: A Magyar-medence pliocén és pleisztocén terraszai. Földrajzi Közlemények 1941. LXIX. köt. 4. szám.

4. Clapp Frederic: Jelentés Magyarország ismeretes földgázmezőiről. Budapest 1943.
5. Ciupagea: Sur la structure des champs gazéifères de Transsylvanie. Cong. Intern. des Mines et de Géologie appliquée. Paris 1935. 485—490 old.
6. Dombai Tibor: Jelentés az Erdélyben végzett torziós ingamérésekről. Jelentés az Eötvös Geof. Int. működéséről az 1941 évben. Budapest 1942.
7. Fischer Samu: Magyarország konyhasós vizei. Földtani Közlöny XVII. köt. 1887.
8. Herbich Ferenc: A Székelyföld földtani és őslénytani leírása. Földtani Intézet Évkönyve. V. kötet. 1878.
9. Koch Antal: Földtani észleletek az Erdélyi-medence különböző pontjain. Értesítő, Kolozsvár 1895.
10. Koch Antal: Az Erdély-részi medence harmadkori képződményei. II. neogén csoport. Budapest 1900.
11. Papp Simon: Adatok a magyarországi földgáz és földolaj kutatásokhoz. Földtani Közlöny LXXII. köt. Budapest 1942. 63. old.

GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DER UMGEBUNG VON MAROSVÁSÁRHELY

Von : Sándor Jaskó dr

Während zweier Monate untersuchte ich das Gebiet um Marosvásárhely, welches die folgenden Gemarkungen umfasste: Marosvásárhely, Backamadaras, Bos, Kebele, Székes, Ikland, Erdőszengyel, Sárpaták, Várhely, Mezőszabad, Hídvég, Aufnahme-fläche: 165 Km². An tektonisch wichtigen Plätze wurden 44 Stück 1—5 m tiefe Prüf-schächte wurden gegraben.

Stratigraphie.

Das Alter der Schichten war in unserem Gebiete bisher unbekannt. Herbich (8) hält sie für Mediterran, auf Grund von Salzquellen. Koch (9) konnte aus der Tongrube von Marosvásárhely *Bryozoa*, *Globigerina* und *Rosalina* beschreiben. Er rechnet sie zu den Mezőséger Schichten. Papp (11) hält die Lagen für Sarmatisch, ohne dies durch Fossilfunde zu bestätigen. Auch Clapp (4) schliesst sich dieser Meinung an. Im Jahre 1941 wurde das Gebiet von Bandat und Wein regional untersucht. Nach ihrer mündlichen Mitteilung stellen sie das Gebiet, da dort glattschalige Ostracoden gefunden wurden, ins Pannon.

Die Unsicherheit der Altersbestimmung wird durch die grosse Fossilarmut hervorgerufen. Nur nach längerer Untersuchung konnte ich zur Lösung dieser Frage beitragen.

Sarmatische Schichten.

Bei Várhegy, am Westufer der Maros, kann eine cca 3 km lange Tufflage verfolgt werden. Der Tuff bildet cca eine 1 m mächtige Bank und besteht aus zahlreichen papirdünnen Tufflagen mit dickeren Ton-

zwichenschichten. Dies entspricht vollkommen dem Tuff von Bázna, welcher als Grenzlage zwischen dem Sarmat und Pannon zu betrachten ist. Am Ostufer der M^oros finden wir eine 30 cm mächtige Tuffbank, welche auf der Kote 490 m Pusztaszöllös und der Kote 440 m Fundatura, bei Nagyernye und Marosszentgyörgy auftreten.

Weiters finden wir dieselbe Tufflage in tieferen Horizonten bei Csejd, Tófalva und Ikland. Das Liegende des Tuffes ist eine 2 m dicke Sandlage, sein Hangendes gelagter Ton. Er ist ein gut verfolgbarer Leithorizont der Struktur von Nagyernye. *Der Tuff von Nagyernye* ist feucht, grünlich-grau, trocken, weiss, leicht, bildet eine härtere Lage. Unter der Lupe finden sich Partikeln von vulkanischen Glas- und Biotitplättchen. Unter dem Mikroskop finden wir eckige Quarze doch ausser Biotit keine andere melanokrate Bestandteile. Der Tuft ist wahrscheinlich ein *biotitischer Andesit-Dacittuff*.

Bei Mezőszabad ist auch ein 5 mm dünner, rosenroter bis weisser Tuff zu beobachten. Er ist vollkommen kaolinisiert.

Obzwar die Tuffe von Várhegy und Nagyernye voneinander in Ausbildung stark abweichen, halte ich diese als identisch und mit dem Tuff von Bázna gleichzustellen. In diesem Falle würde das in ihrem Liegenden auftretende Schichtenpaket sarmatisch sein. Versteinerungen sind aus diesen Lagen zwar nicht gefunden worden, doch spricht das Auftreten von Salzquellen für die obige Annahme. Es ist möglich, dass das Kulminationsgebiet der Antiklinale von Koronka auch sarmatisch ist, denn hier treten auch Salzquellen auf. Tufflagen treten hier jedoch nicht auf.

Pannon.

Die an unserem Gebiet zutagetretenden Schichten sind gelagte Tone (Tegel), dünnlagige Tone und sandige Tone, welche durch Zwischenlagen von Sand unterbrochen werden. Wegen ihrer ständigen Wechsellaagerung, konnten sie auf der Karte nicht getrennt angegeben werden, mit Ausnahme der in den oberen Horizonten auftretenden mächtigen kreuzgeschichteten, konkretionären Sande. Die Mächtigkeit ist ca. 250 m. An einzelnen Stellen auftretende Salzausbühungen bestehen nach Untersuchung von Herrn Moldvai aus Magnesium-natriumsulfat. In einem Prüfschacht bei Marosvásárhely fand ich in einem grauen Ton: *Helicella* (*Candidula*) *striataformis* Lör. Eine schlecht erhaltene Schale von *Limnocardium* fand ich in der »städtischen Tongrube«. Aus der Tongrube unter der Kadettenschule von Marosvásárhely, schon in der Nähe von Marosszentgyörgy, fanden sich folgende Fossile: Verkohlte Pflanzenreste, Blattabdrücke Tannenzapfen, Schwämmholz. In Schlämmrückständen von Tonen konnte ich *glattschalige Ostracoden* nachweisen. Die durch Koch angegebene Foraminiferenfauna bedarf noch weiterer Erklärung.

Muscheln : *Limnocardium* (*Pontalmyra*) *andrusovi* Lör. *Pisidium* sp? Schnecken : *Melanopsis* sp? *Planorbis* (*Gyraulus*) *transsylvanicus* Neum. *Radix* (*Radix*) *hyaloleuca* Brus. *Radix* (*Radix*) *jaksici* Brus. *Radix* (*Radix*) *kobelti* Brus. *Radix* (*Radix*) *paucispira* Fuchs.

Die häufigste unter den aufgezählten Formen ist *Planorbis transsylvanicus*, von welcher ca 40 Exemplare gefunden wurden. Die Fossilien sind durchwegs dünnchalige Formen, sodass sie nur in ganz frischen Tonen der Ziegelfabrik gesammelt werden konnten. Die genannte *Planorbis* und *Helicella* sind oberpannonisch und levantinisch, die anderen für das Unterpannon charakteristisch. Beide sind für limnische Facies bezeichnend.

Auf Süßwasserablagerungen deuten die zahlreichen Clupeiden und Gadidenreste, welche wissenschaftlich durch Herrn Boleslav Böhm bearbeitet werden. Ausser den zahlreichen Fischresten finden sich auch Knochenreste von kleineren Reptilien, doch leider keine Schädelreste, sodass eine Bestimmung sehr erschwert ist. Die Fisch- und Reptilienreste bilden das Eigentum des Direktors der Ziegelfabrik Herrn Joseph F i k k.

Aus meinem Gebiete schlämmte ich 32 verschiedene Tonmuster. In zwei fanden sich unbestimmbare Molluskenreste, in 6 weiteren *glattschalige Ostracoden*. Foraminiferen fand ich in keiner. So können wir sicher annehmen, dass die Lagen der Umgebung von Marosvásárhely pannonisch sind.

Es scheint, als ob die Lagen in einem flachen, langsam sinkenden, untiefen Becken abgelagert wurden. Hierauf weist das Auftreten von verkohlten Pflanzenresten, Gyps- und Limonitausscheidungen, kreuzgeschichteter Sande und Hieroglyphensandsteinen.

Für eine Ablagerung, welche nicht in Küstennähe stattfand, spricht die Abwesenheit von größeren Material.

In der Mitte des Pliocäns traten Dislokationen, nach der Festlandsbildung die Denudation auf. Als Relikte dieses unterlevantinischen Penepains sind die, eine gleiche Höhe aufweisenden Hügelspitzen (ca 500 m) zu betrachten.

Flussterrassen. Auf dem untersuchten Gebiete treten zwei levantinische (120 und 150 m. hohe), vier pleistozäne (10, 20, 40, 60 m) und eine holozäne (2 m.) Terrasse auf. Diese stimmen gut mit den durch Bulla (3) und Papp (11) längst der Maros angegebenen Terrassen-niveaus überein. Den höchsten Terrassenschotter fand ich in einer Höhe von 460 m am »Marosvásárhelyi erdő«. Die tiefere 120 Meter Terrasse des Levantins bedeckt die Hügelkuppen von Erdőszengyel und Nagyernye. Die Komponente bestehen hauptsächlich aus Quarziten und kristallinen Schiefeln, jüngere Eruptivgesteine sind seltener. Die diluvialen Terrassen liegen ca 60 m über der Maros, und sind besonders bei Várhegy und Udvarfalva besonders gut ausgebildet. Diese und die

danachfolgende 40 m Terrasse wird über dem Schotter noch durch eine dicke Lage von diluvialen Sanden und Tonen bedeckt.

Die aus dem Schotter der 20 m Terrasse bei den Ziegelgrube unterhalb der Kadettenschule gefundenen Zähne wurden durch Herrn N. K r e t z o i als *Elephas (Mammothus) primigenius* Blumb. untere M und *Equus sp. ind.* untere M₃ bestimmt. Die jüngste 10 m hohe diluviale Terrasse ist auf unserem Gebiete nur bei Sáromberke ausgebildet. Die im breiten Alluvium der Maros auftretende altalluviale Maros-terrasse verschmilzt so sehr mit der Umgebung, dass sie auf der Karte nicht gesondert angegeben werden konnte. Mein Aufnahmegebiet wird in der Mitte durch das ca 3 km breite Alluvion der Maros durchschnitten. Die Aufschotterung wurde von dem gegenwärtigen Bett nirgends eingeschnitten so dass an den Flussufern das Grundgestein nirgends zutage tritt. Durch diesen Umstand ist die Festlegung der Tektonik in diesem Gebiete leider unmöglich, umso mehr, als die geophysischen Resultate des Gebietes mit den geologischen Beobachtungen nicht übereinstimmen.

Braune Tone des Pleistozäns. Diese Tone haben sich besonders an den nördlichen und östlichen Hängen oft bis 8—10 Meter Dicke angehäuft. An Hügelspitzen kann man viele Kalkkonkretionen antreffen.

Tektonik und Erdgasspuren.

Auf Grund meiner Detailuntersuchungen kann SE von Koronka eine NNW-SSE laufende Antiklinalachse angenommen werden. Ihr Centrum fällt ungefähr mit der durch die Rumänen im Jahre 1930/31 abgeteuften 692 m tiefen Bohrung zusammen, welche in den Sarmaticum Erdgasspuren finden konnte. (2) Bei Jedd sind die Lagen horizontal, doch ist die Achse weiter zu verfolgen, und zwar bis zum Beginn der zwischen Marosszentgyörgy und Tófalva befindlichen *Aufwöblung von Nagyernye und Sáromberke*.

Auf dieser Struktur sind zwei Bohrungen abgeteuft worden. In 1931 wurde an Südrand von Nagyernye in einer Tiefe von 556 m in Sarmat Erdgas gefunden. Infolge der geringen Menge wurde jedoch die Bohrung abgeschlossen. Die zweite Bohrung wurde im Jahre 1912 am NW-Rand von Marosszentgyörgy gebohrt, erreichte eine Tiefe von 863 Metern und fand in sarmatischen Schichten bei 70, resp. 380 m Gasspuren. (4) Diese Bohrung liefert heute den grössten Teil des 10% igen Salzwassers der Badeanstalt Marosszentgyörgy. Aus der Bohrung strömt seit 30 Jahren ununterbrochen Erdgas. Es wird zur Vorwärmung des Badewassers benützt.

Laut meinen genaueren Messungen konnte ich feststellen, dass die Bohrung von Marosszentgyörgy an der *südlichen*, die von Nagyernye an der *östlichen* Flanke der Kulmination abgeteuft worden ist, und dass das Kuppelcentrum mehr östlich der Bahnlinie, ungefähr zwischen den Stationen Marosszentgyörgy und Nagyernye zu suchen ist, wie dies

durch die Untersuchungen Weins und Bandats im Vohrjahre bereits angenommen wurde.

Bei Mezőszabad sehen wir eine Ostflanke einer Antiklinale. Zwischen Mezőszabad und Udvarfalva kann eine im grossen NNE laufende Synklinale angenommen werden. Auf meinem Gebiete sind zwei Besonderheiten zu beobachten. Die eine ist dass die Westflanke der Antiklinalen halb so kurz sind wie die Ostflanken und da alle beide gleich steil sind, zeigt das Schichtenpaket ein Einsinken gegen Osten. So ist die Ostflanke der Antiklinale von Mezősámsond bis Mezőszabad 12 km breit, von hier bis zur Achse von Nagyernye hingegen ist nur 6 km Abstand. Die Ostflanke der Struktur von Nagyernye bis zur Synklinale von Kál-Moson beträgt 10 km. Von der Syncline von Kál-Moson bis zur Kuppel von Nyárádszereda sind es wiederum nur 5 Km. Eine interessante Gesetzmässigkeit ist ferner der Umstand, dass im Schnittpunkt bei der durch Mezőszabad gehenden westöstlichen Richtlinie mit der Antiklinalachse, eine starke Ausbuchtung gegen Osten auftritt, wie wenn hier ein stärkerer Druck von Westen gekommen wäre. Die Aufwölbung ist Oberpannonisch (Rhodanische Phase), weil das Unterpannon noch an der Bewegung teilgenommen hat, der levantinische Schotter jedoch schon auf eine denudierte Oberfläche zur Ablagerung kam.

Um den Mittelpunkt der Antiklinale von Marosszentgyörgy befinden sich bei Marosszentgyörgy, Várhegy, Tófalva und Nagyernye *Salzbrunnen*. Zwischen Tófalva und Csej d in der etwas ausbiegenden Antiklinalflanke treten aus dem Alluvium zahlreiche Salzquellen aus. Genau in der Achse der Antiklinale von Koronka finden wir eine Salzquelle. Diese alluvialen Salzquellen wurden von den Rumänen eingedämmt, ihre Analyse jedoch finden wir in den Aufzeichnungen von Fischer (7). Gasspuren sind auf der sumpfigen Wiese von Backamadaras zu beobachten, doch können diese Gase auch als Sumpfgase angesehen werden. Gasindikationen meldet Böckh (1) bei den Fähre von Várhegy, doch wurde diese Indikation von Clapp (4) schon nicht mehr beobachtet. Auch ich konnte diese Gasauströmung nicht feststellen.

Zum Schlusse will ich nur kurz darstellen, wie die Tektonik meines Gebietes, in den allgemeinen tektonischen Rahmen des Siebenbürgener Beckens passt. Die erste Tektonische Karte des Beckens wurde durch Böckh (1) vor 30 Jahren verfertigt. Ein Teil diese Bearbeitung erschien 1942 von S. Papp. (11) Diese Karten geben NNW-SSE laufende wellenförmig verlaufende Antiklinalachsen an, auf welchen stellenweise eiförmige Kulminationen aufsitzen. Die Karte Clapp-Millers (4) gibt nur die Culminationen an, ohne sie mit Antiklinalachsen untereinander zu verbinden. Der Grund dieser Konstruktion scheint der Umstand gewesen zu sein, dass Böckh wegen seiner Karte vielen Angriffen ausgesetzt war, deren Schwäche darin bestand, dass er an vielen Stellen

seine Achsen nur mit sporadische Messungen stützen konnte, ohne durch gründlichere stratigrafisch-tektonische Untersuchung den Zusammenhang der miteinander verbundenen Lagen beweisen zu können. Diese zwei Mängel wurden auch von Papp (II) zugegeben. Gegen die Auffassung von Böckh wendeten sich die rumänischen Geologen wie Mrazec, Jekelius und Ciupagea, welche alle Kulminationen in 4 Hauptaufwölbungen sog. »voute majeure« unterbrachten. Sie konkludieren statt Lagemessungen aus den Höhenverhältnissen des Tuffes von Bázna, welcher die Grenze von Pannon und Sarmat bildet. Die rumänische Methode hat den Nachteil, dass sie die kleineren Kulminationen weglässt und somit von den Domen Böckhs nur 15 gelten lässt. Nach meiner Ansicht haben sowohl Böckh wie Ciupagea einen extremen Standpunkt verfochten um ihre theoretischen Anschauungen zu unterstützen. Die Sedimente des Beckens von Siebenbürgen sind meiner Meinung nach tatsächlich in Antiklinalen gepresst (Böckhsche Theorie), diese wellenartig gefaltete Fläche ist wiederum auf kürzeren oder längeren Strecken aufgewölbt (Theorie der rumänischen Geologen) Die im Ungarischen Geologischen Institut jetzt laufenden Untersuchungen haben die Anwesenheit von Brüchen festgestellt. Auf meinem Gebiete konnte ich keine Verwerfungen sicher beweisen. Zwischen Marosszentgyörgy und Csejd jedoch in einer Linie, welche den Salzbrunnen von Marosszentgyörgy und dem Südrand von Csejd verbindet, hören die Tufflagen plötzlich auf, ihre Fortsetzung in der Streichrichtung suchen wir vergebens. Es ist daher anzunehmen, dass sie längst einer Verwerfung unter die jüngeren pannonischen Schichten gesunken sind.

A. Jaskó: Raporturile geologice a regiunii Tg. Mureşului.

In cuprinsul regiunii se ridică anticlinalul dela Dumbrăvioara cunoscut încă din studiile lui Böckh. Deşi tufurile dela Erneu şi Chinari, au un facies diferit, totuşi le paralelizează cu orizontul tufului de Bazna. Constată că stratele din regiunea Tg. Mureşului sunt de vârstă panoniană. Colectează o faună panoniană bogată având un facies limnic din jurul comunei Sângeorgiul de Mureş.

Др. Яшко Шандор:

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ
МАРОШВАШАРХЕЛЬ.

На изучаемой территории поднимается шаромбергский антиклинал, известный нам из с, емок Бек-а.

Туфы Вархедь (Хинар) и Надьэрне, не смотря на их рациональную различность отождествляет с горизонтом базнайских туфов. На основании собранной вокруг села Марошсентдьордь, богатой фауны, характерной для лимнической фауны, он утверждает, что пласты района Марошвашархель возраста паннонского.

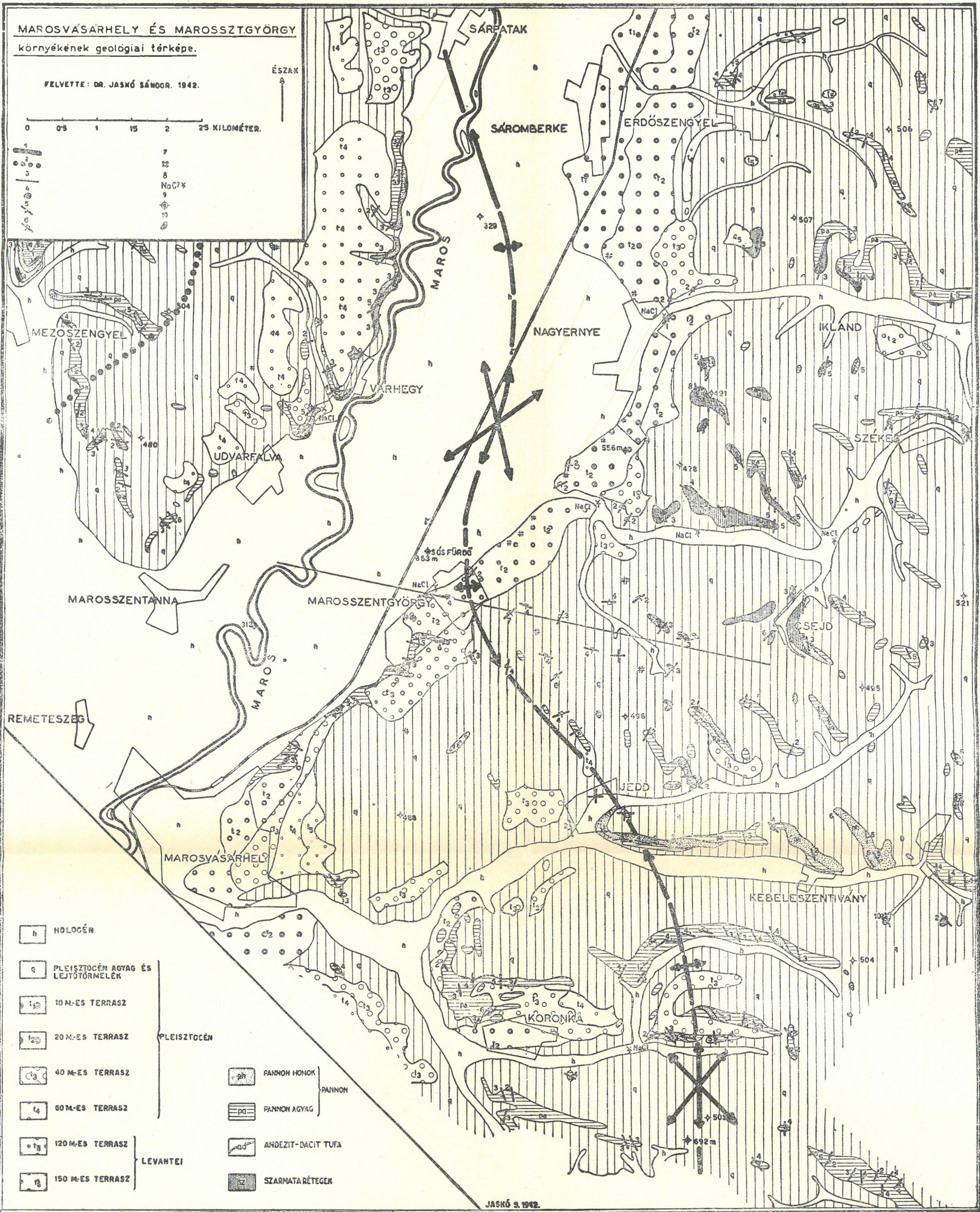
MAROSVÁSÁRHELY ÉS MAROSSZENTGYÖRGY

környékének geológiai térképe.

FELVETTE: DR. JASKÓ SÁNDOR, 1942.

ÉSZAK

0 05 1 15 2 25 KILOMÉTER.



- h HOLOCÉN
 - q PLEISZTOCÉN AGYAG ÉS LEJTÖRMELÉK
 - t₁₀ 10 M-ES TERRASZ
 - t₂₀ 20 M-ES TERRASZ
 - t₄₀ 40 M-ES TERRASZ
 - t₆₀ 60 M-ES TERRASZ
 - t₁₂₀ 120 M-ES TERRASZ
 - t₁₅₀ 150 M-ES TERRASZ
- PLEISZTOCÉN
- LEVANTEI

- pa PANNON HÖHÖK
 - pa PANNON AGYAG
 - ad ANDEZIT-DACIT TÚFA
 - sz SZARMATA RÉTEGEK
- PANNON

JASKÓ S. 1942.

SZENTGERICE KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI.

Irta: Dr. Balogh Kálmán

(1 térkép)

A Földtani Intézet Igazgatósága 1942 nyarán két hónapi időtartamra a Bandat Horst irányítása alatt az Iparügyi Minisztérium számára dolgozó erdélyi földgázkutató csoportbaosztott be, s a Marosvásárhelytől DK-re elterülő dombvidék földtani felvételét adta feladatul. Segítségül Bartha Ferenc nemzeti múzeumi gyakornok nyert hozzám beosztást, s megbízási ideje alatt derekasan kivette részét a munkából.

A mintegy 277 km²-nyi felvett terület Marosvásárhely, Nyárádtó, Nagyteremi, Csóka, Korod, Balavásár, Nagykend, Szentdemeter, Havadtó, Szentháromság, Backamadaras és Marosvásárhely közé esik. (Lásd az 5373/3, 5373/4, 5473/1 és 5473/2 jelű 1:25.000-es katonai térképlapokat, meg a mellékelt földtani térképet.) Hepehupás, völgyekkel erősen szétszabdalt dombvidék ez. Három főfolyója van: ÉNy-on a Maros, középen a Nyárád, D-ről pedig a Kisküküllő széles völgysíkjai választják el és határolják a fő dombvonulatokat. A völgyeket sokhelyt terraszok kísérik. A terraszok lapos térszínével szemben a hosszan elnyúlt dombok meredek, rendszeren suvadásos lejtői érdekes ellentétként hatnak. A dombok keresztmetszete aszimmetrikus, mert csupán nyugati vagy déli lejtőik meredek, keleti és északi lejtőik ellenben szelídek, lankásak. A lankákat olykor tetemes vastagságú málladéktakaró borítja, ennek anyaköze — s egyúttal a vidék igazi építőanyaga — rendszerint csak a suvadások tépte sebhelyeken tárul elénk.

E feltárásokban rendszeren kék agyag- és sárga homokrétegek váltakoznak egymással. Néha a homokrétegek is kékszínűek, másutt viszont az agyagos rétegek színe változik barnásra. A kemény homokok közt gyakran barnás színű homokkölcensék és padok is előfordulnak. A szívós kék agyagrétegeket néhol — különösen a Nyárád és a Kisküküllő közti területen — világosabb színű, szárazon egészen fehér, vékony mészmárga közbetelepülések tarkítják. Az utóbbiakat távolról, első pillantásra — amint Papp Simon is megjegyezte már (II—

69) — eruptív tufának lehetne tartani. Valódi tufákat azonban területemen sehol sem találtam.

Mindez üledékek kora kövületben való szegénységük miatt mindmáig meglehetősen bizonytalan. H a u e r (3) és H e r b i c h (4) nyomán régebben általában a miocénbe tartozóknak vélték őket (8). K o c h A. az erdélyi felső mediterráni beltenger mélyebbtengeri lerakódásaihoz, a mezőségi agyagokhoz számította a szóbanforgó terület képződményeinek javarészét (7—74, 6).

Ugyanő azonban egy helyen (7—165) azt is megemlíti, sőt az Erdélyi-medence neogén képződményeiről írt munkájához (7) csatolt 5. sz. ideális szelvényén rajzban is kifejezésre juttatja, hogy a Maros és Nyárád közén a rétegsor legfelső — homok-, csillámos agyag-, palás tályag- és táblás homokkőrétegek váltakozásából álló — része már talán szarmata korú. K o c h közli az első kövületeket is területemről:

Marosvásárhelyt a Poklos-patak völgyének nyílásánál lévő téglavetőben az itteni kékecsszürke palás tályagból — egyéb szenesedett növényi maradványokon kívül — szenesedett fenyőtobozt és hallenyomatot (Meletta) (7—79).

Nyárádszentbenedeken az Északalja-hegy omlásából halpikkelyeket és otholithokat; ugyanitt, de közelebről meg nem határozott lelőhelyről ostracodákat (*Cypris aspera* Héjjas, *Bairdia transsylvanica* var. *laevis* Héjjas), *dentalium*-töredékeket és *Planorbis* (*Gyrorbis*) cf. *hilgendorfi* Fraas-t.

Balavásáron pedig ugyancsak közelebről meg nem határozott lelőhelyről ostracodákat (*Cytheridea debilis* Johnst., *C. longissima* Héjjas, *Cypris browniana* Johnst.) említ (7—80). E kövületeknek azonban egyike sem jellemző mediterránra vagy szarmatára.

B ö c k h H. szerint a területem É-i részére eső koronkai boltozat képződményeit a szarmata emelet mélyebb részéhez kell számítanunk, mivel sóforrások fakadnak belőlük (1—17).

A felvett terület első földtani térképezését 1911—13 nyarán P a p p S i m o n végezte (10, 11). *Somosd*, *Koródszentmárton* és *Göcs* községek közelében *Congerina banaticát* és *Limnocardium* sp.-t találván (11—69), a Nyárád és Kisküküllő közének a Szentgerice és Gyulakuta községeket összekötő vonaltól Ny-ra eső részét a pannonba tartozónak tartja. Az említett vonaltól K-re és a Nyárádtól É-ra lévő területek képződményeit azonban — kövületes bizonyítékok híján is (v. ö. 10—78, 11—68), tisztán a tektonikai viszonyokból következtetve (10—78) — alsó szarmata korúaknak véli (10—65).

A román geológusok kezdetben a *kissármási*, majd a *báznai tufaszinttel* választották el a szarmata és a pannoniai képződményeket egymástól. Ennek megfelelően a pannoniai képződmények elterjedése a

Maros Ny-i partján Körtekapu, Mezőmadaras, Mezőbánd és Marosorbó vonaláig nyúlnék fel (12—2), s így munkaterületem képződményei is mindenestől pannonkorúaknak lennének minősíthetők. A magyar geológusok — Bandat, Majzon (9), Wein, Reich és Jaskó (5) — újabb kutatásai megerősíteni látszanak azt a feltevést hogy a fentebb említett vonaltól délkeletre eső területek gyér makrofaunán kívül jóformán csak simahéjú ostracodákat tartalmazó rétegei a pannonba tartoznak. Én magam semmi lényeges különbséget nem tudok tenni a Nyárad—Kisküküllőköz és a Nyárad—Marosköz képződményei közt, ezért őket egyformán pannonkorúaknak vagyok hajlandó tartani. Ezekből a képződményekből Marosvásárhelytől DK-re a városi téglagyár fejtéséből, továbbá Somosd és Balavásár község közelében, valamint Korodtól KÉK-re ostracodákat gyűjtöttem (lásd a mellékelt földtani térképet); makrofaunát sehol sem sikerült találnom.

Amennyire időm engedte, igyekeztem a folyóteraszokat is elkülöníteni egymástól. A Maros terraszai a Maros—Nyárádszögben, a Nyáradéi pedig Székelyvajánál vannak legszebben kifejlődve. Itt az óholocén terraszon kívül egymás fölött 6, illetve 5 szintet sikerült megállapítanom 10, 20, 50, 80, 110 és 140 m átlagos magasságban a folyóvölgyek fölött. Az alacsonyabb terraszok néhány kisebb mellékvölgy mentén is kimutathatók. A terrasz-szintek általában véve megegyeznek a P a p p S i m o n (11—69), B u l l a (2—221) és J a s k ó (5) által kimutatottakkal.

A pannonniai képződményekből álló dombok K-i és É-i szelídebb lejtőit néha tetemes vastagságú pleisztocén barna agyag borítja.

* * *

A felvett terület É-i — a Maros—Nyárad közére eső — részének, enyhén DNy-ra hajló képződményei a már P a p p S i m o n által felismert (10—68, 11—65) és újabban W e i n, J a s k ó és jómagam által részletesen kinyomozott *koronkai boltozat* Ny-i szárnyához tartoznak. B a r t h a F e r e n c c e l közösen eszközölt részletvizsgálataink során az derült ki, hogy a koronkai boltozatot viselő antiklinális-vonulat nem Balavásár és Egrestő felé folytatódik a Cikmántortól Ny-ra és a Szásznádas közelében lévő boltozatok irányába, mint régebben feltételezték (»marosszentgyörgy—egrestő—segesvár—rukkóri antiklinális«, 10—68, 11—65, 1—17), hanem Szentgericén át a már régebben kinyomozott s újabban produktívusnak bizonyult havadtó—ravai (másképpen erdőszentgyörgyi) földgázmező boltozata irányába tart, s így B ö c k h H. »havadtó—nádpataki redő«-jével (1—19) egyesül. A redővonulat tengelye Szentgericétől DK-re lebukik, majd Havadtó közelében ismét jelentkezik.

Az antiklinálist kelet felől határoló szinklinális tengelyvonalát már 4 km távolságban — Szentháromságtól D-re — elérjük, a nyugati szinklinális tengelyvonala ellenben Szentgericétől légvonalban mintegy 13 km-re Kistereminél fut.

Papp Simon említi, hogy Szentgerice DK-i végében a Bakó Tamás udvarán lévő kútban 1911—12-ben gyöngén sósízü volt a víz, s belőle nagy buborékok alakjában állandóan gáz szállott el (10—71). Ugyanő Nyárádszentlászló D-i részén a Nyárádon átvezető híd alatt a folyóvízben és a községben lévő két malom gátjánál nagyon erős gázömlést, Nyárádbálintfalvánál a híd alatt a folyóvízben ugyancsak gázömlést észlelt (10—71). Koronkán sósforrások fakadtak, ezeket azonban időközben betömték. Én magam a felvett területen nem észleltem gázömlést, a lakosság útmutatása nyomán azonban Székelyvajától D-re, az út keleti oldalán egy régi fortyogó maradványait állapítottuk meg Lóczy Lajos igazgató és Bandat társaságában.

Irodalom. — Schrifttum.

1. Böckh H.: Rövid összefoglaló jelentés az Erdélyi Medence földgázelőfordulásainak az 1911—12. években történt tanulmányozásának eredményeiről. — Jelentés az Erdélyi Medence földgázelőfordulásai körül eddig végzett kutatómunkálatok eredményeiről. II. rész, 1. füzet. Budapest, 1913. p. 1—38.
2. Bulla B.: A Magyar Medence pliocén és pleisztocén terraszai. Földrajzi Közlemények 1941. LXIX. k. 4. sz.
3. Hauer Fr. R. v.: Geologische Übersichtskarte Siebenbürgens. 1861.
4. Herbich F.: A Székelyföld földtani és öslénytani leírása. A m. Földtani Intézet Évkönyve. 5. k. Budapest, 1878.
5. Jaskó S.: Marosvásárhely környékének földtani viszonyai. Jelentés az 1942. évi felvételtől.
6. Koch A.: Az Erdélyrészi Medence harmadkori képződményei. II. Neogén csoport. Budapest, 1900.
7. — Földtani észleletek az Erdélyi Medence különböző pontjain. Értesítő. Kolozsvár, 1895.
8. Magyarország geológiai térképe, 1896. A Magyarhoni Földtani Társulat kiadása.
9. Majzon L.: Szamosújvár és Déstől K-re eső területek sztratigrafiája. Évi Jelentés 1941-ről.
10. Papp S.: Adatok a Maros és Nagyöküllő folyók közének, valamint a szentágóti sóskút környékének földtani viszonyaihoz. — Jelentés az Erdélyi Medence földgázelőfordulásai körül eddig végzett kutató munkálatok eredményeiről. II. r., 1. füzet. p. 63—99.
11. Reich L.: Adatok a mezőségi tufavonulatok rétegtanához és felszíni elterjedéséhez. A m. Földtani Intézet 1941 január 23-án tartott vitaulésének beszámolója. Budapest, 1942.

GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DER UMGEBUNG VON SZENTGERICE.

Von Dr. Kálmán Balogh.

(Eine Kartenskizze.)

Im Sommer 1942 arbeitete ich zwei Monate lang mit Franz Bartha als Assistenten im Rahmen der von Horst Bandat geleiteten siebenbürgischen Erdgasforschungen südöstlich von Marosvásárhely. Die Oberfläche des Aufnahmegebietes war 277 km². Das Gebiet erstreckt sich zwischen Marosvásárhely—Nyárádtő—Nagyteremi—Csóka—Korod—Balavásár—Nagykend—Szentdemeter—Havadtő—Szentháromság und Backamadaras. (Siehe Karte.) Dieses Hügelland wird durch die Flüsse Nyárád, Maros und Kisküküllő durchschnitten. Die Täler weisen häufig Terrassen auf. Die Hügelquerschnitte sind asymmetrisch, die West- und Südhänge steil, die nördlichen und östlichen flach. Rutschungen sind häufig.

Die Schichten sind geschichtete Tone, sandige Tone und Sande, stellenweise treten Sandsteinlinsen auf. Farbe blaugrau bis gelbbraun. In den Tonlagen kommen häufig weissliche, trocken ganz weisse Kalkmergellagen vor, die von der Ferne Tufflagen vortäuschen. Jedoch konnte ich im ganzen Gebiete keine eruptive Tuffe antreffen.

Das Alter der Lagen ist wegen der grossen Fossilleere bisher ziemlich ungewiss. Hauer (3), Herbich (4) rechnen sie zum Miozän. Koch (6, 7) rechnet sie zum Obermediterran (Mezősége Schichten). Er erwähnt jedoch, dass die höchsten Pakete der Schichtenfolge zwischen der Maros und der Nyárád möglicherweise zum Sarmaticum zu rechnen sind. (7) Koch erwähnt die folgenden Fossilfundorte: *Marosvásárhely* Poklospatak, Lehmgrube: Pflanzenreste, Tannenzapfen, Fischabdrücke; *Nyárádszentbenedek*: Északalja hegy: Fischschuppen, Otholithen. Gleichfalls hier, doch an einem nicht genauer bezeichneten Ort: Ostracoden (*Cypris aspera* Héjjs., *Bairdia transylvanica* var. *laevis* Héjjs.), *Dentalium*-Bruchstücke und *Planorbis* cf. *hilgendorfi*. Fraas; *Balavásár*: Ostracoden (*Cytheridea debilis* Johnst. C. *longissima* Héjjas, *Cypris browniana* Johnst.). Böckh (1) rechnet die Bildungen der Aufwölbung von Koronka zu dem tieferen Sarmat.

S. Papp, der das Gebiet zum erstenmale näher untersuchte, (10) fand bei Somosd, Korodszentmárton und Göcs: *Congeria banatica* und *Limnocardium* sp. Das Gebiet zwischen Nyárád und Kisküküllő rechnet er dem Pannon zu. Östlich hiervon und nördlich der Nyárád rechnet er das Gebiet rein aus tektonischen Überlegungen ausgehend zum unteren Sarmat, ohne jedoch Fossilbeweise anführen zu können.

Die rumänischen Geologen stellen den Tuff von Bázna an die Grenze zwischen Sarmat und Pannon. Nach diesem wäre die Westgrenze der Pannonlagen die Linie Mezömadaras—Mezöbánd—Marosrbó (2). Neuere Untersuchungen ungarischer Geologen (B a n d a t, M a j z o n, W e i n, R e i c h, J a s k ó) können diese Auffassung bestärken. Die über dem Tuffe von Bázna befindlichen Schichten enthalten nach den Untersuchungen M a j z o n s nur glattschalige Ostracoden und sind so dem Pannon zuzurechnen. *Ich halte daher die Lagen zwischen Nyárád-Kisküküllő und Nyárád-Maros in meinem Gebiete für pannonisch.* Ich konnte aus der Lehmgrube südöstlich Marosvásárhely, bei Somosd, Balavásár und ONÖ-lich von Korod, Ostracoden sammeln. Makrofauna konnte ich nicht finden.

Die *Flussterrassen* sind im Tale der Maros und Nyárád am schönsten entwickelt. Ausser den altholozänen Terrassen konnte ich 6, resp. 5 Terrassen unterscheiden, welche 10, 20, 50, 80, 110 und 140 Meter hoch über dem Talboden liegen.

Die schwach gegen SW einfallenden Schichten des nördlichen Teiles gehören dem Westflügel der von S. Papp, Jaskó und Wein festgestellten Antiklinale von Koronka. Durch unsere Untersuchungen konnte es jedoch festgestellt werden, dass die Achse sich nicht gegen Balavásár—Egrestő fortsetzt, wie früher angenommen war (10, 11, 1), sondern durch Szentgerice hindurch in die sich als produktiv erwiesene Aufwölbung von Havadtő-Rava einmündet.

Sie mündet also in die Falte Havadtő-Nádpatak Böckhs. Die Achse der Antiklinale taucht südöstlich von Szentgerice unter, steigt jedoch bei Havadtő wieder empor. Die Achse der östlichen Nachbarsynklinale liegt südlich Szentháromság in einem Abstand von cca 4 Km, die westliche Synklinalachse hingegen in einer Entfernung von 13 Km bei Kisteremi.

Papp (10) erwähnt, dass in einem Brunnen von Szentgerice im Jahre 1911—12 schwach salziges Wasser auftrat und grosse Gasblasen aufstiegen. Bei der Brücke von Nyárádszentlászló und bei Nyárádbálintfalva erwähnt er Gasindikationen. In Koronka entsprangen Salzquellen, welche jedoch zugeschüttet sind. Gasindikationen konnte ich nicht beobachten. Südlich von Székelyvaja tritt ein alter Schlammvulkan auf.

În structura regiunii studiate iau parte două unități structurale principale: 1. unitatea stratelor de Hida și a tufului dacitic de Dej, cu înclinare constantă spre S și 2. sedimentele bazinului de vârstă mediteraniană superioară și sarmațiană. În această din urmă deosebim zona diapiră a sării și cea a formațiunilor sarmațiene necutată.

Др. Балог Кальман:
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА СЕНТГЕРИЦЕ.

Обнимаемая долинами Нярад и Кишкюкюле, территория образована паннонскими осадками с остракодами, которые покрыты толстыми глинистыми слоями плейстоцена. Антиклинал Сентгерице относится к западному крылу антиклиналы Коронкай, который в направлении от Ю-а к З-у хорошо замыкается расширяющей сборной территорией. Исследование северного крыла территории изучением поверхности земли с нужной точностью из-за покрытости представляется невозможным. Антиклинал Коронкай примыкает к антикликалу Эрдэсентдбордь-а.

Szentgerice környékének földtani térképe

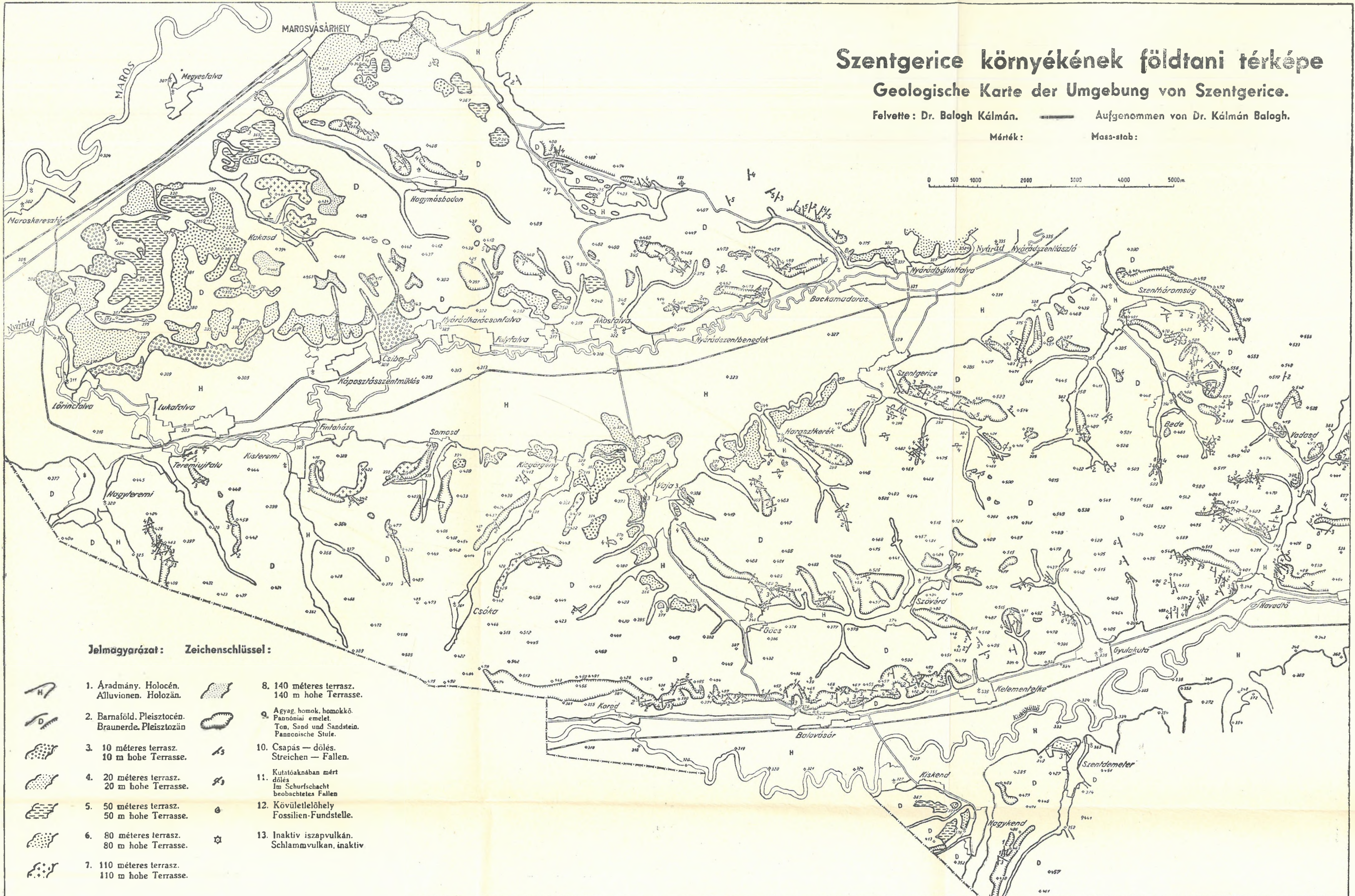
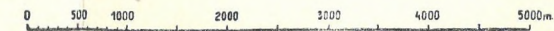
Geologische Karte der Umgebung von Szentgerice.

Felvette: Dr. Balogh Kálmán.














Aufgenommen von Dr. Kálmán Balogh.

Mérték:

Massstab:



Jelmagyarázat: Zeichenschlüssel:

- | | | | |
|--|---|---|--|
|  | 1. Áradmány. Holocén.
Alluvionen. Holozän. |  | 8. 140 méteres terrasz.
140 m hohe Terrasse. |
|  | 2. Barnaföld. Pleisztocén.
Braunerde. Pleistozän |  | 9. Agyag, homok, homokkő.
Pannóniai emelet.
Ton, Sand und Sandstein.
Pannonische Stufe. |
|  | 3. 10 méteres terrasz.
10 m hohe Terrasse. |  | 10. Csapás — dőlés.
Streichen — Fallen. |
|  | 4. 20 méteres terrasz.
20 m hohe Terrasse. |  | 11. Kutatóaknában mért
dőlés
Im Schurfschacht
beobachtetes Fallen |
|  | 5. 50 méteres terrasz.
50 m hohe Terrasse. |  | 12. Kövületlőhely
Fossilien-Fundstelle. |
|  | 6. 80 méteres terrasz.
80 m hohe Terrasse. |  | 13. Inaktív iszapvulkán.
Schlammvulkan, inaktiv |
|  | 7. 110 méteres terrasz.
110 m hohe Terrasse. | | |

AZ ERDÉLYI MEDENCE SZURDUK—FARKASMEZŐ KÖRNYÉKI, SZILÁGYMEGYEI RÉSZÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI.

Irta: Dr. Ferenczi István

A két év alatt feldolgozott területen — eltekintve a legfiatalabb pleisztocén és holocén idők aránylag kis jelentőségű üledékeitől — eocén, oligocén és alsó miocén rétegcsoportokat ismertem meg. A Meszes-hegység kristályos tömegét, sőt, amint a felsorolásból látni fogjuk, az arra boruló idősebb eocén szinteket sem értem el bejárásaimon. A Meszes-hegység DK-i lejtőin kialakult paleocén — idősebb eocén rétegsorozat tanulmányozását, tekintve, hogy azok a területek, amelyeken ezeket, valamint a hegység központi magvában levő kristályos palákat megtaláljuk, Zilahról könnyebben elérhetők, későbbi munkám idejére halasztottam.

A Meszes-hegység DK-i lejtőjére boruló üledéksorozatot legrészletesebben Hofmann 1878. évi jelentéséből (2) ismerjük. Lényegében ugyanazt a képződmény-beosztást, amelyet említett első munkájában közölt, találjuk meg későbbi jelentéseiben is. Végül — fokozatosan modernebbé téve — ezt a beosztást használja a, sajnos, magyarázó szöveg nélkül maradt térképlapjának (10) színeljárásában is. Hofmann ezek szerint a bejárt terület földtani képződményeit a következőleg osztályozza (2₂₀₀—201 és 10) :

	1878 :		1889 :
Oligocén	Kettősmezei foraminifera agyag Felső féligsósvízi rétegek Nagyilondai halpikkelyes pala Felső, tengeri puhányokban bővelkedő rétegek Alsó, félig sósvízi rétegek Alsó, tengeri puhányokban bővelkedő rétegek	Oligocén	Alsó { <ul style="list-style-type: none"> Hídalmási rétegek Kettősmezei foraminiferás tályag Kóródi rétegek Felső Akvitán rétegek Középső { <ul style="list-style-type: none"> Nagyilondai halpikkelyes pala Csokmányi rétegek Révkörtvélyesi rétegek Alsó hójai mészkő

Eocén	Barton	{ Brédi márga
		{ Intermedia márga
Párisi		{ Kolozsvári rétegek
		{ Turbuczi rétegek

Eocén	Felső	{ Brédi márga
		{ Numm. intermedia márga
Középső		{ Kolozsvári rétegek
		{ Turbuczi rétegek

Amint a két táblázat összehasonlításával megállapíthatjuk, a két kortáblázat között — eltekintve a későbbi megjelenésű térképen használt rövidebb, helyi nevekkal való megjelöléstől — egyetlen lényeges különbség az 1879-ben még az oligocénhoz sorolt »foraminifera-agyag« csoportnak az alsó miocénbe való áthelyezése és ezzel együtt annak három szintre való felosztása. Azt, hogy korábbi »foraminifera-agyag« rétegcsoportját 1879-ben Hofmann még nem osztotta fel a későbbi alsóbb szintekre, azzal magyarázom, hogy e rétegcsoportok területét 1878-as felvételi munkája során éppen csak érintette. A »régibb mediterrán emelet«-beli horni—kóródi rétegeket a Szilágyság medencéjéhez tartozó részen, a bejárt terület közvetlen szomszédságából már 1879-ben leírja (2₂₀₂). Koch Antal beosztásában, amint ezt a képződmények részletes tárgyalásánál majd meg fogom világítani, a Hofmann-féle felső oligocén — akvitán — osztályozásánál van némi zavar.

Jelentésem során — eltekintve a felsőbb oligocénbe sorozott üledékek beosztásától, illetőleg elnevezésétől — jórészt én is Hofmann — Koch beosztását követem. A két évben bejárt területen, minthogy munkám főleg az oligocén és alsóbb miocén szénképződmények vizsgálatára irányult, az eocén üledékek szintezésének kérdésében nem sok adatot gyűjtöttem össze. Így az eocén üledékek szintezésének kérdését nem is bolygatom. Részletesebben az oligocén és az alsó miocén üledékek szintezésével, elhatárolásával fogok foglalkozni. Ezekben a kérdésekben természetesen figyelembe veszem az Ipoly-medencében felismert törvényszerűségeket is.

I. EOCÉN.

1. Középső eocén turbuczai rétegek.

Bejárt területemnek azon a részein, amelyek a Meszes-hegység gerincéhez legközelebb vannak: a Felsőnyárlóból a Meszes-gerince vezető élen és az azt É-ről elhatároló Valea Zsurtyána felső részén, valamint a D-ről szomszédos Valea Sztininek a falu feletti részein, a feldolgozott terület legidősebb rétegcsoportjaként a Hofmann elnevezése szerinti turbuczai rétegcsoport jelenlétét állapítottam meg. A rétegcsoport zöldes-szürke agyagos homokokból, helyenként többékevésbé fehéres mészmárga-padokból és meszes homokkövekből áll. Mindezek eléggé sűrűn váltogatják egymást a rétegcsoporton belül. A Valea Zsurtyána felső, Parau Drujának nevezett részén a homok-

kőpadok vannak túlsúlyban. Itt a nyugodtabb településű részben a völgy eléggé mély szurdok-völgy.

A turbuczai rétegcsoport általában nagyon jól rétegezett. Ezért a kisebb vetőket is könnyen felismerni bennük.

A turbuczai rétegcsoportnak területemen egyik érdekessége az, hogy Felsőnyárlótlól Ny-ra, a Valea Sztini egyik, a falu kertjei felett következő oldalágában a homokos palák között vékony, fekete szenes pala-pad is előfordul. Szenes üledéknek nyomát sem Hofmann, sem Koch nem említi ezzel a rétegcsoporttal kapcsolatban. A pad vastagsága 10—15 cm.

Kövületanyagot a turbuczai rétegcsoportban nem találtam, mindössze a Parau Drujában találtam néhány olyan homokkő darabot, amelyen gyenge megtartású ősmaradvány-nyomok voltak.

2. Középső eocén „kolozsvári“ rétegek.

A turbuczai rétegcsoport leírásakor említett területen, Felsőnyárló körletében, a turbuczai rétegek felett hatalmasan kifejlődött gipszpad bizonyítja a középső eocén-tenger megjelenését területünkön. Különösen jól fejlett ez a gipszpad a Felsőnyárlóról Zilahra átvezető él mentén, ahol a terület neve, a Piatra alba = Fehér kő, a vastag gipszes sorozat alapján adódott természetes megnevezésként. A gipszes sorozat megvan a Felsőnyárlótlól É-ra levő nagy völgy, a Valea Zsurtyána 333 ϕ -tól ÉNy-ra, É-ra fekvő területeken is. Mindkét említett területen a gipszréteg vastagsága dolinaképződésre is vezetett.

A gipszes üledék megjelenése a rétegcsoportban — amint említettem — a középső eocén-tenger egyik előnyomulásának bizonyítéka. Azt az állítást, hogy a gipszpad a turbuczai rétegek fedőjében csakugyan új tengerelőnyomás bizonyítéka, Miháltz István bizonyította be 1941-i jelentésében azzal, hogy a turbuczai rétegek fedőjében a gipszpad alatt tengeri eredésű üledék megjelenését állapította meg. Ugyancsak Miháltz István hívta fel figyelmünket arra is, hogy a felső durva mészkő elnevezés, amelyet Koch a Kolozsvárvidéki medencerész földtani viszonyai alapján vezetett be az irodalomba, a Meszesvidéki medenceperemen nem egészen találó. Itt, egyrészt Berédttől ÉK-re a Tallós-tető (= Dumbráva) D-i lejtőjén, másrészt a Felsőnyárlótlól É-ra fekvő Valea Zsurtyána É-i oldalán, a Casza de la Szálás 435 ϕ , 426 ϕ és 444 ϕ környékén a gipszpad felett inkább márgás, mészmárgás padokból álló sorozat fejlődött ki. Keményebb, jobb mészkőpad elvéve van csak 1—2 közöttük. Az utóbbi helyen ez az anyag résztvesz az alatta fekvő gipszpadalattal együtt a dolinak kialakításában.

Minthogy a rétegcsoport kövületanyaga általában rossz megtartású, valamire való faunának összegyűjtése is hosszabb időt vett volna igénybe. Ezért a rétegcsoport hovatartozásának kérdésében Koch és Hofmann álláspontjának megváltoztatására nincs adatom, rétegcsoportunkat a középső eocén felső rétegcsoportjának tartom.

3. Felső eocén, *Nummulina fabianii*-s mészkő.

A középső eocént fedő felső eocén üledéksorozat a bejárt területen a Meszes-hegység DK-i lejtőjén sokkal jobban kapcsolódik a fekvő sorozathoz, mint a kolozsvári medenceszegélyen. Ott a turbuczai rétegcsoportnak megfelelő, ú. n. felső tarka agyag-sorozatra a keményebb, tömör, általában jól padozott, ú. n. felső durva mészkő-csoport következik még a középső eocén befejezéseként. Az utóbbira pedig Kolozsvár vidékén ismét több agyagos részt tartalmazó, márgás sorozat következik, amelyet Koch az üledéket jellemző *Nummulina*-faj, a *Nummulina intermedia* = *N. fabianii* alapján intermedia-rétegeknek nevezett el. A Meszes-hegység mellett kialakult eocén üledéksorozatban a középső eocén legfelső szintjeként megismert »kolozsvári rétegek« márgás mészkő csoportjának szerves folytatásában a már felső eocén, *N. fabianii*-mészkövek rétegcsoportja ténylegesen kemény, tömör, igen jó minőségű mészkövekből áll. Erre a körülményre, hogy itt helyesebben *fabianii*-s mészkövekről kell beszélnünk, 1941. évi jelentésében Miháلتz István szintén felhívta a figyelmet.

A *fabianii*-s, frissen kissé kékesen szürke, ütésre csengő mészköveket a bejárt területen a Beréd feletti Tallós-tetőnek (Dumbrava) D-i lejtőjén és a Felsőnyárlótól É-ra fekvő részekén ismertem meg. Beréd—Csiglen—Szamosörmező közötti vonalon Miháلتz térképezte. A rétegcsoportból összegyűjthető faunával nem foglalkoztam.

4. Felső eocén »brédi márga«.

A felső eocént lezáró rétegsorozatot, a Hofmann elnevezése szerint brédi márgának (Bréd a mai Beréd község korábbi neve) nevezett üledéket már az előbbieknél sokkal nagyobb területen és részben összefüggőbb vonulatokban követhetem a két év alatt feldolgozott vidéken. A brédi márgák Szamosörmezőtől Ny-ra lépnek át a Szamos balpartjára, innen hol összefüggő vonulatban, hol egyes hosszanti eltolódások által egymástól eltávolodott rögökben tulajdonképpen a bejárt terület D-i részéig, Felsőnyárlótóig követtem őket. Megszakitást csak az jelentett ebben a folytonosságban, hogy Beréd és Mojgrád között elmaradt a Várteleki patak (Valea Ortelekuluj) felsőbb részének részletes bejárása. Berédnél a Tallóstető (Dumbráva) D-i folyta-

tásaként mintegy előreugró orron széles területen fejlődött ki a rétegcsoport.

A brédi márgák sorozata a bejárt vidéken fehéren málló, a felületeken meszes porrá széthulló, ép állapotban azonban eléggé kemény mészmárga padokból áll. Úgy látszik, könnyen pusztuló felszínükbe a csapadékvíz könnyen behatol és nagy mértékben végzi pusztító munkáját bennük. A brédi márgák területét a legtöbb esetben már messziről fel lehet ismerni a bennük, rajtuk kialakult kopár, messze világító fehér vízmosások révén.

II. OLIGOCÉN.

1. *Hójai mészkő (alsó oligocén).*

Az oligocén üledéksorozat legidősebb tagja területünkön az a *Hofmann* elnevezése szerinti »alsó, tengeri puhányokban bővelkedő« rétegcsoport, amelyet már 1878. évi jelentésében mindjárt a Kolozsvár vidéki, ú. n. hójai mészkővel párhuzamosított. A hójai mészkövek rétegcsoportját, amely rendszerint meglehetősen vékony sorozat, a fekvőjeként korábban megismert brédi márga-csoport finoman iszapolt anyagokból álló közeteivel szemben már elég sok durva, homokos részt is tartalmazó, azonban még mindig túlnyomólag meszes, legalább is márgás kőzetekből állónak írja le. Megemlíti, hogy a rétegcsoportban kemény mészmárga-padok is előfordulnak. Jellemző a rétegcsoporthra, különösen éppen a homokos mészmárga-padokra, a kövületekben nagy gazdagság, a helyenként lumasella-szerű kifejlődés.

Ezt a rétegcsoportot területemen végig megállapíthattam. Sok helyen azonban a szerkezeti mozgások révén össze-vissza szakadozott, töredezett foszlányokban jelentkezik és ilyenkor sokszor már csak egyes tuskókban való felbukkanásokban nyomonkövethető. Máskor, így pl. a Zsáki patak felső részében szép éles vonulatként állapítottam meg. Legdélibb pontján Felsőnyárló belterületén ismerem, legészakibb pontját a feldolgozott terület É-i szélén, Szamosörmeztől Ny-ra, a Parau Valtyc Ny-i lejtőjén láttam, ahol aztán átvág a Szamos jobbparti területekre. Berédnél meg lehetett állapítanom, hogy a hójai mészkő-csoport vonulata köpenyszerűleg vette körül a Beréd vidékén kialakult és korábban csak eocén üledékekből álló félsziget-szerű részt.

A rétegcsoport bitumenes, barnás-szürke, kemény, homokos, márgás mészkő padjaiban sok a szerves maradvány. Ezeknek részletes begyűjtésével nem foglalkoztam. Ezért a rétegcsoportot jellemző ősmaradványokat illetőleg *Hofmann* megállapításaira hivatkozom. Szerinte ez a rétegcsoport faunisztikailag folytatása volna az eocén brédi márgának. Faunájában azonban olyan alakok is jelentkeznek már, amelyek egyrészt a tenger elsekélyesedését bizonyítják (helyen-

ként a mészkövek tisztán a *Cerithium (Tympantomus) margaritaceum* Brocc. héjaiból állanak) a brédi márga-csoport még mélyebb tengeri fáciesével szemben. Sőt, amint ezt Koch Kolozsvár környékén megfigyelte, a hójai mészkőben szárazföldi csigák (*Helix sp.*, *Pupa sp.*) is megjelennek (12₂₉₅). Másrészt olyan alakok szerepelnek már a hójai mészkövek faunájában, amelyek már jellegzetesen oligocén alakok. Így az Erdélyi-medence rétegsorában itt jelenik meg először és mindjárt két fajtájával a *Cerithium (Tympantomus) margaritaceum* Brocc., a *Cerithium (Tympantomus) plicatum* Brgn., a *Cyrena semistriata* Desh., a *Cytherea incrassata* Sow.

A hójai mészkő-csoport alsó oligocén korának kérdésében egyik régebbi tanulmányomban (»Adatok a Buda-Kovácsi Hegység geológiájához«, Földtani Közlöny, LV., 1925. 211. oldal) azt a nézetemet fejtettem ki, hogy az Erdélyi medence hójai mészkő-csoportját, minthogy az még az eocén tenger életének utolsó fázisát, a felső eocén üledékképződési sorozat szerves folytatását,illetőleg annak végső idejét jelenti, az eocént ennek az üledékképződési sorozatnak végével kellene lezárni. Egy későbbi tanulmányomban azonban (»Oligocén és miocén üledékeink elhatárolásának kérdése«, Közlemények a debreceni Tisza István Tudományegyetem Ásvány- és Földtani Intézetéből, 16. sz., 1940. 7. oldal) az Ipolymedence oligocén és miocén üledékeinek határkérdésével kapcsolatosan észlelt megfigyeléseim, az ott szerzett öslénytani adatokból levonható ösföldrajzi következtetések alapján elhagytam korábbi álláspontomat és visszatértem ahhoz a régi, Hofmann—Koch-féle felfogáshoz, hogy a hójai mészkő már az oligocénhez tartozik. Azonban az utóbbi helyen kifejeztem azt a véleményemet is, hogy a hójai mészkőcsoport épügy, mint a Budai hegységnek a hójai mészkővel azonos korúnak tartott budai márga csoportja, mégsem egészen közvetlen folytatása az eocén üledékképződésnek, attól kismértékű kéregmozgások révén előállott diszkordancia választja el. Ennek a kismértékű kéregmozgásnak fellépte viszont elegendő volt mégis arra, hogy a brédi márga (a Budai hegységben a briozoás márga, briozoás mészkő) fáciesét megváltoztassa és a kéregmozgással együtt bekövetkező tengermozgás révén a régibb, az eocén fauna már új életet jelentő alakokkal keveredjék. Így a budai márga, illetőleg az azzal azonos korban és azonos földtörténeti adottságok között képződött hójai mészkő-csoport már újabb, határozottan oligocén jellegekkel is felruházott rétegcsoportként ténylegesen el is különülhetett az eocén-sorozattól. Ismertetett felfogásom helyességének feltétele az a megfigyelés lenne, amely bizonyítaná a Budai hegységben a felső eocén briozoás mészkő és az alsó oligocén budai márga, az Erdélyi medencében a felső eocén brédi márga és az alsó oligocén hójai mészkő közti településbeli különbséget, tehát a kéregmozgások tényleges fellépését.

Ilyen adatot a Budai hegységből még nem ismerek. Az Erdélyi medencében 1941-es munkámmal párhuzamosan dolgozó Miháلتz István egyes megfigyelései azonban arra vallanak, hogy a brédi márga leülepedése után bekövetkezett kéregmozgások megszakították az eocénvégi üledékképződés folytonosságát és a hójai mészkőcsoport így, bár kisméretű, azonban mérhető diszkordanciával, tehát időben is elváltan következik a brédi márgacsoport felett. Ezeket a megfigyeléseket Miháلتz jelentésében közölte. Szerinte Csiglentől Ny-ra a 382 Ő-déli végén a brédi márga dőlése 130° — 15° , a rajta fekvő hójai mészkőé pedig 150° — 16° . Ezt az aránylag kismértékű eltérést esetleg eredeti településként is fel lehetne fogni, amelyben kéregmozgás nem játszott szerepet és amely jelenséget a mai tengerpartokon is meg lehet figyelni. Sokkal meggyőzőbb másik adata, amely szerint ugyanennek a Ő-nak K-i oldalán a 145° — 15° dőlésű brédi márgák felett a hójai mészkőnek alsó, 4 m vastag része 90° — 92° dőlésű és a feltárásban megfigyelhető 1,5 m vastagságú felső rész ismét más dőlésű, ennél ismét visszatér a brédi márgában észlelt 145° — 15° irányú dőlés. Tehát a kismértékű kéregmozgások a hójai mészkőcsoport lerakódásának ideje alatt is megváltoztak.

A kéregmozgások, ha a Kolozsvár vidéki hójai mészkőcsoportban megfigyelt szárazföldi csigafajokat nem bemosott példányoknak gondoljuk, esetleg olyan mérvűek is lehettek, hogy legalább is helyenként bekövetkezhetett a brakkvízi fáciesnek szárazföldivé való átalakulása is. Az Ipoly-medence oligocén üledéksorozatának végét is ilyen, helyenként megjelenő *Hélix*-es fácies zárja el.

2. Révkörtvélyesi rétegek (alsó oligocén).

Az oligocénsorozatnak a hójai mészkőekre települő tagját Hofmann 1878. évi jelentésében »alsó, félig sósvízi rétegek« néven ismereti. Ezt a rétegcsoporthoz a Zsibó környéki felvételi területén »igen állandó« szintként írja le. Anyagáról azt említi fel, hogy főleg szürkés-kékes, jól rétegzett agyagokból áll, amelyek közé ékelődően márgás szintek, helyel-közzel rétegszerűen sorakozó szferoszideirt-lencsék társulnak és amelyek között vékony széntelep is helyet foglal. Megemlíti továbbá, hogy a széntelepet rendszerint vékony édesvízi rétegek, részben édesvízi mészkövek kísérik.

Hofmann idézett jellemzése ráillik a feldolgozott területen megfigyelt kifejlődésre, talán azzal az egyetlen különbséggel, hogy a bejárt területen a rétegcsoporthoz kapcsolódó édesvízi üledékeknek nyomát sem láttam. A hójai mészkövek felett Felsőnyárló belterületéről kezdődőleg, majd a Berédnél kialakult eocén félszigetet körülölelve a bejárt terület egészében végig megállapíthattam az üledékcsoporthoz jelen-

létét. Legutolsó pontként Szamosörmezőtől Ny-ra, a korábban is említett Parau Valtyec legalján láttam. Innen a rétegcsoport átmegy a Szamos jobbpartjára.

A révkörtvélyesi rétegek kövületanyagát sok helyen gyűjtöttem. Egynéhány helyen seperhető mennyiségben hevernek a könnyen pusztuló agyagokból kimálló és eléggé ellenálló kövületek. Gyűjtésem anyagát Horusitzky Ferenc kartársam szíves meghatározásai szerint a következőkben közlöm :

Felsőnyárló, a templomtól ÉK-re, a gerincen levő 376 ϕ D-i oldalán levő vízmosás felső végéről : *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc., *C. (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc., var. *calcaratum* Grat.

Mojgrádtól DK-re, a Zsóki-völgy felső részén (Valea Pometuluj) ; *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc., *Natica angustata* Desh.

*Beréd*től DK-re, a Parau Zomanici árkanak É-i végén, a jobbparton fekvő egyik kertből ; *Cerithium sp.*, *Tellina sp.*

Beréd község K-i részén, a Karikára vezető út É-i oldalán a 261. sz. ház telkén : *Cerithium sp.*, *Tellina sp.*

Beréd község K-i végén, a Dumbrava-tetőtől DK-re fekvő kis dombon (252 ϕ), a Valea Zsolzsul jobbpartján : *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc. és két varietása, a var. *calcaratum* Grat. és a var. *monilifera* Grat.

Beréd község K-i részén, a Valea Zsolzsul bal partján, az előbbi lelőhelytől ÉK-re: nagyon kilúgzott héjjú *Natica sp.* és *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc.

*Beréd*től ÉK-re, a Neted 342 ϕ -tól ÉK-re 300 m-rel, a DK-re lejtő oldal legmagasabb részén : *Cerithium submargaritaceum* A. Braun, *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc., *C. (Tymp.) margaritaceum* Brocc., var. *calcaratum* Grat, *C. (Tymp.) margaritaceum* Brocc., var. *moniliforme* Grat., *Natica angustata* Grat., *N. nysti* Desh., *Cyrena semistriata* Desh. (héjtöredékek), *Lutraria sp.* (= *Lutraria nova sp.*, aff. *sanna* Bast.) Koch.

*Beréd*től ÉK-re, a Neted 342 ϕ Ny-i oldaláról : *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc., *C. (Tymp.) margaritaceum* Brocc. var. *calcaratum* Grat., *Natica sp.*, *Eburna caronis* Brgn., *Cyrena semistriata* Desh.

Egregyborzovától É-ra, a Moara Casovani feletti 304 ϕ D-i oldalon szőlők talajában : *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc. és *C. (Tymp.) margaritaceum* Brocc. var. *monilifera* Grat.

Szamosörmezőtől Ny-ra, a Parau Valtyec legalján, a forrás felett : *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc. és *C. (Tymp.) margaritaceum* Brocc. var. *calcaratum* Grat.

Horusitzky kartársam, amikor 1941. évi gyűjtésemet meghatározta, levelében felemlítette azt, hogy a meghatározott révkörtvélyesi faunából hiányzanak a *Rissoa*-k, *Diastoma*-k, *Fusus*-ok, *Thracia*-k, *Corbula*-k, *Congeria*-k és csak a félig sósvízi fáciesekre jellemző *Cerithium*-ok, az *Eburna caronis* és a *Cyrena semistriata* olyan alakok, amelyek Hofmann és Koch faunalistáiban szerepelnek. Lehetséges, hogy a bejárt részeken a révkörtvélyesi rétegek faunája szegényesebb. Viszont azt is meg kell jegyeznem, hogy, amint Hofmann 1878-as jelentéséből kitűnik, Hofmann maga sem említi a *Rissoa*-kat, *Diastoma*-kat, *Thracia*-féléket erről a vidékről (2₁₉₅). Ezeket csak Koch említi fauna-felsorolásában és mind távoli vidékekről (12₃₀₂). A most ismeretett faunák érdekessége a *Lutraria* sp. = *Lutraria nova* sp. (aff. *sanna*) Koch faj megjelenése, amelyet Koch csak a fedőben következő csokmányi (= mérai) rétegek faunájában említ először (12₃₁₁) és csak a Kolozsvárhoz közelebb eső vidékekről. Viszont a *Cerithium* (*Tympanotomus*) *margaritaceum* két varietása, amely, úgy látszik, fáciest jelzően a felső oligocén magyarnagyzombori rétegekben ismét megjelenik és amelyet Horusitzky kartársam jóformán minden lelőhelyemen megállapított (ezeket Hofmann is ismerteti a rétegcsoportból), hiányzik a csokmányi (= mérai) rétegcsoportból. Az bizonyos, hogy a fauna szerint sincs semmi nyoma édesvízi üledéknek, tehát a regresszió csak az elegyvízi fácies kialakulásáig jutott el ezen a helyen, míg a medence más részein a regresszió teljessé vált és édesvízi rétegek is beiktatódhattak a révkörtvélyesi sorozatba.

Szenes üledéket, amely határozottan ezzel a rétegcsoporttal van összefüggésben, mindössze két helyen láttam. Ezekről a szénkérdéssel kapcsolatban később szólnok majd.

3. Csokmányi (= mérai) rétegek (felső oligocén).

A feldolgozott terület egyik legnagyobb elterjedésű rétegcsoportja az a rétegcsoport, amelyet Hofmann annak idején »puhányokban bővelkedő felső tengeri rétegek«, később »csokmányi rétegek« néven írt le. Leírása szerint homokos, kavicsos, márgás szintek váltogatják egymást a rétegcsoportban tarka agyagos szintekkel és, amint ezt Hofmann megjegyzi, rendszerint van a rétegcsoportban néhány szilárdabb pad is, ezért a rétegcsoport helyét sokszor a felszín lépcsőzetes kialakulása is elárulja (2₁₉₅). Ezt a felszíni formát én is megemlítettem.

A bejárt területen ez a rétegcsoport az egyik legjobb feltárásokat szolgáltató rétegcsoport. Amint korábban rámutattam, a rétegcsoport tarka agyagos, illetve homokos, homokkőves szintjeinek váltakozásából és pedig elsősorban, Csiglen és Beréd vidékén, valamint a Zsáktól Ny-ra

eső részeken — ott, ahol a magasabb szintek márgás közételepülései hiányzanak, sokszor eléggé nagy csúszásos, rogyásos, suvadásos térszín alakult ki. A sok talajmozgás révén Berédtől D-re, a Parau Csityeri, Parau Rogozsilor és a Parau Zomanici árkaiknak körzetében az utóbbi évek sok csapadéka miatt alig van helyén maradt terület. Ilyen csúszásos terület a Beréd és Karika között É-ről lefutó Parau Fuzsilor Ny-i lejtője is, valamint a Felsőnyárlótól É-ra fekvő Valea Zsurtyana egyik részlete is.

A rétegcsoportot Felsőnyárlótól kezdve, ahol a falu K-i oldalán, a Valea Sztini É-i oldalárkainak területén láttam, Szamosörmezőig követtem megszakítás nélküli vonulatban. Itt ez a rétegcsoport is átvonul a Szamos jobbpartjára. A bejárt területen való elterjedésére még meg kell jegyezni azt, hogy Felsőnyárlónál és Szamosörmezőnél aránylag legkeskenyebb a rétegcsoport felületi elterjedése, viszont Zsák—Beréd—Karika—Mojgrád között a terület nagyon kiszélesedik. Ez a rétegcsoport Beréd és Mojgrád között kitölti azt a beöblösödést is, amit a berédi előreugró eocén félsziget Ny-i oldalán a korábbi oligocén rétegek a partvonal mentén még követtek. Zsák és Beréd között a legfiatalabb felső oligocén homokköves sorozat kissé transzgredál ugyan a csokmányi rétegcsoport felett, azt azonban, hogy ezen fedő alatt a legfiatalabb felső oligocén homokköves stb. csoport ma látható határán túl is megvannak a csokmányi rétegcsoport anyagai, bizonyítja a Zsáktól ÉNy-ra, a Parau Luncs Brebilor-ban ablakszerűen felszínre került folt.

Amint az előbbieken is említettem, a csokmányi rétegcsoport Csiglen, Beréd, Felsőnyárló vonalában elhelyezkedő területén a rétegcsoport anyaga közettani tekintetben eltér a kolozsvári, mérai kifejlődéstől, sőt eltér a szomszédos Egregyborzova—Szamosörmező—Csokmány vidéken megfigyelt kifejlődéstől is. A korábban említett részeken teljesen hiányzanak a márgásabb, meszesebb padok, amelyek Prodánfalva körül jelennek meg először és Csokmány irányában mind gyakrabban fordulnak elő. A márgás-meszes homokkövek jellemzik a Kolozsvár vidéki részeket is. Beréd stb. vidékén túlnyomóan tarka agyagokból, homokos agyagokból áll a rétegsor, amelyben vékonyabb-vastagabb padokként laza, sokszor arkoza-szerű homokkövek, lazább homokok foglalnak helyet. A homokos tagokban helyenként sok a biotitpikkely. A biotitok és a homokos tagokban megfigyelhető sok kaolin-szerű folt valószínűleg az oligocénben már ekkor meginduló riolitvulkánosság hamujából származik. Hofmann a rétegcsoportból már említi a kvarc-ortoklász-trachit (=riolit) kavicsokat (2₁₉₅—196).

Mint a Hofmann és Koch megfigyelésektől eltérő megfigyelést kell megemlítenem azt, hogy a rétegcsoport alsó határa közelében szenes üledék is van a csokmányi rétegcsoport üledékei között. Vékony

szénpalás telepet láttam a Beréd és Karika közti Parau Fuzsilor árkában, Beréd-től K-re a Parau Rogozsilorban és Beréd-től DNy-ra abban a kis névtelen árokban, amely a Csityeráról lefutó római limes-sáncának elvégződésétől kissé ÉNy-ra ér le a fővölgybe, a Várteleki patakba (Valea Ortelekuluj). Hasonló az Egregyborzovától É-ra, a bányavasút hídjától ÉK-re kutatott kis szénteleg előfordulása is. Az említett helyeken előforduló szenes üledék, a vékony, 25—30 cm vastagságot alighogy elérő szénteleg tarka agyagokkal kapcsolatos, nem illik bele a révkörtvélyesi rétegek sorozatába, hanem inkább a csokmányi rétegekhez tartozik.

A rétegcsoport közettani jellegei alapján inkább szárazföldi eredésűnek látszik. Erre vall a benne helyenként bekövetkező szénképződés is. Egyes laza, homokköves rétegeiben, amelyek még a tarka agyagok között települnek, még inkább a már magasabb, márgásabb szintekben, tengeri faunákat bezáró padokat találunk. Mindezek alapján azt kell megállapítanunk, hogy az eocén-tenger életét befejező brédi márgacsoport, illetve az oligocén-tenger első kis előnyomulását (hójai mészkő új oligocén jellegű faunával) megszakító kiemelkedés (révkörtvélyesi rétegek) után a Meszes hegység DK-i oldalán levő medence fenéke ismét süllyedni kezdett és bár főleg kezdetben és egyes öblökben túlnyomólag szárazföldi eredésű törmelékanyag rakódott le, területünket az oligocén-tenger második, most már nagyobb mérvű előnyomulása elöntötte és így a szárazföldről behordott homokos, agyagos elemek is tengeri üledékként rakódtak le.

A csokmányi (= mérai) rétegekből a következő helyekről gyűjtöttem ősmaradványokat (a meghatározások Horusitzky Ferenc kartársam adatai):

Beréd-től D-re, a Parau Csityeri felső részén, az erdőszél felett: *Tellina cf. héberti* Desh., *Cardium sp.*, *Diplodonta sp.* (cf. *rotundata* Montg.).

Beréd-től D-re a Parau Rogozsilorból, tarka agyagok közti homokkövekben: *Cardium sp.*, *Natica (Ampullonatica?) sp.*, *Natica sp.*, aff. *crassatina* Desh., *Cyrena sp.* kőből.

Karikától Ny-ra, a berédi út É-i oldalán, a tankcsapda árkánál: *Cardium sp.*, *Natica sp.*, aff. *crassatina* Desh.

Karikától Ny-ra, a Parau Funtini és a Parau luj Zacharii közti, É-ra néző lejtőn a nagy feltárásból: *Ostrea sp.*, *Cyprina rotundata* Br. kőből, *Panopea (Glycimeris) héberti* Br gn., *Cytherea sp.*, cf. *incrassata* Sow., *Cytherea sp.* és egy harmadik *Cytherea sp.*

Csiglentől K-re, a Prodánfalvára vezető út 323 ♀-tól DK-re kezdődő kis árok D-i oldalán a magasabb feltárásból: *Psammobia hallowaysi* Sow., *Psammobia sp.*, *Tellina reulini* Desh., *Cardium transsylvanicum* Hofm., *Cardium sp.*, *Cytherea villanova* Desh., *C. crenata*

Sand., *Panopea héberti* Brgn., *Crassatella trigonalis* Fuchs., *Cyrena semistriata* Desh., *Calyptrea trochiformis* Lam., *Melania striatissima* Zitt.

Csiglentől DK-re, az említett 323 ϕ -tól D-re fekvő élen: *Cyrena convexa* Brgt., *Cyrena sp.*, *Cytherea villanovae* Desh., *Ostrea sp.* *Pecten cf. thorenti* d'Arch., *Ostrea fimbriata* Grat., *Cytherea cf. crenata* Sandb., *Cardium transsylvanicum* Hofm., *Tellina raulini* Desh., *Cyrena semistriata* Desh., *Natica nysti* d'Orb., *N. crassatina* Desh., *Melania striatissima* Zitt., *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc.

Egregyborzavától É-ra, a faluból É-ra kivezető út K-i oldalán, a Parau Pestyerét lezáró élen, annak legalján: *Pecten (Chlamys) sp.*, *Pecten sp. (? cf. thorenti d'Arch.)*, *Ostrea fimbriata* Grat., *Cytherea sp.*

Egregyborzavától É-ra, az É-ra vezető községi út hídjánál végződő él aljáról: *Cytherea cf. convexa* Brgt., *Ostrea sp.*, *Natica sp. (cf. angustata* Grat.).

A kis faunák, amint a meghatározásokat végző Horusitzky kartársam szíves volt velem közölni, teljesen megfelelnek Koch megállapításainak, így azokhoz hozzátenni való semmi sincsen.

4. Nagyilondai rétegek (felső oligocén).

A csokmányi (= mérai) rétegcsoporthoz következő fedőrétegek Hofmann szerint (2197) a nagyilondai halpikkelyes palák csoportjához tartoznak. Hofmann vizsgálatai szerint — ezt a magam vizsgálatai is bizonyítják — ez a rétegcsoporthoz is állandó jellegű az Egrevölgyben. Felsőnyárlótól a Romlott és Zsák mezei völgyekben húzódik át Karika belterületének Ny-i részére, majd Prodánfalván, Egrevölgyben át Szamosörmező tájára, ahol utolsó feltárása a Piatra Varuluj (Örmezői sziklák) 269 ϕ -tól ÉNy-ra levő orr végződésén van. Innen a Szamos árterülete alatt folytatódik a Szurduktól távolabb eső keletibb részeken.

A nagyilondai rétegcsoporthoz területünkön sötétszürke, feketés színű, palás, helyenként erősen homokos agyagokból áll. Homokosabb általában, mint az Ipolymedence felső oligocén sorozatában megismert foraminiferás agyag-fáciesem anyaga, azonban nem annyira homokos, mint az ottani oligocén slir-fáciesé. Levelesen, könnyen mállik, rendszerint nincs is jól feltárva. Ezért a rajta kialakult lejtőrészletek enyhék. Sem makroszkóposan, sem pedig iszapolási maradványokban nem találtam ősmaradványok nyomát sem. Egyes helyeken azonban, így pl. ott, ahol Karika Ny-i szélén a Várteleki patak (Valea Ortelekuluj) a vonulatot átmetszi, fekete színű, kemény, csengő márgás palák buk-

kannak fel a rétegcsoportban a felszínre. Hasonló anyagot találunk a zsáki Parau Luncs Brebilor azon ágának törmelékében, amely az ottani felhagyott hányót érinti. Ide a bányászat révén került. Ezekben a csengő palákban megvannak a halpikkelyek. A rétegtani helyzet és a halpikkelyek alapján rétegcsoportunkat biztosan azonosíthatjuk a nagyilondai palák csoportjával.

5. Homokköves, vörös agyagos fedő-rétegcsoport (felső oligocén).

Amint jelentésem rétegtani részének bevezetőjében már megemlítettem, Hofmann felfogásában a legnagyobb változás első jelentésének megírása és térképének kiadása között abban az irányban következett be, amint ő a nagyilondai pala-csoportot fedő fiatalabb rétegsorozatot értékelte, beosztotta. A későbbi beosztásban, amint ezt megemlítettem, az 1878. évi jelentésben még egységesnek leírt »kettősmezei foraminiferás agyag«-csoportot, amelyet a térkép kiadásakor tulajdonképpen három szintre különített el, az alsó miocénbe helyezte fel, korábbi felfogását, hogy azok oligocén üledékek volnának, helyesbítve. Ugyancsak megemlékeztem már arról is, hogy Koch fejtegetéseiben a zavar ezeknek, a nagyilondai palákat közvetlenül fedő képződményeknek megítélésében adódott ki.

A fejezet címében megadott meghatározással most azt a képződmény-csoportot foglalom össze, amelyre Hofmann 1878-ban a maga »felső, féligősösvizi rétegek« elnevezését alkalmazta (2₂₀₀) és amelyet később »akvitan rétegek«-nek nevezett (5₄₃). Koch korábban a Meszes-hegységtől DK-re eső vidékről írott jelentésében (6₅₄) »felső oligocén (aquitani emeletű) v. zombori rétegek« elnevezéssel tárgyalja ezt a rétegcsoportot. Később, összefoglaló munkájában (12₃₂₁) a »felső oligocén v. aquitani emelet rétegei« gyűjtőnév alatt foglalja össze rétegsorunkat, amelynek egyúttal alsóbb szintekre felbontását is elvégzi, megkülönböztetve köztük a forgácskúti, fellegvári, magyarnagyzsombori, végül a pusztaszentmihályi rétegeket.

Hofmann leírása szerint ez a legfelső oligocén rétegcsoport durván rétegezett, vastag padokban álló, általában vöröses, ritkábban tarka agyagnak, azonkívül finomabb és durvább szemnagyságú, helyenként lazább, máshol szilárdan összeálló, hatalmas falakban jelentkező kemény homokkő-konglomerát padoknak, végül jobban rétegzett agyagos homokok és homokos agyagok változatos sorozata (2₁₉₇). Fel-
említi ugyanott, hogy a szilárdabb homokkő és konglomerát-padok két nagy vastagságú és messze követhető vonulatban csoportosulnak, amelyek a vidék arculatában is kifejeződnek. A mélyebb ilyen homokkő-konglomerát-vonulatot bejárt területemen Felsőnyárlótlól kezdődőleg ismerteti, ahonnan a Romlottól Ny-ra fekvő völgyszakaszon, Zsák,

Karika belterületén át Prodánfalvaig követi. Itt keresztezi az Egregy-völgyet és innen Szamosörmezőn (Piatra Varuluj), Tihón át vonul a mélyebb konglomerát-homokkő vonulat Szurduk és Csürfalva (Klic) vidékére. A felső homokkő csoport Hofmann szerint három lépcsőben jelenik meg a térszínen, amelyet szintén közbeeső vörös agyagok választanak el egymástól. Erről a magasabb vonulatról megjegyzi, hogy 1878. évi munkaterületén a Szurduk és Tótszállás közti vidékről Almásgalgón át az Egregy-völgybe követte Magyaregregy vidékéig. Leírja végül Hofmann azt is, hogy ebben a rétegcsoporthoz több helyen széntelemek, széntelep-nyomok vannak és pedig különböző szintekben, nevezetesen a két homokkővonulatban.

Mindazok a jellemzések, amelyekkel Hofmann ezt a legfiatalabb felső oligocén rétegcsoporthoz az előbbieket szerint leírta, általánosságban helyesek. Bizonyos eltéréseket Hofmann leírásával szemben a következőkben látok. Eddigi megállapításaim szerint úgy látom, hogy a rétegcsoporthoz leírt alsóbb tagolódása kissé eltér az Egregy-völgyben és az attól K-re fekvő részeken. Nevezetesen csak az alsóbb, mélyebb homokkő-konglomerát vonulatot lehet folytatólagosan végig követni annak a vonalnak megfelelőleg, amint azt Hofmann leírta, illetőleg Mojgrád és Zsák között a Pomet-hegyet is körülölelő kiöblösődéssel. A mélyebb homokkő-konglomerát-vonulatot a három lépcsőre tagozódó magasabb homokkő-konglomerát-vonulattól az alsónyárlói, romlott, zsáki, farkasmezői, egregyborzovai, szamosörmezői részeken még szélesen elterülő és vörös homokos agyagokból (köztük kevesebb laza homokkőpad is van) álló szint választja el. Ez a közti, túlnyomóan agyagos szint, úgy látszik, mintha Szurduk felé lassan elkeskenyedne és lehetséges, hogy Csürfalva (Klic) irányában esetleg ki is ékül, el is marad. A felső, a magasabb homokkő-konglomerát-vonulat több lépcsőre való felbomlása pedig éppen az Egregy-völgyet K-ről elhatároló gerinc táján kezdődik és főleg az Egregy- és az Almás-völgy közti részeken figyelhető meg. Magában az Egregy-völgyben, illetőleg annak a Farkasmező—Somróújfalu—Romlott vidéki jobbparti szakaszán a magasabb homokkő-konglomerát-vonulat még egységes sziklafalként van meg. Általában úgy látom, — remélem, későbbi kutatásaim ezt a feltevésemet igazolják — hogy a két homokkőves-konglomerátos-vonulatot elválasztó közbeneső agyagos csoport az Egregy-völgy mentén felfelé haladva, kiterjeszkedik a két másik vonulat rovására és hogy ezek a homokkő-konglomerát-vonulatok a kalotaszegi medenceperem felé el is maradnak a rétegcsoporthoz. Amennyiben ez a feltevésem bebizonyosodik, könnyen össze lehet majd kapcsolnunk a Meszes-hegység alján és Kolozsvár vidékén elhelyezkedő medence-részek felső oligocén üledékeit. Erre a korábban sok zavart okozó kérdésre a későbbiekben még visszatérek.

H o f m a n n megállapításaihoz még a következő megfigyeléseimet kell hozzáfűznöm, hogy a legfiatalabb felső oligocén rétegcsoporthelyzetét teljesen megvilágíthassam. A Zsák környéki részeken lehet legjobban megfigyelni azt, hogy a nagyilondai palák már egyébként is eléggé homokos agyagjaiból fokozatosan elmarad az agyagos alkotórész és hogy felettük — átmeneti tagként — agyagos homokokból, laza, széteső homokkövekből álló sorozat fejlődik ki. Ezt az átmeneti részt a Zsák feletti Pe Camin tetőtől Ny-ra figyeltem meg legteltesebben, ahol a szárazföldi anyag durvább törmelékének fokozatos uralomra jutását a keletkezett üledékben látható sok növényi törmelék, illetőleg itt-ott néhány vékony szénzsínör—szénlencse bizonyítja. Ez a fokozatosan homokosabbá váló átmeneti rész élénken emlékeztet az Ipoly-medence oligocén slir fáciesére és a belőle kialakuló laza homokkő (N o s z k y »glaukonitos homokkő«) csoportra. Az átmeneti csoportból kifejlődő mélyebb homokkő—konglomerát-vonulat egyébként külső megjelenésében is nagyon hasonlít a Sóshartyán és Kishartyán vidékén ismert laza homokkő csoportéhoz.

Az egész legfiatalabb felső oligocén fedő rétegcsoporthoz jellemző vonás egyébként a szenes üledékek megjelenése. Ilyenek kialakulását már az átmeneti tagban is megemlítettem. Határozottabb, összefüggőbb szintként következett be a szenes üledék lerakódása a mélyebb homokkő—konglomerát-vonulat felső határán. Ennek a szénképződésnek foszlányait Felsőnyárlódtól K-re láttam, majd Zsáktól kezdve Karián, Prodánfalván, Egregyborzován, Szamosörmezőn át egyelőre Szurduk vidékéig követtem. A közbülső agyagos szintben a szénképződés hiányzik. Ellenben sok szintben jelentkezik a szénképződés a magasabb homokkőves—konglomerátos-vonulatban. Legmagasabb a széntelepek, szenes agyagtelepek száma Romlott és Somróújfalu körzetében, a feltárások szerint már Farkasmezőnél számuk lecsökken. Maguk a szenes szintek a legtöbb esetben azonban csak szenes palák, szenes agyagok, ritkább a palás szén és csak helyenként, akkor is csak lencsés kifejlődésben, van egyes szintekben vastagabb és minőségileg is műre való szén. Bár az egyes szenes szintekkel kapcsolatban félig sósvízi eredésre valló tengeri kövületanyag került elő, a szenes szintek növényanyagát allochton eredésűnek kell tartanom. Csak ezzel a feltevéssel magyarázhatom meg a széntelepek vastagságának, anyagi minőségének eléggé gyors váltakozását.

Ősmaradványt a meghatározásra alkalmatlan növényi törmeléken kívül nem sokat találtam ebben a rétegcsoporthoz. A vastagabb homokkőpadok felületén, épúgy, mint a nógrádi vidéken, itt-ott kagylóátmetszetszerű rajzolatokat figyelhetünk meg. Ezek azonban a kőzet belseje felé nem folytatódnak.

Ősmaradvány-anyagot 1941. évi területemen a mélyebb homokkő—

konglomerát-vonulat felső részében kialakult szenes szint fekete agyagpalából sikerült kiszednem a Zsáktól Ę-ra fekvő Valea Jezeruluj egyik jobboldali árkában. Itt egy szénkutató táró szomszédságában a következő faunát gyűjtöttem be: *Dreissensia* sp., *Psammobia* sp., *Tellina nysti* Desh., *Modiola angusta* A. Braun., és *halmaradványok*. A kis faunában a *Dreissensia* és a *Modiola* jelenléte sekély tengeri fáciest bizonyít.

1942. évi munkaterületemen a magasabb homokkő-vonulat közép-magasságában levő vastag homokkő-pad alatt, itt is szenes üledékekkel kapcsolatosan került elő erősen préselt ősmaradvány-anyag a Tihótól D-re az Almás-patakba Ny-ról szájadzó Parau Bordi (= Parau Cuculuj) magasabb részén. A 273 ϕ -tól kissé K-re levő egyik lelőhelyről H o r u s i t z k y F. kartársam a *Cyrena semistriata* Desh. fajt és *Cytherea (Meretrix) sp.*-eket, a 273 ϕ -nál levő nagy homokkő-fal alján pedig a *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc. faj jelenlétét állapította meg.

*

Rétegcsoportunkat, amint korábban erre már ismételten rámutattam, H o f m a n n és K o c h is, bár különböző elnevezésekkel, a felső oligocén üledékekhez sorolták. Korábban, az akvitán emelet helytelen értelmezésével, a felső oligocénbe sorozott akvitán emeletbe illesztették be. K o c h összefoglaló munkájának II. részében, amikor az akvitán emelet helyes értelmezését megállapította, sorozza be üledékcsoportunkat a felső oligocén kattiai emeletbe (13₇). Ezzel a besorolással tulajdonképpen rögzítette is rétegcsoportunk rétegtani helyzetét.

Mindezek után mindössze az a kérdés maradt fenn eldöntendő feladatként, megáll-e rétegcsoportunknak az önálló kattiai emeletbe való besorozása és ezzel együtt az oligocén üledéksorozatnak alsó, középső és felső oligocénbe való hármas beosztása, amint ezt H o f m a n n-nál és K o c h-nál találjuk? Vagy nem volna-e helyesebb itt is, úgymint a Magyar Középhegység körzetében, pl. az Ipoly-medencében, a hójai mészkő alsó oligocén tengerétől a révkörtvélyesi rétegek által jelzett oligocénon belüli regresszió révén jól elváló, második oligocén tengeri üledékképződési sorozat üledékeit egységes felső oligocén üledéksorozatként felfogni, amint ezt jelentésemben is tettem. Amint a korábban leírtakból megállapítható, a második oligocén transzgresszió tagjaiként a csokmányi (= mérai), a nagyilondai rétegek és a legfiatalabb felső oligocén homokkő—konglomerát fedő-csoport ténylegesen összefüggő, kezdetben transzgresszív, későbbben regresszív jellegű üledékképződést jelent. Mindenesetre megvan, ha nem is nagymértékben a második transzgresszió. Utána a nagyilondai palák lerakódása idején sem válik nagyobb méretűvé, de mindenesetre a nagyilondai palák

a csokmányiénál mélyebb tengert bizonyítanak, tehát legalább is a tenger bizonyos fokú kimélyülése bekövetkezett. Ezt a felső oligocén első részét jelentő transzgressziót a tenger fokozatos elhomokosodása, elsekélyesedése váltja fel, amely jelenség ismét sekélyvizi, féligősövzi fácies kialakulásával jár. Ezek szerint az Erdélyi medence oligocénjét is természetesebb csak alsó és felső oligocénre felosztani. Itt kell hivatkoznom a begyűjtött faunáimat meghatározó és értékelő H o r u s i t z k y F. kartársam egyik levelének következő soraira: »Érdekes bélyege csokmányi anyagoknak az a, mondhatni »felső oligocén« vonás, amelyet a faunák elárulnak. Mivel a csokmányi (= mérai) rétegek a régiek szerint a középső oligocénbe tartoznak, régi álláspontunk igazolódik, mely szerint az egységes felső oligocén (stampien) üledékképződési cikluson belül a »kattien« faunák ott jelennek meg, ahol azt a fácies megkívánja és nem szintet jelentenek.«

A legfiatalabb felső oligocén homokkőves—konglomerátos rétegcsoporttal kapcsolatban kell még rámutatnom arra a bizonytalanságra, amely K o c h összefoglaló munkájában, annak I. részében megnyilvánul ezen üledékek alsóbb beosztásának kérdésében. Rétegcsoportunkat ebben a munkában először is a forgácskúti rétegek leírásánál tárgyalja (I₂₃₂₈). Itt megemlíti róluk azt is, hogy az a vonal, ameddig az »aquitáni rétegek« ÉK felé követhetők, bár nem lehet éles, valószínűleg a zsidói Szamos-áttörés vidékén van (I₂₃₂₉). Később (I₂₃₃₃) a rétegcsoport egyik részében a fellegvári, *corbulá*-s homokkövek kifejlődését látja. Néhány oldallal tovább (I₂₃₃₆) ugyanazt az egregyvölgyi kifejlődést már a zombori rétegek között is felemlíti. Ezek szerint, ha figyelembe vesszük a munka II. részében közölt táblázat beosztását (I₃₇), K o c h szerint a rétegcsoport részben már a miocénhez tartoznék. A korábban említett helyen (I₂₃₃₆) azon kis fauna alapján, amelyet H o f m a n n írt le Tihó mellől, rétegcsoportunkat a magyarnagyszombori rétegekkel veszi részben azonosaknak. Ugyanakkor ugyanoda sorozza a zsáki széntelegeket is.

Bár, amint azt már korábban is megemlítettem, az Erdélyi medence oligocénjére vonatkozó vizsgálataimnak elején vagyok még, eddigi tapasztalataim alapján is megkísérlem az előbbieken említett ellentmondások megoldását és a kolozsvári, valamint a Meszes-hegység oldalán levő medencerész oligocénjének párhuzamosítását. Az alsó oligocén hójai mészkő azonos jellegű tenger üledékét jelenti mindkét vidéken. Az utána következő tengervisszavonulás, amely az alsó és a felső oligocént egymástól elválasztja, már nem azonos termékeket hozott létre a két medencerészben. A kiemelkedés Kolozsvár vidékén nagyobb mérvű volt annál, ami a Meszes-hegység táján a révkörtvélyesi rétegek féligősövzi, helyenként édesvizi üledékeinek kialakulását eredményezte. Kolozsvár vidékén a révkörtvélyesi rétegek hiányzanak,

itt a part egészen szárazzá vált, míg a Meszes vidékén még sekély tenger alakult ki ugyanabban az időben. A második oligocén transzgressziót a csokmányi (= mérai) rétegek leülepedése vezette be, ezek általában sekély tengeri üledékek. Bizonyos kis különbségek azonban ebben az időben is kialakultak az egyes medencerészek között, a Kolozsvár vidéki mérai rétegekből hiányzanak a vastag tarka agyagos sorozatok, amelyeket a Meszes-hegység lábánál ismerünk. A különbséget a szárazföldről behozott anyagok mennyiségével és minőségével magyarázhatjuk meg. Viszont ennek mennyisége befolyásolhatta az állati élet minőségét is. A második oligocén transzgressziót követő tengermélyülés ismét nem volt egységes mértékű az Erdélyi-medence minden részén. Úgy látszik, legnagyobb mértékben a Lápos-hegység környete süllyedt le, ahol a jellegzetes nagyilondai palák rakódtak le és ahol H o f m a n n szerint még egy felső oligocén »mély tengeri agyagos fácies« (12₃₄₄) is lerakódott. (Ezt az utóbbi kifejlődést H o f m a n n egyébként a budavidéki »kiscelli agyag«-gal hasonlítja össze és megjegyzi róla, hogy faunájának nagyobb része megegyezik a budavidéki »kiscelli agyag«-éval, csak amannak eocén alakjai hiányzanak az erdélyi kifejlődésből.) Ez a tengermélyülés a Meszes-hegység közelében is megvolt, azonban nem olyan mértékű. Ott a nagyilondai palák homokosabbak. Kolozsvár vidékére pedig ez a tengerkimélyülés nem terjedt ki, ott a nagyilondai paláknak megfelelő rétegcsoport hiányzik, illetőleg helyüket a mérai rétegek felső része foglalja el változatlan fáciesben.

Még tovább fokozódik a helyi fáciesekre való széttagozódás az ezt a második oligocén tengerelmélyülést követő második tengervisszavonulás, elsekélyesedés idejében. Míg a Lápos-hegység körüli részeken — H o f m a n n adataiból ítélve — tovább tart a mélyebb tenger uralma, a Meszes-hegység DK-i oldalán elterülő medencerészben a korábbiakban leírt legfiatalabb felső oligocén homokköves—konglomerátos, vörösagyagos rétegcsoport fejlődött ki. Ez a rétegcsoport, amint azt az előbbieken leírtam, három jól elkülöníthető alsóbb szintre osztható fel, az alsó és a magasabb homokköves—konglomerátos szintre és a kettőt elválasztó vörösagyagos szintre. A két homokos szintről úgy látom, hogy a Meszes-hegység oldalán D-re haladva, fokozatosan kiékelül (a Lápos-hegység irányában ellenkezőleg a közbülső agyagos szint vékonyodik el) és a Bánffyhunjad—Kolozsvár vidéki medencerész felé a középső szintnek megfelelő fácies terül szét, illetőleg ilyen fáciesnek megfelelő üledékek következnek a csokmányi (= mérai) rétegekre közvetlenül. Ezek a K o c h-féle forgácskúti rétegek. Viszont a fellegvári, illetőleg a magyarnagyzsombori rétegek, amelyek a Bánffyhunjad—Kolozsvár vidéki medencerészben a forgácskúti rétegek fedőjében következnek, a Meszes-hegységhez közeledve, fokozatosan elmaradnak, kiékelülnek. Már K o c h is figyelmeztet arra, hogy a fellegvári, *corbulá*-s

rétegek ÉNy felé haladva, annál inkább durva kavicsosakká válnak, minél inkább kimaradnak belőlük a kagylók. Az Almás-patak felső folyásán levő Nagyalmás községen túl a kagylók teljesen elmaradnak a homokkövekből, konglomerátokból. A magyarnagyzsombori rétegek is szintén homokkövesebb, konglomerátosabb jellegűekké válnak és csak helyenként jelennek meg ilyen padok között agyagosabb üledékek. Ilyen, vékony szénteleppel kapcsolatos »magyarnagyzsombori réteg« az a kövületes réteg, amelyet Tihó mellől Hofmann említ és az a másik is, amelyből ugyancsak Tihó közeléből, a Parau Bordi (= Parau Cuculuj) árkából a rétegcsoport leírásakor kis faunákat ismertettem.

Mindezek alapján az Egregy-völgy, az Almás-völgy alsó részén, a nagyilondai palák fedőjében átvonuló, legfiatalabb felső oligocén, széntelepeket tartalmazó rétegcsoport két alsó szintjét a forgácskúti, a magasabb homokkő—konglomerát-szintet pedig a fellegvári + magyarnagyzsombori rétegekkel azonosítom. Így a zsáki, berédi régebb bányászat révén feltárt széntelepek, szenes palák, a szurduki, az országút melletti vékony széntelepek a forgácskúti, egeresi széntelepeknek felelnek meg és a forgácskúti rétegek szintjébe tartoznak, a farkasmezői régebben feltárt bányászat, valamint a kiskeresztesi bányászat telepei a magyarnagyzsombori rétegcsoportoknak felelnek meg.

III. MIOCÉN.

1941-ben, amíg az Egregy-völgy baloldalán fekvő zsáki, karikai berédi bányászat vidékének részletesebb vizsgálatával foglalkoztam, nem volt alkalmam a miocén üledék-sorozatot is érinteni. 1942-ben, amikor az Egregy jobb partjára, az Almás-völgybe is átkerültem, ezeket is megismertem. Sőt egy, ezen a területen eddig ismeretlen rétegcsoportnak kimutatásával a rétegtani viszonyokat sikerült az eddigi megállapításoknál biztosabban tisztáznom. Ennek a bizonyosságnak következménye az a felfogás is, amelyet a legfiatalabb felső oligocén rétegcsoport előbb leírt párhuzamosítására alapul vettem.

Miocén üledék-sorozatomban teljes egészében alsó miocén. Ezen belül a következő rétegcsoportokat különítettem el.

1. Pusztaszentmihályi rétegek.

Területem kis részén 1942-ben olyan rétegcsoport feltárásaira akadtam, amelyeket sem Hofmann térképe, sem pedig Hofmann, illetőleg Koch írásai nem említenek fel. Ezek a pusztaszentmihályi rétegek, amelyeknek jelenlétét Galponya és Romlott közti völgyben sikerült biztosan megállapítanom és amely rétegcsoportnak

jelenlétét, ha már nem is jellegzetes kifejlődésében, legalább redukáltan jóformán az egész területen végig követhetem. A Romlottból Galponyára vezető megyei út, amely Romlott ez irányban utolsó házai táján a legfiatalabb felső oligocén üledékek középső szintjeként megismert vörös agyagjait, majd a felette következő magasabb homokkőves—konglomerátos szintet (ez itt sok vékony szenes pala-rétegecskét tartalmaz) metszi, a 265 ϕ -hídja táján halad át az utolsó felső oligocén homokkő-padon. E felett, a D-ről futó La Breza nevű árok feltárásai, valamint az említett hídtól ÉNy-ra fekvő Dealu Meliciről (354 ϕ) futó vízmosások stb. feltárásai szerint alig 4—5 méter vastagságban szenes palákból, szénteleből, leveles palákból, zöldesszürke agyagokból, amelyekhez helyenként riolittufa-szerű részletek, kövelő-szerű anyagok társulnak, álló sorozat következik. A zöldesszürke tisztább agyagokban sok kisebb-nagyobb, épebb és torzultabb gipszkristály van. A La Breza-árokban feltárt részen helyenként seperhető mennyiségűen szerepelnek az *Ostrea*-héjjak. Ritkán egy-két *Cerithium*-példány is akad köztük.

Az ősmaradvány-anyag a megyei út É-i oldalára átforduló részen már kimarad a szint anyagából. A jellegzetes szenes—szénpalás-sorozatot azonban legalább is a Farkasmezőtől É-ra levő völgyekig biztosan lehetett követni. Innen kezdve már jóval szakadozottabban van meg ez a szint. Jelenléte azonban mégis bizonyos Farkasmezőtől ÉK-re a Parau Curtii-ban (térképen P. Arbaculuj), Almásgalgótól Ny-ra a Parau Doszulilorban, az Almás-völgy K-i oldalán Almásgalgó és Tihó között a legfelső felső oligocén homokkő-pad tetején. A tótszállási, a kiskeresztesi völgyben szintén idetartozónak vélek egy gipszes agyagokkal kapcsolatos szenes szintet. Ezt a részt azonban még tisztázni kell, mert, amint látni fogjuk, Tihótól kezdve már a pusztaszentmihályi szénteleges szint felett következő kóródi rétegek is ugyanolyan homokkőpadokban jelentkeznek, mint a legfiatalabb felső oligocén homokkővek.

A rétegcsoporthoz a La Breza-árok két helyén gyűjtöttem ősmaradványokat. Az egyik helyen, ahol Ny-ról kis vízmosás torkollik az árokba, az *Ostrea gingensis* Schloth. rengeteg kimállott példánya mellett néhány *Cerithium* (*Tympanotomus*) *margaritaceum* Brocc. példány is előkerült. Egy másik, a megyei úthoz közelebb eső ponton gyűjtött anyagban *Ostrea gingensis* Schloth. példányok mellett több olyan példány is akadt, amely az *Ostrea aginensis* Tourn. példányokkal azonosítható, vagy azokhoz legalább is közel áll, azonkívül *Ostrea miocucullata* Schff. példányok is.

Bár a néhány fajból álló faunát meghatározó Horusitzky kartársam a pusztaszentmihályi rétegeket még az oligocénhez tartozónak említi, hajlandóbb volnék azokat már az eredeti értelemben hasz-

nált akvitániai emelet idejébe helyezni és ezzel a szinttel kezdeni az alsó miocént. Rétegcsoportunk ismertett kifejlődése nem jelent ugyan még komolyabb fácies-változást, mégis úgy vélem, hogy a pusztaszentmihályi rétegcsoport fedőjében következő és az Akvitán-medence felé sok kapcsolattal kialakuló alsó miocén transzgresszió egyes előjelei már itt is jelentkeznek, tehát már új vonásokat jelentenek. Megjegyzésemben elsősorban az *Ostrea gingensis* Schloth. és az *O. aginensis* Tourn. alakok megjelenésére gondolok. Erre vonatkozólag levelében Horusitzky kartársam is megjegyzi, hogy »esetleg az Akvitáni-medencére való utalásnak tekinthetjük az *O. gingensis* jelenlétét, uralkodó jellegét és köztük is azoknak a karcsú alakoknak fellépését, amelyeket *O. aginensis* néven írtak le«. Talán ezt bizonyítja Koch egyik megjegyzése is (12₃₄₀), amely szerint a pusztaszentmihályi rétegekből Pusztaszentmihálynál gyűjtött *Cerithium cf. plicatum* Brug. var. *pustulatum* A. Br. határozottan miocén korra utaló, a francia falun Jaune-ban előforduló alak. Viszont a *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* bár jellegzetesen oligocén alak, még az alsó miocén magasabb részében, a hídalmási rétegekben is megvan, így tehát nem perdöntő.

2. Kóródi rétegek.

Az alsó miocén tenger első komolyabb mértékű térfoglalását a kóródi rétegek jelentik. Ezeket a bejárt területen Hofmann térképe is feltünteti a maga »akvitáni rétegeinek« fedőjében végig vonuló rétegcsoportként. Az említett galponyai völgytől kezdve Kiskeresztesig én is végig nyomoztam a rétegcsoportot.

A rétegcsoport kifejlődését tekintve, az említett két végpont között ismét eltérés van. A galponyai völgy tájától kezdve az Egregy-völgy jobbparti lejtőin a kóródi rétegek lazább, kavicsos, homokos üledékként láthatók. A galponyai völgyben még tarka agyagokkal is társulnak a laza kavicsok. Az Almás-völgy jobbpartján már keményebb, vastagabb homokkő, apróbb szemű konglomerát-padok formájában vannak előttünk. Még keletebbre, Tótszállás—Kiskeresztes vidékén megjelenésük már nagyon hasonló a fekvőjükben ismeretes legfiatalabb felső oligocén homokkő—konglomerát-padokhoz. Talán amazokénál magasabb agyagtartalmuk és kissé lazább voltuk különbözteti meg őket az oligocén hasonló kifejlődésétől. Kiskeresztes táján egész kemény padokat is láttam közöttük.

Ez a közettani elkülönülés megnyilvánul az ősmaradvány-tartalomban is. Az Egregy-völgyben levő feltárásokban egyetlen töredék darabra sem akadtam a csoport rétegeiben. Almásgalgótól kezdve azonban, ha Hofmann és Koch egyik lelőhelyét a Tihó és Tótszállás közti gerincen nem is sikerült megtalálnom, több új lelőhelyről

gyűjtöttem be — sajnos, mindig csak kőmagvak alakjában — kóródi ősmaradvány-anyagomat.

Mindezeket a lelőhelyeket és Horusitzky F. kartársam szívessége révén azokból meghatározott ősmaradvány-anyagot a következőkben sorolom fel.

Almásgalgótól ÉK-re, a falu ÉK-i vége után következő lejtő 256 ϕ -ja táján a pusztaszentmihályi kettős széntelep felett: *Isocardia miotransversa* Schff., *Amussiopecten gigas* Schloth., *Pecten cf. pseudobeudanti* Dép. et Rom., *Macrochlamys sub-holgeri* Font., *Cardium (Ringicardium?) sp.*

Tihótól DK-re, a tihói bánya melletti Valea Liniből: *Glycimeris menardi* Desh., *Macrochlamys cf. sub-holgeri* Font., *Amussiopecten gigas* Schloth.

Tótszállás-tól É-ra, az országút 217 ϕ -nál kialakult sziklafalnál szajadzó két árok közti kis él D-i oldaláról: *Callista cf. lilacinoides* Schff. töredékek, *Laevicardium kübecki* Hauer, *Laevicardium sp.*

Tótszállás-tól É-ra, az előbbi ponttól kissé É-ra, az északibb árkot É-ról lezáró élen levő padokból (ez Koch lelőhelye): *Callistotapes vetulus* Bast., *Callista lilacinoides* Schff., *C. cf. erycina* L., *Isocardia miotransversa* Schff., *Venus sp.*, *Laevicardium sp.*, kis *Cardium sp.*-ek, *Lutraria lutraria* L., *Pecten pseudobeudanti* Dép. et Rom., *Turritella (Haustator) vermicularis* Brocc.

Kiskeresztes-től Ny-ra, a Dealu Hinsuluj 320 ϕ -tól D-re levő árokoszlás után a délibb ágban: *Venus haidingeri* Hörn., *Amiantis cf. gigas* Lam., *Dosinia lupinus* L. var. *miolincta* Schff., *D. exoleta* L., *Glycimeris menardi* Desh., *Cardium cf. moeschanum* May.

Kiskeresztes, a patak D-i partján, a 262 ϕ -tól kissé ÉK-re a patakparton: *Callistotapes vetulus* Bast., *Callista lilacinoides* Schff.

Kiskeresztes, a falu É-i oldalán, a templomtól Ny-ra lefutó első oldalárok középmagasságában: *Callista lilacinoides* Schff., *Glycimeris menardi* Desh., *Lucina sp.*, *Cardium (Ringicardium) sp.*

A kóródi faunát illetőleg Horusitzky kartársam a következőket írta levelében: »A kóródi faunát illetőleg ismered álláspontomat, mely szerint ez a szint képviseli Erdélyben a valódi, tehát az Akvitáni medence legidősebb miocén üledékeinek megfelelő *akvitaniént*, amelynek a Bécsi medencében az ú. n. fekü-rétegek (Liegendschichten) felelnek meg. Ez világosan megállapítható akkor, ha az egyes alakok időbeli elterjedését tekintjük. A *Callistotapes vetulus* az Akvitáni-medencében az *akvitániénben* jelenik meg. A Bécsi medencében Gauderndorfban és Eggenburgban egyaránt előfordul. A *Callista lilacinoides* a Bécsi medencében kizárólag a típusos fekü-rétegekben van meg, Loibersdorfnak és Dreieichennek, tehát az *akvitániennek* jellemző alakja. A *Callista erycina* az Akvitáni-medencében meglehetősen ubik-

kanyarodik és a dőlésnek megfelelőleg Kettősmezőtől É-ra leereszkedik az Almás-völgybe. Az Almás-völgy jobb partján fokozatosan ismét feljut a gerincre és Tihótól DK-re átvág a tótszállási patakba, amelyet a falutól D-re metsz át. A dőlésnek megfelelőleg emelkedve, ismét a gerincek magasságáig jut fel, belőlük épül fel Hegyköztől É-ra a Dealu Ghibuluj és a D. Runkuluj. A Nagykeresztes és Kiskeresztes közti völgyet a képződmény-csoport alsó határa Kiskeresztes D-i végétől mintegy másfél km-re vágja át.

A hidalmási rétegcsoportnak a kiadott térképek szerint nagy területen ismert rétegsorából én csak az alsóbb sorozatot láttam. Amint említettem, Galponyánál jól látszik az, hogy a kettősmezei tályagban mind több és vastagabb a homokréteg, végül a homokos, homokköves anyag válik uralkodóvá. Egyes szintekben durva, ökol- és fejnagyságú kavicsos szintek is helyet foglalnak. Valószínűleg ilyen részletek azok is, amelyek alatt Szádeczky Gyula ettakart hegységgroncsokat sejtett (16—17—18). Én a hidalmási rétegcsoport durva kavicsait is messziről hozott, jól koptatott, görgetett kavicsoknak látom. A kavics- és homokanyag sok helyen lapos padokká, lapos konkréciókká cementződött össze.

Szerves maradványokra mindössze egyetlen helyen akadtam a rétegcsoport egyik homokos padjában. Farkasmezőtől DK-re, a Dealul Natuluj 453 ϕ -ról ÉNy-ra lejtő élen *Ostrea gingensis* Schloth. és *Anomia ephippium* L. héjakat gyűjtöttem.

A rétegcsoportban a miocén első transzgressziója utáni, mindenestre kéregoszillációkkal egybekötött kiemelkedési folyamat termékét látom. Kíváncsún tartanám azonban a nagy felületi elterjedésű rétegcsoport részletekbe menő feldolgozását is. Az a gyanum t. i., hogy a rétegcsoport nagy vastagsága csak látszólagos, hogy a sok törés a rétegcsoportnak nemcsak vastagságát növelte meg, hanem esetleg azt is eredményezte, hogy a több szintre való osztódás is látszólagos, azonos szint került különböző magasságokba és a rétegcsoport különböző természetű tagjai kerültek olyan helyzetbe, mintha folytatása volna egyik a másiknak.

5. Andezitek.

Területem Ny-i részén néhány helyen kisebb-nagyobb foltokban piroxénandezit-kitörések anyagát is térképeztem. Ilyen előfordulások a Mojgrád feletti Pomet és Csityera tetők vidékén vannak. Mindezeket Hofmann térképe is feltünteti. Egyetlen kis telérrészlet a terület délibb részein is előfordul. Felsőnyárló Ny-i oldalán, a Valea Stini felső részén a turbuczai rétegcsoportot áttörő helyzetben láttam egy kis olyan piroxénandezit-telért, amelyet Hofmann térképén nem találtam meg.

IV. PLEISZTOCÉN ÉS HOLOCÉN.

A hidalmási rétegek leülepedése után, úgy látszik, többé már nem borította el tenger a Meszes-hegység DK-i lábánál azt a részét a medence-peremnek, amelyet én térképeztem két évi munkám során. A hidalmásiaknál fiatalabb miocén és pliocén üledékek itt teljesen hiányzanak. A Meszes-hegység É-i oldalán ezek az üledékek is megjelennek a feldolgozott terület közelében, azok területéig azonban eddigi munkám során nem jutottam el. A miocénnek a hidalmási rétegek leülepedési idejénél fiatalabb szakaszából mindössze a piroxénandezit kitörések származnak.

A pleisztocén korszak üledékei különböző tengerszint feletti magasságokban kialakult terrasz-szerű felszín-részleteken kötörmelékcs agyag formájában vagy kisebb kiterjedésű kavicslepelként jelentkeznek. Zsák és Szurduk környékén nagyobb elterjedésűek. A terraszokat fedő agyagok helyenként lösz-szerűen magas alakban állanak meg. Ezek vizsgálatával Mihályt foglalkozik.

A holocén idők üledékeként a lejtőket helyenként eléggé vastagon borító lejtőtörmelék és egyes völgyek legmélyebb térszínét fedő ártéri üledékeket választhatjuk ki. Az utóbbiak helyenként ismét jelentősen vastagok. Így pl. a Zsáktól É-ra fekvő Valea Lankában, a Tihótól DNy-ra fekvő Parau Bordiban (= P. Cuculuj) 2—3 m mély árok-részletek kialakultak már bennök. A Zsáktól É-ra következő második oldal-völgyben, a Valea Jezerulujban pedig annyira feltöltődött a laza holocén homokos anyag, hogy benne rendes vízfolyás nincs, a víz a törmelékben mozog lefele.

D) Szerkezeti adatok.

A két nyáron feldolgozott terület, amint azt a rétegtani adatok részletes leírásából is megállapíthattuk, az Erdélyi medence ÉNy-i szegélyének egyik részlete. Mint medenceperemen, a medencében lerakódott rétegeknek általában a medence belseje felé irányuló dőlését várhatjuk. Nagy általánosságban ez is a tényleges helyzet, rétegeink a medence mindenkor partjáról a medence belseje felé lejtő elhelyezkedésűek. Minthogy pedig a Meszes-hegység vonulata mentén a partvonal nagyjából ÉK—DNy-i irányú volt, a rétegdölések általában DK-i, DK-körüli dölések. Mindössze a Szamos felé közeledve, illetőleg a Szamos mentén haladva, találunk kissé D felé áthajlóbb dőlésirányokat, minthogy itt a Cík—Lápos tömeg mentén a partvonal már részben inkább K—Ny-i irányú volt.

Ettől az általános törvényszerűségtől azonban két irányban találunk eltéréseket. Az egyik irány az, hogy a mindenkor partvonal, amely az egyes földtani időkben a leülepedés irányát megszabta, termé-

szetesen nem koncentrikusan kisebb ív mentén alakult ki. Ezért a mindenkori partvonal hajlása szerint az általános DK-i iránytól sok helyen találunk kisebb helyi eltéréseket.

Az egykori partvonalnak megfelelő és az általános dőlésiránytól jobban eltérő dőlésirányokat Beréd környékén figyelhetünk meg első-sorban. Itt végződik el a felszínen is jól megfigyelhetőleg az a brachiantiklináliszerű forma, amelyet Cikó—Szamosudvarhely—Zsibó vonalában az idősebb eocén üledékekben annak idején T. Roth Lajos megállapított (T. Roth Lajos: Magyar földolajtartalmú lerakódások tanulmányozása, I. Zsibó környéke Szilágy megyében. A M. Földtani Intézet Évkönyve. XI., 260. oldal és a csatolt térkép). Ennek a hosszúra nyult brachiantiklinális formának, amelynek magvában T. Roth Lajos az eltakart kristályos palákat sejtí, a Meszes-hegység és a cikói kristályos pala-sziget összekötő láncszemeként, legdélíbb végződése az a mélyen előreugró eocén félsziget, amelyről a rétegtani részben is többször megemlékeztem. A megfigyelt adatok azt bizonyítják, hogy ez a szerkezeti forma még a csokmányi (= mérai) rétegcsoport leülepedésének kezdetén is benyúló, előugró partvonalat jelentett. Rajta a hójai, a révkörtvélyesi rétegcsoportok, sőt — amint említettem — a csokmányi (= mérai) rétegek leülepedésének kezdeti szakaszában kialakult része is periklinális köpenyszerűen helyezkedett el. Itt ÉNy-i, Ny-i döléseket ismértem.

Az előbbi szerkezeti egység, valamint a Meszes-hegység tulajdonképpen nagy periklinális tömege között — Mojgrád vidékén — mélyen hátraívelő, beöblösődő partvonal, tehát egy relatív szinklinális alakult ki, amelyen át az üledéksor áthajlik a Meszes-hegységet borító periklinálisba. Ennek a relatív szinklinálisnak területe azonban a csokmányi (= mérai) rétegcsoport fiatalabb idejének bekövetkeztével, amint ezt már Hofmann térképéről is leolvashatjuk, teljesen kitöltődött. Innen kezdve a két szerkezeti adottság helyett egységessé vált partvonal szabályozza a csokmányi (= mérai) rétegcsoport fiatalabb részének, valamint minden utána leülepedő rétegcsoport eredeti települését.

Ennek a mindenkori partvonalat követő, természetes, eredeti településnek előfeltételeit mindenestre a paleocént megelőző mozgások szabták meg. Gondolhatunk azonban arra is, hogy a cikó—szamosudvarhely—zsibói hosszú brachiantiklinális lassú kiemelkedése is formákat alakító tényező lehetett és pedig a paleocén és az eocén folyamán egyaránt. Az említett mozgásokat éppen úgy, mint az oligocén folyamán és a miocén elején megismert fácies-változásokat létrehozó mozgásokat is inkább epirogén jellegű mozgásoknak kell felfognunk. Tulajdonképpen maguk a fácies-változások sem jelentenek tényleges transzgressziót, regressziót, inkább mindenkor a tenger helyi jellegűbb vagy esetleg általánosabb mélyülését, sekélyesedését. A partvonal nagyjából azonos

helyen maradt, illetőleg csak nagyon kis mértékben költözött fokozatosan a medence belseje felé beljebb.

Területünket mélyrehatóbb, a rétegfolytonosságot megszakító, vetődéses, vízszintes eltolódásos szerkezeti mozgások minden valószínűséggel *csak az oligocén utáni időkben érték*. Azt hiszem, nem tévedek, ha ezeket a mozgásokat nagyon fiataloknak tartom. Nevezetesen azokkal a mozgásokkal szeretném azonosítani őket, amelyek az Erdélyi-medence fiatalabb harmadkori üledékeiben kialakult brachiantiklinális szerkezetet létrehozták. Ezeknek a DK felől ható erőknél a Meszes-hegységen, a cikói kristályos pala-szigeten, mint gáton való megtorlódása hozta létre azokat a brachiantiklinálisokat, amelyekről Szádeczky Elemér ír és amelyeket területem D-i folytatásában Meszesszentgyörgy és Csömörölő között, valamint Felsőnyárlónál az eocén üledékekben, illetőleg Csömörölő, Ördögkút és Felsőnyárló között az oligocén üledékekben is feltételezett (20₁₅). Az utóbbi területeket felvételi munkám során még nem értem el, azonban fel kell tételeznem, hogy mindenesetre poszt-oligocén, illetőleg, amint említettem, nagyon fiatal harmadkori mozgások voltak.

A brachiantiklinális-szerű formákat kialakító mozgásokon kívül dolgoztak a területen nyíró mozgások is és pedig vízszintes, valamint függőleges irányban egyaránt. Kisebb méretű vetődéseket aránylag gyakran figyeltünk meg jóformán minden rétegcsoportban. A kisebb-nagyobb vetők talán legszebben adódtak ki a turbucái rétegcsoport közzettanilag változatos rétegsorozatában. Vízszintes eltolódások is gyakoriak pl. a berédi eocén félszigetet körülvevő idősebb oligocén, eocén rétegekben. Az egyes eltávolodott rögök távolsága több 100 m is lehet. Lehetséges, hogy ezek a mozgások legalább részben oligocéne, belüli mozgások, amelyek Beréd környékén a csokmányi rétegcsoport fiatalabb részébe már nem jutottak ki. Ilyen mozgásokat kimutattam a fiatalabb oligocén üledékekben is. Így pl. Beréd-től D-re, a Kurmatura gerincen hirtelen megváltozik a dőlés iránya. A Kurmaturától K-re általánosan 135° körül van a dőlés iránya a legfiatalabb felső oligocén homokköves stb. sorozat mélyebb homokköves—konglomerátos szintjében, ezzel szemben a Kurmaturánál 310° dőlést állapítottam meg. A DK-re alacsony, legfeljebb 6—8° dőlésszög is sokkal meredekebbé, 28—30°-ig terjedővé válik. Ez a pont a Kurmaturánál egyébként beleesik abba a vonalba, amely a korábbiakban említett cikó—szamosudvarhely—zsibói antiklinális folytatásában Beréd és Zsibó között is megnyilvánul az eocén üledékek dőlésének átfordulásában, amint ezt Miháltz kimutatta. Sőt ez a vonal a legfiatalabb felső oligocén homokköves stb. rétegcsoport itt elhelyezhető mélyebb homokköves—konglomerátos szintjének elhelyezkedésében is változást hoz létre. Ettől a vonaltól K-re az általános DK-i dőlésirány

uralkodik benne, Ny-ra pedig pl. a zsáki Parau Csityeriben látott dőlések É-i irányúak. Ez lehet egyúttal az az irányváltás is, amelyet erről a vidékről Szádeczky Elemér is megemlít (20₁₅).

Kisebb mérvű eltolódásokat még a hídalmási rétegek területén is megfigyeltem. Pl. a tihói Valea Lini területén a kóródi homokkő rétegcsoportjának csapásában a hídalmási rétegek jelentkeznek.

Mindezeknek az irányoknak, az azokat előidéző mozgásoknak végleges rendszerbe való foglalása csak nagyobb terület összefüggő feloldozása után lesz lehetséges.

E) A szénelőfordulások kérdése.

Két évi munkám egyik feladata volt a rétegtani megfigyelések mellett a szénelőfordulások vizsgálata is. Amint a rétegtani viszonyok részletesebb ismertetése során láttuk, az Egregy- és az Almás-völgy alsó részein, a szurduki bányavidéken előforduló széntelepekre vonatkozólag ismereteink bizonytalanok voltak.

Vizsgálataimból először is az tűnt ki, hogy több különböző földtani korban megvolt az alkalom és a lehetőség szenes üledékek, szénképződés kialakulására.

Bár csak tudományos érdekességű az a megfigyelés, amelynek során Felsőnyárlónál a turbucai rétegcsoportban szenes palák jelenlétét állapítottam meg, mégis meg kell emlékezni róla, mert tudomásom szerint ez az első adat az erdélyi eocénben bekövetkezett, habár kezdetleges fokon maradt szenes üledékképződésről. A Nagy-Magyar Medence paleocénjében, eocénjében kialakult, nemzetgazdaságilag nagy jelentőségű szénképződéssel szemben az erdélyi paleocénben, eocénben eddig ismeretlen volt ennek a folyamatnak bekövetkezése. A Felsőnyárlónál megtalált szenes pala szintből azonban arra kell következtetnünk, hogy, ha rövid időre is, az Erdélyi medencében is bekövetkezett a kéregoszillációk során a szenes üledékképződésre alkalmas állapot. A szenesedés időpontja összeesik a Magyar Középhegységben fornai rétegek néven ismert szénképződés időpontjával.

Az eocén üledéksorozattal szemben sokkal gyakoribb a szénképződés szenes üledékek keletkezése az oligocén időkben. Az oligocén üledékek, amint korábban láttuk, általában sekélyebb tengeri üledékek a bejárt területen, mint az eocén rétegcsoportok megismert tagjai. Anyagukat tekintve, a sorozatban uralkodik a szárazföldről bejutó, sokszor durva törmelékanyag, így a növényi törmelékanyag felhalmozódására is meg voltak a lehetőségek.

A legidősebb oligocén szénképződés a révkörtvélyesi rétegekkel kapcsolatos. Tulajdonképpen mindössze két helyen állíthatom azt bizonyosan, hogy a szénképződés a révkörtvélyesi rétegcsoport

tartozéka. Az egyik hely Beréd-től ÉNy-ra, a Parau de la Pelesul árkaiban van. A másik pont Felsőnyárlón a templomtól ÉK-re fekvő 376 ϕ -nál D-re induló vízmosás felső része. A berédi leírt előfordulásban szürkesszínű agyagokkal kapcsolatban 30—40 cm vastag bagósodott, szenes pala előfordulást láttam. Felsőnyárlónál csak szenes zsinórok jelentik a szenesedés kismértékű bekövetkezését. Amint a rétegtani leírásból megállapíthatjuk, a révkörtvélyesi rétegcsoport területemen félig sósvízi üledék, így a révkörtvélyesi szenesedést paralikus származásúnak kell tartanom.

Szenesedés, vékony széntelepek kialakulása bekövetkezett nemsokára ismét a csokmányi (= mérai) rétegcsoport leülepedésének kezdeti időszakában. Bár se Koch, se Hofmann nem írnak le a csokmányi (= mérai) rétegcsoportból szenesedést, mégis ide kell számítanom néhány szenes foszlányt, vékony széntelepét. Nevezetesen Beréd-től DNy-ra a Várteleki pataknak (Valea Ortelekuluj) a Parau Urszoja beömlésétől K-re következő névtelen kis oldalágában, majd az egyik még keletebbre következő oldalágban, a Parau Rogozsilorban, végül Beréd-től K-re, a völgy É-i oldalárkában, a Parau Fuzsilorban határozottan vörös és tarka agyagok között jelennek meg a széntelep-foszlányok. Egregyborzovától É-ra összefüggőbb és határozottabb telepként jelentkezik ez a szénképződés. A farkasmezői bányavasutnak az Egregyen átvezető hídjától ÉK-re kis táróban fejtették az itt zöldes, duzzadó agyagok között ismert 35—40 cm vastag telepet. Ez a telep innen áthúzódik a Szamosörmezőtől Ny-ra fekvő Parau Valtjec alsó részére is, ahol szintén kutatták, sőt rövid ideig bányászták is a telep szénét. Végül hasonlóan tarka agyagok között látni szénfoszlányokat a két terület között fekvő Csiglen alatti völgyben. Az Egregy-völgy jobbpartjáról említett tárót az Egregyvölgyi Kőszénbánya Rt. Igazgatósága újabban ismét kinyitatta. Azonban a telep vékonysága és egy még közbetelepülő meddő beágyazás miatt még a mai viszonyok mellett sem tartotta műre valónak.

*

A csokmányi (= mérai) rétegcsoport magasabb részének, a kissé kimélyülő tengert bizonyító nagyilondai paláknak lerakódása nem volt alkalmas a szénképződésre. A nagyilondai palák leülepedését követő regressziós időszakban azonban mindjárt megvan ismét erre a lehetőség. A növényi törmelékanyag már a legfiatalabb felső oligocén üledékeinkbe átvezető homokos agyagokban kezd helyenként jelentkezni, sőt fel is halmozódni. Az átmeneti csoport vékony pados, laza homokköveiben sok a szenesedett növényi anyag. Ez a folyamat időnként vékony szénzsinórok, 10—20 cm vastag széntelepecskék kialakulásáig

is eljut. Komolyabb mérvű növényi anyagfelhalmozódás azonban csak az átmeneti csoport felett kialakuló mélyebb homokköves—konglomerátos szint vége felé következett be. Ennek a szénképződésnek termékeit bányászták azokban a tárókban, amelyeket Zsák és Beréd környékén részletesebben is térképeztünk.

Zsák és Beréd vidékén a bányászat négy helyen folyt. Az egyik terület Berédtől DNy-ra, a Parau Urszoja DK-i oldalágának, a Parau Szereciinek felső részén van. Ott három táró nyomát fel lehetett ismerni. A kibányászott szenet siklópályával vitték fel a D-re fekvő Csityera—Kurmatúra gerincre és onnan ismét siklóval eresztették le a Parau Luncs Brebilorban végződő kis vasút rakódójára. Táró nyoma látszik a Parau Luncs Brebilorban is a sikló megtörési pontja mellett. Tárók nyomát láttuk továbbá a zsáki Pe Camin tetőtől ÉNy-ra, a Parau Csityeri É-i oldalán, ahonnan a szenet tengelyen szállították el. Végül, úgy látszik, a legnagyobb kiterjedésű bányászat az említett Pe Camin tetőtől ÉK-re, a Valea Lanka névtelen kis oldalárkának D-i lejtőjén folyt.

Ezt a szenes szintet, amelyen az említett helyek bányászata kialakult, a bejárt területen elég nagy távolságban követtem. A Zsák melletti előfordulások DNy-i folytatásában állítólag szintén fel-felbukkanik azonos földtani viszonyok között ez a szénképződés, azonban az ott meglehetősen rossz feltárások között ezt nem tudtam teljes bizonyossággal megállapítani. ÉK-re azonban határozottan kimutatható. Az Egregy-pataknak mindjárt a Valea Lanka után következő É-ibb oldalvölgyében, a Valea Jezerulujban tárókezds nyomait is láttam ezen a szénképződésen. Hosszan feltárja ugyanezt a szintet Kaiikán a templomhoz É-ről futó árok és megvan a Rotelatul-tető megetti nyeregben. Hosszabb, fel nem tárt rész után Egregyborzova templománál levő sziklákön látni ennek a szintnek folytatását, majd kissé É-ra, a Parau Pestyere nevű oldalárokban is. Közben a terület fedettebb volta miatt nem lehet megfigyelni jelenlétét és ismét csak Szamosörmezőnél, a falu feletti hatalmas sziklafal, a Pietra Varuluj D-i lejtőjén tárja fel egy kis vízmosás. Azonban míg Zsáknál ténylegesen szén volt a telep anyaga, már a Valea Jezerulujban és onnan minden említett feltárásában a szamosörmezői elfordulásig csak szénpala a szénképződés eredménye.

Ugyanennek a szintnek folytatását látom abban a szénképződésben, amelyet Szurduk község Ny-i kijárata táján újólá megnyitott táró tár fel. Valószínű folytatásában pedig Szurduktól K-re, az országút mellett nyíló régi táró szénképződés eredménye van.

Az ismertetett szenes képződés ténylegesen szenet tartalmazó előfordulásai közül a berédi oldalon, a Parau Luncs Brebilorban és a zsáki Parau Csityeriban a bányászat az itt redukált vastagságú mélyebb

homokos, homokkőves—konglomerátos szintnek a kurmaturai szerkezeti vonaltól ÉNy-ra fekvő részén alakult ki. A berédi oldalon (Parau Szericii) a település nagyjából D-i, a zsáki Parau Csityeriben pedig É-i lejtésű. A zsáki bányászat az említett szerkezeti vonaltól és egyúttal a csokmányi (= mérai), illetőleg a nagyilondai rétegeknek a Parau Luncs Brebilorban felszínre bukkanó hátától DK-re foglal helyet. Itt a dőlés nagyjából az általános DK-i irányú és a település is nyugodtabb.

*

Szénképződés, szenes palák leülepedése következett be ismét a legfiatalabb felső oligocén homokkőves—konglomerátos, vörös agyagos rétegcsoport felső harmadaként megismert magasabb homokkőves—konglomerátos szintáj leülepedése közben. Ezt a szénképződményt a Romlott—Galponya közti völgytől kezdve a szintáj ÉK-re való húzódása mentén egyelőre Kiskeresztesig követtem. Ezen a szénképződményen települ a farkasmezői, tihói és kiskeresztesi bányászat. Kisebbszámban nagyobb kutatásoknak egész sorozata látszik egyébként a szintáj megismert vonulata mentén.

Ez a legfiatalabb oligocénhez tartozó felsőbb szénképződmény is meglehetősen változatos, mondhatnám szeszélyes kifejlődésű. Helyenként a benne összeszámlálható telepek száma növekszik meg és úgy látszik, ilyenkor a telepek inkább szenes palák. Így láttuk pl. a Romlott feletti Dealu Melicinek a falura néző lejtőin. Itt a szenes telepek száma 10—12-re is felemelkedik, viszont a telepek vastagsága 15—20 cm-re is lecsökken és csak szenes palákat sikerült értesülesem szerint a legújabb kutató munkával is feltárni. Már kevesebb a telepek száma — legalább is nincs annyi feltárva — Somrőújfalutól DK-re nyíló nagy völgy oldalain. A legújabb értesülés szerint itt újolag megindított kutatás némi reményt nyújt arra, hogy a korábbi meddő kutatások után (sok régi táró nyoma van itt) komolyabb bányászat is lehetségessé váljék ezen a területen. Somrőújfalú középvonalának tájától kezdve a látható telepszám már nagyon lecsökken, viszont itt már műre érdemes a telep, a farkasmezői bányászat D-i szárnya már ennek a területnek szénét fejt. É-abbra a farkasmezői bányászat tárója táján már 4—5 csak a telepszám, azonban itt a telepvastagság emelkedik fel és a szén minősége nagyon megjavul. Farkasmezőtől ÉK-re a kevés feltárás szerint nem növekszik a telepszám, azonban az egyes szenes telepek távolodnak el egymástól, úgy látszik, a magasabb homokkőves—konglomerátos szint kiszélesedése révén. Szenes telepek nyomait itt egymástól eléggé messze, és egymás felett is eléggé távol láttam, így Tihótól DK-re a Parau Bordi (P. Cuculuj)-ban, ahol a »magyarnagyzsombori« rétegeknek felel meg, a Valea Rea egyik jobbparti meredek oldalárkában Almásgalgó-

nál. Ismét csökkent számú az Almás-völgy K-i oldalán Almásgalgó és Tihó között, ahol pl. a térképen is jelzett Funtina szerata sziklafala tárja fel. Tihónál ismét műre való a Valea Lini környékén. Innen azonban Kiskeresztes vidékéig jóformán semmi nyoma sincs a szénképződésnek. Itt a telepszám ismét kevés és a telepek is közelebb vannak egymáshoz.

A magasabb homokkőves—konglomerátos szintájban jelenlevő szénképződés, amelynek főbb előfordulási helyeit az előbbieken felsoroltam, határozottan lencsés kifejlődésű. A rétegvastagság egyrészt a csapás mentén változik, másrészt a minőség is megváltozik, a jóminőségű, a zsilvölgyivel rokon fűtőértékű széntől a szenes paláig. Nagyobb kiterjedésű lencse a farkasmezői és a kiskeresztesi bányászat eddig már eléggé lefejtett területe, jelentékenyen kisebb a közbül fekvő tihói bányászat lencséje. A romlotti, somróújfalui stb. sok apró kis feltárás azt bizonyítja, hogy a rétegvastagság, ami a jobb részeken 70 cm is megvan, sőt e fölé is emelkedik, itt általában a műrevalóság határán alul marad.

A szén- (szénpala) rétegek a szintáj kemény, állékony homokkő és konglomerát padjai között foglalnak helyet. Ezért fejtésük aránylag könnyebb, kevesebb az a hely, ahol némi agyagos rész közbeiktatódásával duzzadó talpú részleteken kell a bányászatnak dolgoznia. Aránylag nyugodt a település is, általában ritkább a nagyobb ugró magasságú vető, a bányászat a legtöbb esetben a rétegek lehajlását, felemelkedését figyelte meg. Lehetséges azonban pl. a farkasmezői bányászatnál az, hogy a rétegek »elvékonyodása, lehajlása, fölemelkedése«, amelyet a bányászat megfigyelt, nem egyéb, mint a bányászat által feltárt főtelep és az azt kísérő vékonyabb második telepnek apróbb vetők révén a bányászat szintjeiben egymás mellé kerülése és így mintegy folytatódása.

A két homokkőves—konglomerátos sorozatban a bányászatnak természetesen elég vízhozó-folyással kell számolnia. Viszont tudomásom szerint gázveszély nincs a bányászatban.

*

Szénképződés kialakulása — amint ezt a rétegtani részben is megemlítettem — bekövetkezett végül a felfogásom szerint már alsó miocén pusztaszentmihályi rétegcsoporthoz is. Ennek a szénképződésnek hasonlóan kisebb vastagságú telepére is történtek kutató feltárások, így a Somróújfalutól DK-re eső, előbb említett Fundul Tyejuluj D-i oldalán és magában annak árkában is. Itt a völgy egyik D-i oldalárkában, a Parau la Meliciben az egyik K-i oldalon levő kutatótáró mellett a következő feltárást figyeltem meg: $2\frac{1}{2}$ m—3 m vastag

szürke agyag gipszkristályokkal, 50—60 cm vastag fehér leveles pala, 50 cm bagósodott szenes pala, 80 cm vastag fehéres agyag, amely az alatta fekvő vastag, immár felső oligocén homokkő-padon nyugszik. Műrevalónak a bányászat az eddigiek szerint csak a Farkasmező felett nyitott újabb bányaterületen bizonyult. A községtől D-re fekvő Dealu Starkuluj K-i lejtőjén az ú. n. hágói bánya termeli ki 1942 óta ennek a rétegcsoporthoz a tulajdonképpen farkasmezői szénnél kissé gyengébb minőségű szénét. Lehetséges, hogy a kiskeresztesi bányaterület legfelső telepe is ennek a szénképződésnek eredménye. Ezt a kérdést még tisztáznom kell.

IRODALOM.

1. H a u e r és S t a c h e : Geologie Siebenbürgens. 1863.
2. H o f m a n n, K.: Jelentés az 1878 nyarán Szilágy megye K-i részében tett földtani részletes felvételekről. (Földtani Közöny, IX., 1879, 167—212. oldal.)
3. H o f m a n n, K.: Jelentés az 1881-i évben az északnyugaterdélyi határ-hegységben és környékén tett részletes földtani felvétélről. (Földtani Közöny, XI., 1881, 244—255. oldal.)
4. H o f m a n n, K.: Jelentés az 1882. év nyarán Szatmár megye délkeleti részében foganatosított földtani részletes felvételekről. (Földtani Közöny, XIII., 1883, 22—30. oldal.)
5. H o f m a n n, K.: Földtani jegyzetek a prelukai kristályos palaszigetről és az észak és dél felé csatlakozó harmadkori vidékről. (A m. Földtani Intézet Évi Jelentése 1885-ről, 27—51. oldal.)
6. K o c h, A.: Jelentés a Kolozs és Szolnok-Doboka megye területén az 1885) év nyarán végzett földtani részletes felvétélről. (U. o., 52—68. oldal.)
7. H o f m a n n, K.: Jelentés az 1886. év nyarán Szolnok-Doboka vármegye északnyugati részében végzett földtani részletes felvételekről. (A m. Földtani Intézet Évi Jelentése 1886-ról, 39—47. oldal.)
8. K o c h, A.: Alparét vidéke. (Magyarázatok a Magyarország részletes földtani térképéhez, 1889.)
9. K o c h, A.—H o f m a n n, K.: Alparét vidéke, 17. zóna, XXIX. rovat, 1 : 75.000 földtanilag színezett lap, 1889.
10. H o f m a n n, K.—M a t t y a s o v s z k y, J.: Zilah vidéke, 17. zóna, XXVIII. rovat, 1 : 75.000 földtanilag színezett lap, 1889.
11. K o c h, A.: Az Erdélyrészi Medence harmadkori képződményei. I. Palaeogén csoport. (A m. Földtani Intézet Évkönyve, X., 1894, 161—358. oldal.)
12. K o c h, A.: Az Erdélyrészi Medence harmadkori képződményei. II. Neogén csoport. (1900, 1—332. oldal.)
13. H o f m a n n, K.: Gaura és Galgó vidéke, 16. zóna, XXIX. rovat, 1 : 75.000 földtanilag színezett lap, 1891.
14. S c h m i d t, K.: Geológiai megfigyelések az erdélyrészi barnaszénterület néhány pontjáról. (A kolozsmegyei Almásyölgy barnaszéntelepei.) Földtani Közöny, XLI., 1911, 20—33. oldal.

15. M a t e e s c u, St.: Date noi asupra structurii geologice a depresiunii Zălaului. (Revista Muzeului Geologic-Mineralogic al Universității din Cluj, vol. 2, 1927, 30—60. oldal.)
16. S z á d e c z k y, Gy.: Eltakart hegyek az Erdélyi Medence északnyugati részében. (Földtani Közlöny, LVIII., 1929, 30—35. oldal.)
17. S z á d e c z k y, Gy.: Munții ascunși din Nord-Vestul Transilvaniei. I. Continuarea massivului Gilăus. Dări de Seamă ale Ședințelor Institutului Geologic al României, vol. XIII (1924—1925), 136—142. oldal, Bucuresti, 1930.) (Ședința de 22 Mai 1925.)
18. S z á d e c z k y, Gy.: Munții ascunși ai seriei cristaline mai vechi (seria întâia) din Nord-Vestul Ardealului. (Dări de Seamă ale Ședințelor Institutului Geologic al României, vol. XIV, 35—38. oldal, Bucuresti, 1930.) (Ședința din Ianuarie 1926.)
19. S z á d e c z k y—K a r d o s s, E.: Contribuțiuni la geologia Ardealului de NW. (Dări de Seamă ale Ședințelor Institutului Geologic al României, vol. XIV, 1—20. oldal.) (Ședința din Ianuarie 1926.)
20. S z á d e c z k y—K a r d o s s, E.: Zur tektonischen Kenntnis der Umgebung vom Meszesgebirge (Siebenbürgen). (A m. kir. Bányamérnöki és Erdőmérnöki Főiskola bányászati és kohászati osztályának 1930. évi közleményeiből, 334—352. oldal.)

E. Ferenczi:

Conditions géologiques des environs de Szurdok-Farkasmező (département Szilágy) dans le bassin de Transylvanie.

L'étude diffère de la littérature de Hofman-Koch ou communique des faits nouveaux dans ce qui suit: L'auteur distingue, selon la division suivie dans le bassin de l'Ipoly des membres inférieur et supérieur dans la succession de sédiment de l'Oligocène du bassin de Transylvanie. Il range à l'Oligocène inférieur le calcaire marin de Hója et les couches de caractère régressif de Révkörtvélyes. Les couches transgressantes de Csokmány (= de Méra), les schistes plus approfondis de Nagyilonda et le groupe supérieur régressif de grès-conglomérat sont placés à l'Oligocène supérieur. Le trait d'Oligocène supérieur (constatation de F. Horusitzky) caractéristique de la faune de Csokmány, prouve que dans les limites du cycle de sédimentation stampien, les faunes kattiennes apparaissent suivant les faciès.

Au cours de la parallélisation de la montagne Meszes et de la partie de bassin de Kolozsvár, il indique le démembrement croissant en faciès locales de l'Oligocène supérieur. Il parallélise d'une part le groupe de couches à gisement de houille apparaissant dans la couche supérieure des schistes de Nagyilonda aux couches de Forgáchkút, d'autre part la couche supérieure de grès-conglomérat aux couches de Fellegvár (Kolozsvár)—Nagyzsombor. Les gisements de houille des mines de charbon de Farkasmező et Kiskeresztes correspondent au groupe de couches de Nagyzsombor.

St. Ferenczi: Raporturile geologice ale Bazinului Transilvănean în regiunea Surduc—Lușoia.

In raport cu literatura veche (Koch—Hofmann) studiul aduce următoarele contribuțiuni noi:

Corespunzător orizontării din bazinul râului Ipoly (Ungaria, Slovacia) autorul distinge în seria sedimentelor oligocene ale bazinului transilvă-

nean un etaj inferior și unul superior. Consideră ca fiind oligocene inferioare calcarul de Hoia și stratele cu caracter regresiv dela Curtuius. Oligocenul superior se începe cu stratele transgresive de Ciocmani (= Mera) și se continuă cu șisturile dela Peanda Mare care indică o adâncire a mării, precum și stratele suprioare nisipoase-conglomeratice. Fauna stratelor de Ciocmani, care are un caracter oligocenic superior, dovedește că în cuprinsul ciclului de sedimentare al stampianului superior faunele catiene apar după faciesuri.

Paralelizând paleogenul Mților Meseș cu cel din jurul Clujului, arată că în regiunea studiată oligocenul superior se fragmentează într'un ritm crescând în faciesuri locale. El paralelizează stratele de cărbuni din acoperișul stratelor de Peanda Mare din valea Almașului cu stratele de Ticu, iar acoperișul acestor straturi cu stratele de Cetățuia și Jimbor. Orizonturile de cărbuni dela Lupoia și Cristolțel corespund celor din profilul stratelor de Jimbor.

Др. Ференци Иштван:

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ
СУРДУҚ-ФАРҚАШМЕЗЕ ТРАНСИЛЬВАНСКОГО БАССЕЙНА,
ПРИНАДЛЕЖАЩИХ К КОМИТ. СИЛАДЬ.

Результаты его исследований не согласуются с результатами литературных трудов Гофман—Кох-а и приносят следующие новые данные:

Согласно принятому в бассейне Иполь подразделению, он в серии осаджений олигоцена Трансильванского Бассейна отмечает нижний и верхний ярус. К нижнему олигоцену он относит морской известняк Хойя и регрессивные пласты Рейв—Кертвелеш-а. К верхнему олигоцену он относит трансгрессивные пласты Чокманские (Мейра), которые показывают на дальнейшее углубление моря, Сланцы Надьилонда и группу покрова регрессивного песчанистого конгломерата. Верхне-олигоценная черта, характеризующая чокманскую фауну (утверждение Ф. Хорушитсколо подтверждает) то мнение, что фауны катские вне стампского осадко-образовательного цикла, появляются по фациям.

При сопоставлении горности Месеш и части бассейна района Коложвара, он указывает на постепенное разветвление верхнего олигоцена на местные фации. Пласты угля, залегающие в кровли сланцев Надьилонд-а в Алмашвелди он сопоставляет с пластами форгачкутскими, а кровлю песочного конгломерата — с пластами феллегварскими и надьжомборскими. Пласты угля шахт Фаркашмезе и Кишкерестэш, по его мнению, соответствуют пластам надьжомборским.

A CIBLES KÖRNYÉKÉNEK BÁNYAGEOLÓGIAI VISZONYAI

Irta: Dr. Pantó Gábor

(2 térkép)

Az Intézet Igazgatósága 1942 májusában azzal bízott meg, hogy a Cibles lábánál a kincstári érckutatások támogatására bányageológiai felvételt végezzenek. 1942 május 27-től június 10-ig tartott első kiszállásom. 1942 augusztus 10—14-ig alkalmam volt az addig végzett feltárások bejárására.

Irodalom.

Cibles környékéről az eddigi földtani irodalomban csupán közet-tani adatokat találtam. Volkner után (Andesit von Cibles im Guttiner Gebirge im nördlichen Siebenbürgen. Tschermak Min. Mitt. IV. p. 261.) a magyar irodalomban Koch A. foglalkozik részletesebben a ciblesi kőzetekkel: A Czibles és Oláhlápos vidéke zöldkő-andezitei-nek új petrografiai vizsgálata. Földtani Közöny X. p. 138. 1880. Primics Gy. (A Lápos-hegység trachitos kőzetei. Földtani Közöny XVI. p. 156. 1886.) részletes közettani leíráson kívül az egyes kőzetfajták elterjedésére vonatkozóan is értékes adatokat közöl.

GEOLÓGIAI ÉS KÖZETTANI VISZONYOK

A felvétel során bejárt terület legnagyobb részét kárpáti homokkő durva-homokos, vastagpados rétegei borítják. A homokkőrétegek között akadnak kisebb vastagságú agyagos, többé-kevésbé bitumenes közbetelepülések is, ezek szerepe azonban alárendelt. A homokkő meszes kötőanyagú, helyenként a kötőanyag olyan nagy mennyiségben lép föl, hogy a kőzet teljesen sima kalcit-hasadási lap mentén hasad el. A kárpáti homokkő rétegei általában $320-340^0/40-50^0$ helyzetűek, nem ritkák azonban a helyi átfordulások sem. A dőlésszögben is igen nagy ingadozások mutatkoznak.

Ezt a homokkő-rétegcsoportot törte át a harmadkori vulkáni működés andezitlávája. A Cibles-csoport (Széples), Árcser (Arcerul), Barány (Branul), hatalmas központi tömegét alkotó kőzeteket élesen

el kell határolnunk a környezet homokkővében kisebb-nagyobb távolságra megmerevedett telér vagy tömzsalakú mellékhajtásoktól.

1. A főtömeg andezitje durvaszemű porfirós piroxénandezit, mely amorf alapanyagot alig tartalmaz. A gerincén 3 km hosszúságú és a kárpáti homokkőből 4—500 m-re kiemelkedő hatalmas vulkáni kúp közettömege javarészt elváltozott. A Cibles és Barány csúcsának főtömegét 1 cm-t elérő nagyságú földpátbeágyazásokat tartalmazó kőzet alkotja, amely igen sok helyen zöldkövesedett. A földpát szemek még csaknem épek, de a piroxének teljesen elkloritosodtak. A kőzet alapanyaga teljesen kristályos, feltűnően durvaszemű. A Cibles-csúcsot érte legerősebb hidrotermális hatás. Ennek andezitje világoszürkévé fakult, a hatalmas földpátbeágyazások helyén porló kaclin vagy üreg látható. A kőzet tele van odorokkal, amelyek falain fennőtt kvarckristályok ülnek.

Eltérő típusú kőzet építi fel az Árcser-csúcs tömegét. Hatalmas földpát és piroxénbeágyazásokat tartalmaz ez is, alapanyaga csaknem teljesen átkristályosodott, de lényegesen apróbb kristályos, mint a Cibles és Barány kőzetéé. Elváltozások nyomait ezen a kőzeten nem sikerült megfigyelni, morfológiája is fiatalabb kőzetre utal, későbbi, valószínűleg az utolsó erupció terméke.

2. A központi vulkáni kúpnál lényegesen kisebb tömegben merevedtek meg a környezet andezittömezei és telérei — így azokban a beágyazások sem érik el azt a nagyságot, amellyel a Ciblesen találkozunk, de a kőzet egészében véve távol marad az ott észlelt csaknem teljes kristályosságtól is.

A bejárt területen, a Cibles-csúcs 6 km-es körzetén belül bukantam ezekre az andezittömegekre. Legnagyobb kiterjedésük két km-t ér el, többnyire nyúltak egyik irányban, de legtöbbször nem annyira, hogy telérnek lennének nevezhetők. Lefutásukban uralkodó irányokat vagy bármilyen szabályszerűséget megállapítani nem sikerült. Tömegük néhol a környezetnél ellenállóbb volta miatt morfológiailag is jól elhatárolódik. (Pl. Kólába (Piciorul Pietri)), máskor a környezettel teljesen egybeolvad s határa feltárás hiányában nehezen nyomozható.

Közettanilag ezek a szegélyi andezittömegek, amint azt már Primics is említi, közelebb állanak ércvédekünk, elsősorban a legközelebb eső Erzsébetbánya ércmellékközeteihez. A plagioklász és piroxénbeágyazások a megszokott 0.5—1.5 mm nagyságrendűek és az alapanyag kristályossága sem nagyobb a pilotaxitos szövet típusénál. Ezeken az összefogó jellemvonásokon belül inkább csak az elváltozások tesznek különbséget az egyes andezittömegek kőzetei között. A zöldkövesedés ezek között is igen elterjedt, egyenletesen hintett vagy fészkes pirítimpregnáció is nagyon gyakori.

Igen feltűnőek az andezit-homokkő közethatáron fellépő kontakt-jelenségek, amelyekről már K o c h A. említést tesz. A központi andezit-tömeg rendelkezett elsősorban olyan hőtartalékkal, hogy környezetében széles kontaktudvart hozzon létre, némelykor azonban a szegélyi andezit-tömegek határán is je'entős elváltozást szenvedett a homokkő. A kárpáti homokkősorozatnak különösen agyagosabb fajtái változtak át érdekes összetételű szaruszirtekké, de anyagátadás révén a homokos fajták is sokféle változáson mentek át.

BÁNYAGEOLÓGIAI VISZONYOK

A Cibles környékén — legtöbbször az említett szegélyi andezit-tömegek közelében — számos helyen indítottak magánosok ércutatást a századforduló táján. Ezek közül négy kutatásra vonatkozólag (Szt. Anna, Szt. László, Szt. György és Mária tárók) az Iparügyi Minisztérium 1941 őszén opciós szerződést kötött.

A kutatásokra vonatkozólag V i t á l i s S á n d o r tól, aki azokat 1941 őszén bejárta, helyszíni adatokon kívül egy 1911-ben adott szakvéleményt kaptam kézhez. Ebben Jung D., a rudai 12 apostol bányatársulat akkori felügyelője, így jellemzi a kutatásokat :

Szt. Anna 20 cm vastag telér, 19.5 g/t Au 15.5 g/t Ag nemesfém-tartalom.

Szt. László 10 cm vastag telér, 17.5 g/t Au 10 g/t Ag nemesfém-tartalom.

Szt. György ? vastag telér, 14 g/t Au 79 g/t Ag nemesfém-tartalom.

Dr. Vitális Sándor ugyane tárók hányójáról begyűjtött darabok vegyi elemzését is megadta :

Szt. Anna Au : 1 g/t, Ag : 2 g/t, Pb : —, Zn : —, Fe : —, Cu : —.

Szt. László Au : 1 g/t, Ag : 55 g/t, Pb : 2.92%, Zn : 8.05%, Fe : —, Cu : nyom.

Szt. György Au : 2 g/t, Ag : 103 g/t, Pb : 7.27%, Zn : 2.74%, Fe : 36%, Cu : 0.17%.

A nagybányai Állami Bányagazgatóság irattárában a fenti kutatásokra vonatkozólag még a következő adatokat találtam :

1933 április 20-án a »Szt. István« bányatársulat említett kutatásait vételre ajánlotta fel a román kincstári bányászatnak. A kutatásokról Grigorie N., akkor Erzsébetbányán szolgálatot teljesítő bányamérnök adott véleményyt. Adatai :

Szt. Anna 50 cm vastag telér, Au : —, Ag : 6 g/t, Cu : —, Pb : nyom.

Szt. György 80 cm vastag telér, Au: 1 g/t, Ag: 69 g/t, Cu: 0,2 %, Pb: 4,5 %.

Mária 20 cm vastag telér, Au: —, Ag: 3 g/t, Cu: —, Pb: —.

Felvétel során gyűjtött adataim az alábbiak:

Szent Anna táró.

A Cibles-völgy (Valea Țibleșului) északi Köves patak (Valea Prelucilor) nevű mellékvölgyének keleti oldalában kb. 100 m-rel a Bánya patak (Valea Bailor) kiágazása alatt telepítették a kb. 30 m hosszúságú tárót. A környezet világos, legnagyobb részét zöldkövesedett piroxénandezit, amely a Hársoldal (Fața teiului) keleti és a Gorhó (Grohot) nyugati lejtőjén egy, a Köves patak által átszelt egységes tömeget alkot. A 90° irányú beható vágatot a világos andezitben húzódó igen erősen elváltozott, sötét andezittelére telepítették, mely gyenge érces zsinórt tartalmaz. A táró főtéjében húzódó zsinór gazdagabb piritimpregnációt és piritbekéregzést tartalmaz, csekély kalkopirit- és galenittartalommal, a tárószáj északi oldalán azonban egy 2—3 cm-es galenites kalkopirités ér húzódik.

Kb. 10 m hosszúságú behatóvágat után egy ugyancsak erősen elváltozott, sötét andezithez kötött 190°—70° helyzetű impregnációs és bekéregzéses pirittelért ütöttek meg, melyet mintegy 20 m hosszúságban követtek csapásirányban. A teléren más ércet, mint piritet nem találtam; a telérszerű impregnációs zóna maximális vastagsága 40 cm, átlagos vastagsága mintegy 20 cm, úgyhogy nem látszik a telér művelésre érdemesnek. A külszíni térképezés szerint a kutató tárót az andezit-homokkő közzethatárához közel telepítették, a közzethatáron pedig a környék többi ércelőfordulásának analógiájára lehet erősebb ércesedésre számítani. Így a csapásirányú vágatot a 20 m-en belül várható homokkőig érdemes lenne kihajtani.

Szent László táró.

A Szent László tárót a Bányapatak (Valea Bailor) Gorhó (Grohot) 1256-tól nyugatra eredő déli mellékvölgye betorkolásánál a völgy déli oldalán világos andezitben hajtották. (l. I. ábra). A 135° irányú 10 m-es behatóvágat egészen világos, erősen kaolinosodot, pirittel hintett, pados elválású andezitet tárt fel 1—2 cm-es érces zsinórok mentén. Az andezit jó elválási lapjaival és egy teljesen sík csúszási lappal párhuzamosan 150° 70° irányban helyezkedik el az a 10·20 cm vastagságú telér, amelyet a táróból nyugati és keleti irányban tártak fel. A telér legnagyobb részét meddő, kvarcos, kalcitos kitöltésű, csak mintegy negyedrésze esik a galenit, szfalerit, pirit, alárendelten kalkopirit összetételű ércre. A csapásirányú vágat nyugati végén az elválási irányok 105°-osba fordul-

nak át, valószínűleg itt a telér is megváltoztatja lefutásának irányát. A keleti vájvégén kilyukasztottak a 2 m-rel magasabban levő külszínig.

A külszíni térképezés adatai szerint ez a táró is az andezittömeg szélén van, így esetleg érdemes lenne a beható vágatot a homokkő határáig tovább hajtani.

Szent György táró.

A Szt. György táró az előbbi tárótól mintegy 100 m-rel északkeletre a Bányapatak északi oldalán települt. (l. I. ábra). A külszínen a táró közvetlen környékén csak kárpáti homokkő található. A tárószáj északnyugati oldalán 320° — 30° dőlés mérhető, a homokos, vékonypados rétegeken. A táró felett a rétegek lefutása zavart, a délkeleti oldalon pedig 180° — 75° irányú lap mentén, amely szerint a homokkő rétegei kisebb zökkenést szenvedtek, 10—15 cm vastag pirittelér húzódik.

Az 55° irányú behatóvágat elején, az ácsolaton belül a délkeleti oldalon andezit van, mely a táró főtéjében 300° — 40° irányú lap mentén érintkezik a homokkővel. A tárószájtól kb. 10 m-re a délkeleti oldal kis betörésénél 40° — 60° lap mentén a táró egész szelvényébe andezit jön be. Ebben halad a táró kb. 5 m-t, majd teljesen homokkőbe jut és átáll a 285° — 60° helyzetű homokkőrétegek csapásirányára. A behatóvágat egyenetlen, 15 cm-ig kivastagodó piritos, néhol szfalerites, kalkopiritos zsinór mentén haladt, mely azonban nem azonos a tárószáj feletti kibúvásban ismerttel.

A csapásirányú táró délnyugati oldalában a hajláson túl még mintegy 5 m-en megvan az andezit, majd a homokkő felé egyenetlen hullámos felülettel elvégeződik. A homokkő változó szemnagyságú rétegei változnak, dőlésük és a padosság vastagsága is igen változó.

Közvetlenül a táró elhajlásánál a délnyugati oldal andezitjéből jön fel egy 140° — 60° helyzetű 25—30 cm vastagságú tömött, piritet, kalkopiritet, szfaleritet és galenitet tartalmazó telér. Átvág a homokkőbe, irányát nagyjából megtartja, kiszélesedik 60—80 cm-re, de meddőzárványok jelennek meg benne.

A csapásirányú táró a 135° — 70° — 80° dőlésű telér 30 m-es szakaszát tárta fel. A telér fedőjét végig csaknem álló, hullámos felületű, határozott vetőlap alkotja. A mellékközet a feltárt szakaszon mindkét oldalban kárpáti homokkő; annak homokosabb és agyagosabb fajtái váltakoznak benne. Eres ércimpregnációt, főként piritet, gyakran tartalmaz.

A telér mindkét oldalán hullámos felülettel határolódik el a mellékközettől, vastagsága a főte és talp között rohamosan nő. A főtén 20—40 cm az átlagos vastagság, a talpig azonban egyenletesen 80—100 cm átlagos vastagságig szélesedik ki a telér. Gyakoriak benne a limonitos málladékkal kitöltött odorok — inkább a főtén, de a talpon is.

A telér uralkodó érce a durvakristályos pirit, amely kisebb üregek falát fennőtt kristályokban vonja be. Utána legjelentősebb a galenit, mely foltokban szalagokban dúsul a telér egyes részein. Valószínűleg a felszín közelségével és erős oxidációval áll összefüggésben az, hogy a galenit sok helyen szétporló. A szurokfekete, magas vastartalmú szfalerit ugyancsak szabálytalanul alkot fészkeket a telérben. Durvakristályos, mennyisége a galenité alatt marad. Kalkopirit szabadszemmel csak egyes helyeken ismerhető fel.

Az ércen mikroszkópi vizsgálattal a következőket állapíthattam meg: *pirit* főrészt idiomorf, feltűnő anizotrópiájú. Ebből jelentős $As \cdots Sb \cdots$ tartalomra lehet következtetni. Az alárendelten megjelenő *arsenopirit* is alátámasztja ezt.

Szfalerit xenomorf foltok, igen sötét belső reflex-szel. Legtöbb apró cseppek alakjában *kalkopirit* kiválásokat tartalmaz. A cseppek sorosan helyezkednek el, néhol nagyobb foltokká olvadnak össze. Önállóan ritkán jelenik meg, körvonalai arra mutatnak, hogy a szfaleritet rezorbeálta.

Meddő telérásványok a kalcit és a kvarc, utóbbi hatalmas, fennőtt kristályokban is megjelenik.

Abból, hogy a telér egy határozott vetőlappal párhuzamosan húzódik, a telér hosszabb csapásirányú kiterjedésére lehet számítani. A telérnek a mélység felé vastagodása is biztató jel a mélyebb szintek kutatásához, bár ennyire hirtelen vastagodásnál lencsésedésre vagy szétágazásra is gondolhatunk.

K á l m á n t á r ó.

A felszínen térképezett kárpáti homokkő lejtőtörmelék alatt a táró ép, szürke andezitbe jutott, amely $150^{\circ} 55^{\circ}$ irányban vastagon pados. A kőzet elválási lapok mentén $1 - \frac{1}{2}$ cm-es kalcitos, gyengén érces bevonatok jelentek meg. A táró ottlétemkor a talpon mért 11 m hosszúságig volt kihajtva.

M á r i a t á r ó.

Ezt a tárót a Folyócska (Izvorul Râu, az 1:25.000-es térképen Valea Țibleșului-nak jelölve) a Gargány (Vrf. Garganilor) \odot 1543-tól délnyugatra eredő villás oldalvölgyének betorkolása alatt 100 m-rel a völgy délkeleti oldalán telepítették. A táró környezetében a felszínen csak kárpáti homokkő, még pedig annak finom homokos, magas mésztartalmú fajtája található. A kárpáti homokkő rétegeinek dőlésirányában itt egymás mellett, kb. 15 m távolságra három tárót hajtottak. Ottlétemkor ezek közül a középső volt bejárható, a hányóterek alapján ítélve ez lehetett a legmélyebbre kihajtva.

Kb. 10 m-es behatóvágatból kb. 30 m-es csapásirányú vágattal egy 1—5 cm-es pirites eret nyomoztak. A $330^{\circ} 55^{\circ}$ rétegdőlésű, erősen meszes kárpáti homokkőben a réteglappal párhuzamosan most már csak limonitos szivárgás figyelhető meg, a szivárgó víz a piritet teljesen elbontotta.

A hányón a meszes kárpáti homokkő-mellékközetén kívül a réteglapok mentén pirittel csíkosan impregnált darabokat találtam. Akadt kvarcos telérkitöltés-szerű darab is, amelyben piriten kívül arzenopirit, kalkopirit és szfalerit kristályok ültek.

A kutatás semmi gyakorlati eredményt nem ígér.

Hogy az egész Cibles-környék bányageológiai elbírálásához adatokat gyűjtsék, felkerestem más érckutatásokat is.

Alsó és felső Imre táró.

Az előzőkkel kb. egyidős kutatás, Jung és Grigorie is említi:

Alsó Imre táró Au : 0.5 g/t, Ag : 29.5 g/t, Cu : — Pb : — (Jung)

Alsó Imre táró Au : — Ag : 19 gt, Cu : — Pb : — (Grigorie)

Felső Imre táró Au : nyom Ag : nyom Cu : — Pb : — (Jung)

Felső Imre táró Au : 2.0 g/t, Ag : 73 g/t, Cu : — Pb : — (Grigorie)

Alsó Imre táró.

Az Alsó Imre táró a Bölényes patak (Valea Zimbrului, Cibles völgy mellékvölgye) délkeleti eredő-ágának keleti mellékvölgye betorkolásánál fekszik. $90^{\circ} 55^{\circ}$ réteggállású homokkőben a réteglapok mentén húzódó piritimpregnáció csapásán hajtották a kb. 15 m-es tárót. Az impregnált zóna néhol teljesen elvékonyodik, máshol $\frac{1}{2}$ m-esre is kivastagszik. Harántrepedések mentén az ércesedés azokba is kiterjed. Sok helyen tartalmaz odorokat, ezek falán fennőtt pirit és kalkopiritkristályokcn kívül kalcit és barit jelenik meg. Az ércesedés csak távoli, gyenge kifutásnak (Ausläufer) látszik.

Felső Imre táró.

A Bölényes patak középső eredőágának első keleti oldalága elején hajtottak egy kb. 15 m-es behatóvágatot meddő kárpáti homokkőben, majd ebből észak felé kiágazva egy kb. 30 m hosszúságú vágatot, amelylyel egy $100^{\circ} 70^{\circ}$ -os helyzetű 10—30 cm vastagságú kvarcos arzenopirites telért nyomoztak, mely hasonló helyzetű homokkőrétegek között helyezkedik el.

Mikroszkóp alatt az ércen következőket lehetett megfigyelni: *Arzenopirit* főként idiomorf, nyúlt kristályokban jelenik meg, amelyek

néhol rózsákat alkotnak. Anizotrópájuk igen élénk. *Szفالerit* xenomorf foltokban elég gyakori, belső reflexei feltűnően világosak. Legtöbbször kiválások jelennek meg: helyenként *tetraedrit*, amelynek nagyobbak, karélyos körvonalúak a foltjai, gyakoribbak máshol a *kalkopirit* sorokba rendeződő apró cseppcsekéi. A kalkopirit önálló szemeket elvértve alkot, ritkaság a *galenit* megjelenése is. *Kermesit* néhol alkot észrevehető foltokat. Ezeknek csak a közepét töltik ki nagyobb szemek, amelyeket a szegélyen rostok halmaza vesz körül. A tük a kvarcos alapanyagba is belenyúlnak. Erős, olajban különösen szembetűnő bireflexió: kékes-szürke, zöldesszürke, világosabb, rózsaszínes krém. Anizotrópia élénk, ibolyáskék, barnás, szürkés színek. Belső reflexek gyakoriak, néhol az egész felületnek vöröses fényt adnak.

A bányát az 1900-as évek elején művelték, egy nyáron át ráfizetéssel zúzó is dolgozott az ércen a Cibles-völgyben. Az előfordulást azért tartottam megemléltendőnek, mert feltűnő, hogy kárpáti homokkőben, a legközelebbi andezitkibúvástól több mint 15 km távolságra, 1000 m magasságban élesen elkülönülő, aránylag magas hőmérsékleten képződött érc telére fut. Indokolt a telér mélységbeli folytatását és az andezithez közelebb, esetleges vastagodását feltételezni.

A Cibles-Sóskás bérc (Vrf. Stegior) gerinc ÉK oldalán végzett kutatások.

Régebbi kutatások ezek is, melyekkel egy román érdekeltség 1939-ben újra foglalkozott.

A Vénhegy (Vrf. Prelucilor, Vrf. Tomnaticului) ϕ 1464 csúcsától 30° irányban 800 m-re a Kelemen-patak (Valea Călimănuului) D-i eredőágainak egyesülésénél négy kutató tárót találtam. A tárók a 11^b irányú patak oldalában voltak hajtva, valamennyi beomlott már.

A legelső táró hányóján annak a vastagpados, durvaszemű andezitnek darabjait találtam, amelyet a tárószáj felett szálban is meg lehet találni. Erős átalakulást szenvedett kőzet ez, amelyben sűrűn található a pirites, galenites, de leggyakrabban kalcitos apró hólyagkitöltések. A kőzet elválási lapjain pirit és galenit fennőtt kristályjaiból 1—2 cm-es bevonatokat is találtam.

Az előbbi tárótól 60 m-re a völgyben felfelé találtam a következő tárót. Ennek hányóján a hólyagos andezit darabjain kívül kvarcos (vagdalt kvarcos) telérkitöltés darabjait is találtam, bennük porló markazit- és apró galenitfészkekkel.

20 m-rel feljebb a völgy két oldalán egymással szemben két kutatótáró volt, amelyek hányóit a patak már csaknem teljesen elmosta, előttük érces darabot nem találtam.

A telérnek, melyet a két legfelső táró közvetlenül a kibúváson elindulva csapásirányban nyomozott, a szomszédos, 7ⁿ irányú patakban is nyoma van. Kisebb kutatótáró és néhány érces darab jelzi, hogy az előfordulást onnan is megtámadták.

A hidrotermális hatásra átalakult és nemcsak pirittel, hanem galenittel is impregnált mellékközet biztató jel az ércesedés megítélésénél. A kibúváások alapján ismert kb. 150 m-es csapásirányú kiterjedés komolyabb méretű ércesedést jelöl. A hányón talált darabok a telér ércgazdagságának megítélésére nem elegendők. Ha a György telér mélység felé gazdagabbnak bizonyul, a hasonlóság alapján ennek az előfordulásnak az alávéjárása is érdemesnek látszik.

A Kelemen patak keleti, a Szetnice (Vrf. Sitniței) ϕ 1357 és Kelemen lába (Piciorul Călimănuului) ϕ 1263 alól villásan eredő mellékvölgyében kb. 950 m magasságban is végeztek kutatásokat. A völgy alsó részéből idáig felhúzódó világos andezit és a sötétszürke, 340° 35° rétegzésű homokkő határán telepítették ezt a beomlott tárót. A hányón rendkívül gazdagon, fészkesen pirittel impregnált andeziten kívül teléres ércesedés darabjait is megtaláltam. Markazit és pirit mellett szfalerit és galenit van ezeken a darabokon.

Mikroszkópi megfigyelések : Eredeti érc *pirrhotin* volt, amelyet eredeti anyagában megtalálni nem tudtam, jelenvoltát azonban az érc szerkezete igazolja. Kénfelvétellel a pirrhotin legnagyobb részéből, a lemezes szerkezet megőrzése mellett markazit lett. Néhol az átépítődés közbülső fázisa, a szerkezetnélküli vasdiszulfid tömeg is megtalálható. Idiomorf piritkristályok mindkét előző fázisban gyakoriak. Hogy ezek átalakulás termékei-e, vagy primér kiválások, eldönteni nem sikerült. Ezeknek a piritszemeknek is élénk anizotrópiája van. Az elszórtan megjelenő *arsenopirit*kristályok tanuskodnak a rendszer As_2S_3 -tartalmáról. A másik fontos érc a *galenit*, melyben a hasadások és kirepedezések irányai a környező markazitlemezek irányával megegyeznek s így valószínűsítik a galenit pirrhotinból való átépítődését.

Az érc az előbb tárgyaltakénál magasabb hőmérsékleten keletkezett ércesedésre utal. A hányótér alapján ez a kutatás semmivel sem reménytelenebb a többinél.

D. J u n g erről a részről 2 m vastag telért és 3 g/t Au, 45 g/t Ag nemesfémtartalmat említ.

Az ércelőfordulások értékelése.

Általában az egész terület ércesedéseinek elbírálásánál figyelembe kell venni, hogy a Cibles környékén az effuzív kőzetek kihülése és az azt követő hidrotermális működés a területnek kárpáti homokkővel való letakartsága miatt az ércterületeinken megszokottól eltérő módon ment

végbe. Nem tudjuk ma pontosan megbecsülni annak a homokkötakarónak a vastagságát, amely alatt a kihülés végbemehetett. A szegélyi andezittömegek valószínűleg teljesen lefedetten hültek ki, csak az erózió hozhatta őket részben napvilágra. A központi vulkáni kúp annyival az akkori térszín fölé emelkedett, hogy nagyrészt felszínre kellett jutnia, bár mint az ma is megtalálható maradványaiból következtethető, takarójának jelentős darabjait magával emelte.

A vastag takaróréteg a'att kihülő effuzív-tömeg környezetében a geozotermák sokkal távolabb futottak egymástól, mint felszínig érő erupció esetén, így a hidrotermális fázisban az érc kiváláshoz alkalmas hőmérsékletet a felszíntől számított nagyobb mélységben érték el a felszálló termák és az ércesedés mélységi zónái is egymástól széjjelebb húzódhattak, mint sűrűn futó geozotermák mellett.

A Cibles környékén erős hidrotermális működés zajlott le. Ezt egyrészt az andezit hatalmas tömegeinek előrehaladott zöldkövesedése és kaolinosodása, másrészt a kárpáti homokkőnek az andezittől távoleső részeibe is eljutott erős kalcitos és érces impregnációk bizonyítják. Az andezit közettömegének megbecsüléséhez szemléltető adatok láthatók a felszínen, a hatalmas közettömeg magmájából nagy mennyiségű könnyen illanó alkatrész távozhatott el. A mélyebben fekvő, nagyobb méretű ércesedést biztosra venni nem lehet, az előbbi adatok csupán annak lehetőségére világítanak rá.

A Cibles andeziterupcióinak idősorrendjére vonatkozólag eddig igen kevés adat áll rendelkezésünkre. A Cibles és a Barány közete valószínűleg a legidősebb. A szegélyi andezittömegek ennél mindenestre, de lehetséges, hogy az Árcser andezitjénél is fiatalabbak. Mint utóbbi effuziók, ezek tartották fenn az egész magmatömeg könnyen illanó alkatrészei számára az utat. Az eddigi adatok szerint a komolyabb ércesedések a szegélyi andezittömegek és a kárpáti homokkő határán léptek fel. A központi andezittömegekben és szegélyén lévő impregnációkat leszámítva, jelentősebb ércesedés tudomásom szerint nem ismeretes.

Általánosságban tehát az érc kutatások további irányításánál a mélyebb szintek és andezit-homokkő közethatárok felkutatását lehet irányelveként alkalmazni. Egyelőre csak mintegy 15—20 méteres szintközzel kellene az alávájásokat megtelepíteni, hogy lehetőleg nem túl hosszú behatóvágattal tudomást szerezzünk a telérek állandóságáról, vagy esetleges javulásáról a mélység felé. Ha ezek a kisebb mélységi alávájások reménnyel biztatnak, lehet nagyobb méretű feltárásokat tervbe venni, mint pl. a Mária táró továbbhajtásával a Gargány-Iharos (Paltiniş) gerinc belsejében feltételezhető andezit határának és az Imre tárói ércesedés gyökerének megharántolása.

A végzendő bányafeltárásokra vonatkozóan pontosabb javaslatot nem tehetek, mert az erősen benőtt terep a külszíni munkában igen

hátráltatott. A telérek közül egyiket sem sikerült kibúvásban nyomon követnem. Az ércesedések kiterjedésére vonatkozóan magam is csak a bányafeltárásokban szerezhettem adatokat és azokat csak a közethatároknak megközelítő pontosságú megállapításával egészíthettem ki.

Részletekbe menően az egyes teléreket csak jó átlagpróbák alapján lehet majd elbírálni. A régebbi elemzésekben oly nagyok az ellentmondások, hogy azok megbízható átlagértékeknek nem tekinthetők. Legújában a nagybányai bányagazgatóság központi vegyelemző hivatala az alábbi két nemesfém meghatározást bocsátotta rendelkezésemre: (752/1942. sz. kémlejegyzék)

Szt László táró pirites telérdarab Au 2 g/t, Ag 48 g/t.

Szt Anna táró, pirittel hintett sötét andezit Au 0·5 g/t Ag 7 g/t.

Ezekből arra vonatkozóan nyertem támpontot, hogy a mellékközet impregnációinak a piritje a telérékével valószínűleg azonos érc-képződés terméke és az is nemesfém-tartalmú, tehát a műrevalóság mértékét gazdagabb impregnációk is megüthetik.

MONTANGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DER UMGEBUNG VON CIBLES.

Von G. Pantó

(Zwei Kartenskizzen)

Im Auftrage der Direktion des Geologischen Instituts untersuchte ich im Mai, Juni und August 1942 zur Unterstützung von staatlichen Erzschürfungen, die Erzvorkommen am Fusse des Cibles.

Literatur.

Über die Umgebung des Cibles konnte ich in der geologischen Literatur nur petrographische Angaben finden. Nach den alten Daten Volkner's (Andesit von Cibles im Guttiner Gebirge im nördlichen Siebenbürgen. Tschermaks Min. Mitt. IV. p. 261) beschäftigt sich A. Koch eingehender mit den Gesteinen des Cibles. (A Cibles és Oláh-lápos vidéke zöldkő-andezitjének új petrográfiai vizsgálata Földtani Közlöny X. p. 138, 1880) Bei G. Primics (A Lápos hegység trachitos kőzetei. Földtani Közlöny XVI. p. 156. 1886) finden wir ausser eingehender petrographischer Beschreibung auch über die Verbreitung der einzelnen Gesteinsarten wertvolle Angaben.

GEOLOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE.

Das begangene Gebiet wird überwiegend von groben dickbankigen Lagen des Karpatensandsteins bedeckt. Unter den Sandsteinschichten befinden sich auch dünnere, tonige mehr oder weniger bituminöse Einlagerungen, deren Rolle jedoch sehr untergeordnet ist. Das Bindemittel des Sandsteins ist kalkig, stellenweise tritt dieser Bestandteil in solcher Menge auf, dass das Gestein längs einer glatten Kalzitpaltfläche zerbricht. Die Lagen des Sandsteins besitzen ein Streichen von $320-340^{\circ}$ bei einem Einfallen von $40-50^{\circ}$. Nicht selten findet man auch lokale Umbiegung der Lagen. Im Fallwinkel findet man grosse Schwankungen.

Diese Sandsteingruppe wurde durch den tertiären Vulkanismus durchbrochen. Wir müssen die zentrale, gewaltige Andesitmasse der

Ciblesgruppe: Cibles (Tibles) Árcser (Arцерul), Barány (Branul) scharf von den in der umgebenden Sandsteingruppe auftretenden, von der Hauptmasse in kleinerer oder grösserer Entfernung liegenden Eruptivgängen, oder Stöcken unterscheiden.

1. Die Hauptmasse besteht aus grobkörnigen porphyrischen Pyroxenandesit, welcher fast keine amorphe Grundmasse aufweist. Die auf dem Grat 3 km lange, aus dem Karpatensandstein 4—500 meter hoch aufragende, gewaltige vulkanische Kuppe besteht aus hauptsächlich verändertem Gestein. Die Hauptmasse der Gipfel Cibles und Barány bestehen aus einem, bis 1 cm grosse Feldspatkristalle enthaltenden Gestein, das an vielen Stellen verändert ist. Die Feldspatkörner sind zumeist unverändert, doch die Pyroxene sind vollkommen chloritisiert. Die Grundmasse des Gesteins ist vollkommen kristallin, auffallend grobkörnig. Die stärkste hydrothermale Wirkung wurde auf dem Cibles ausgeübt. Der Andesit der Kuppe ist lichtgrau ausgebleicht, an die Stelle der grossen Feldspateinsprenglinge tritt zerfallener Kaolin oder ein Hohlraum. Das Gestein ist voll mit Löchern und Hohlräumen mit an den Wänden aufgewachsenen Quarzkristallen.

Einen abweichenden Gesteinstyp finden wir in der Masse des Árcser. Diese enthält auch grosse Feldspat und Pyroxeneinsprenglinge, die Grundmasse ist auch vollkommen kristallisiert, doch ist sie entschieden feinkristallin, also nicht so grob, wie die des Cibles und Barány. Veränderungen konnten in diesem Gestein nicht beobachtet werden, seine Morphologie weist auf einen jüngeren Ursprung hin; es dürfte ein Produkt einer jüngeren Eruption sein.

2. In viel kleineren Massen, als die Hauptmasse der Zentraleruption erstarrten die Andesite der Gänge und Stöcke, so konnten auch die Einsprenglinge nicht die Grösse erreichen, wie dies am Cibles der Fall ist. Das Gestein bleibt auch hinter der fast vollkommenen Holokristallinität der Hauptmasse.

Auf dem begangenen Gebiet fand ich innerhalb des 6 km Umfanges des Cibles diese randlichen Andesitmassen. Ihre grösste Ausbreitung beträgt 2 km, meist sind sie in einer Richtung gestreckt, doch meist nicht soweit dass sie als Gänge anzusprechen wären. In ihrem Verlauf konnte ich weder konstante Richtungen, noch irgend eine Regelmässigkeit entdecken. Ihre Masse ragt, infolge ihres grösseren Widerstandes gegen die Erosion, öfters morphologisch gut aus den umgebenden Gesteinen heraus (z. B. Kőlába [Picorul Pietri]). An anderen Stellen ist sie morphologisch gar nicht ausgeprägt und infolge Mangel an Aufschlüssen schwer verfolgbar.

Petrographisch stehen diese randliche Andesitmassen, wie dies schon Primics feststellt, unseren erzführenden Andesiten besonders der in der Nähe befindlichen Erzsébetbánya am nächsten. Die Plagio-

klas- und Pyroxeneinbettungen haben die gewöhnliche Grösse von 0.5-1.5 mm, und die Kristallinität der Grundmasse ist nicht grösser als die der pylotaxitischen Textur. Innerhalb dieser zusammenfassenden Eigenschaften bedeuten nur die Veränderungen gewisse Unterschiede unter den verschiedenen Andesite. Die Chloritisierung ist auch hier sehr verbreitet, die gleichmässige Pyriteinsprenglingen sowie das Auftreten von nestartigen Pyritimpregnationen ist auch hier sehr häufig.

Sehr auffallend sind die an der Andesit-Sandsteingrenze auftretenden Kontakterscheinungen, welche bereits A. Koch erwähnt. In erster Linie verfügte die Andesithauptmasse mit so viel Wärmereserven, um einen breiten Kontakthof auszubilden. Stellenweise kann jedoch auch bei den Gangmassen eine bemerkenswerte Kontaktwirkung an den benachbarten Sandsteinen beobachtet werden. Besonders die tonigeren Lagen des Karpatensandsteins sind in Hornfelse interessanter Zusammensetzung umgewandelt, aber auch die Sandsteine weisen verschiedene Veränderungen auf.

MONTANGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE.

In der Umgebung des Cibles, — meist in der Nähe der erwähnten Randausläufer der Andesite — wurden durch Privatfirmen Erzschürfungen ausgeführt. Auf einige dieser erwarb das Ministerium für Gewerbe im Herbst 1941 Optionsrechte. Dies sind: die *Szt. Anna*, *Szt. László*, *Szt. György* und *Maria Stollen*.

Bezüglich der Schürfungen erhielt ich von S. Vitális, der im Herbst 1941 die Fundstellen untersuchte, mündliche und in einem Fachurteil, welches im Jahre 1911 von Oberinspektor der rudaer 12 Apostelgrube Jung D. abgegeben wurde, schriftliche Daten. Jung charakterisiert die Schürfungen folgenderweise:

Szt. Anna: 20 cm mächtiger Gang, 19.5 g/t Au und 15.5 g/t, Ag, Edelmetallgehalt.

Szt. László: 10 cm mächtiger Gang, 17.5 g/t Au und 10 g/t Ag, Edelmetallgehalt.

Szt. György: Gangmächtigkeit nicht angegeben, 14 g/t Au und 79 g/t Ag, Edelmetallgehalt.

S. Vitális gab die Metallgehalt der Erzstücke an, welche auf der Halde gesammelt werden konnten, wie folgt:

Szt. Anna Au 1 g/t, Ag 2 g/t, Pb —, Zn —, Fe —, Cu —,

Szt. László: Au 1 g/t, Ag 55 g/t, Pb 2.92%, Zn 8.05%, Fe —, Cu: Spuren.

Szt. György: Au 2 g/t, Ag 103 g/t, Pb 7.27%, Zn 2.74%, Fe 36%, Cu 0.17%.

Im Archiv der Bergwerksdirektion in Nagybánya fand ich über die Schürfungen noch folgende Angaben :

Am 20 April 1933 bot die Grubengesellschaft »Szt. István« an das Rumänische Aerar ihre Schürfungen zum Kauf an. Über die Forschungen gab N. Grigorie der damals in Erzsébetbánya angestellte Bergwerksingenieur ein Fachurteil. Seine analytischen Daten :

Szt. Anna : 50 cm mächtiger Gang, Au — Ag 6 g/t, Cu —, Pb. Spuren.

Szt. György : 80 cm mächtiger Gang. Au 1 g/t, Ag 69 g/t, Cu 0·2%, Pb 4·5%.

Mária: 20 cm mächtiger Gang, Au —, Ag 3 g/t, Cu —, Pb —.

Meine, auf Grund eigener Beobachtungen gesammelten Daten sind folgende :

Szt. Anna Stollen.

An der Ostseite des in das Cibles Tal (Valea Țibleșului) mündenden Kövespatak (Valea Prelucilor) genannte nördliche Seitental, 100 meter unter der Abzweigung des Bánya-Baches (Valea Bailor) wurde ein cca 30 m langer Stollen angelegt. Die Umgebung besteht aus hellen, meist chloritisierten Pyroxenandesit, welcher an der Ostseite der Hársoldal (Fața teului) und an der Westseite des Gorhó (Grohot) ein, durch den Köves Bach durchgeschnittenes einheitliches Massiv bildet. Der in Richtung 90° vorgetriebene Stollen ist auf einen im lichten Andesit auftretenden dunklen Andesitgang gerichtet, welcher eine dünne Erzschnur enthält. Die Erzschnur weist reichere Pyritimpagnation, mit geringem Chalkopyrit- und Galenitgehalt auf. An der Nordseite des Stolleneinganges läuft eine 2—3 cm mächtige chalkopyritische Ader.

Nach einem 10 Meter langen Querstollen wurde ein stark veränderter, an dunklen Andesit gebundener, 190°/70° stehender, pyritischer Imprägnations- und Inkiustationsgang angefahren und in Streichrichtung in einer Länge von 20 meter verfolgt. In dem Gang konnte ich ausser Pyrit kein anderes Erz finden, die Erzimprägnationszone hat eine maximale Breite von 40 cm die Durchschnittsdicke ist 20 cm, sodass der Abbau des Ganges nicht lohnend sein dürfte. Nach der Oberflächenkartierung ist der Schurfstollen nahe an die Grenze des Andesit-Sandsteinkontaktes angesetzt. Auf die Analogien der anderen Erzvorkommen stützend, kann an der Kontaktgrenze mit grösseren Verzungen gerechnet werden, so sollte der in Streichrichtung angelegte Stollen noch bis zu dem innerhalb 20 meter zu erwartenden Sandstein vorgetrieben werden.

Szt. László Stollen.

Der Szt. László Stollen befindet sich bei der Einmündung des südlichen Seitentales, westlich des Punktes \odot 1256 (Gorhó, Grohot) im Bánya-Bach (Valea Bailor), an der Südseite des Tales, in hellem Andesit (siehe 1. Abb.) Der in Richtung 135° 10 meter weit vorgetriebene Stollen, schliesst hellen, stark kaolinisierten, mit Pyrit gesprenkelten bankigen Andesit auf, in dem 1—2 cm mächtige Erzschnüre auftreten. Mit den Bankungsflächen des Andesites und einer Rutschfläche parallel läuft in Richtung $150^{\circ}/70^{\circ}$ ein 10—20 cm mächtiger Gang, welcher in östlicher und westlicher Richtung durch Querstollen aufgeschlossen wurde. Der Gang ist zumeist taub, ist mit quarziger und kalzitischer Gangart ausgefüllt und nur 25% dessen besteht aus Galenit, Sphalerit und Pyrit mit untergeordnetem Chalkopyrit. Am Westende des Ganges drehen sich die Absonderungsflächen gegen 105° so dürfte auch der Gang hier seinen Verlauf ändern. Der östliche Stollenteil ist bis zum Tage ausgetrieben.

Nach den Daten der Oberflächenkartierung, liegt auch dieser Stollen am Rande der Andesitmasse, und daher wäre ein Vortreiben des Stollens bis zum Sandstein ratsam.

Szt. György Stollen.

Der Szt. György stollen liegt vom letzteren cca 100 meter nordöstlich am Nordufer des Bányabaches (siehe 1. Abb.). Auf der Oberfläche in der Umgebung des Stollens kann nur Karpatensandstein angetroffen werden. An der Nordwestseite des Stolleneinganges kann $320^{\circ}/30^{\circ}$ Einfallen gemessen werden. Hier stehen dünnbankige Sandsteine an. Der Verlauf der Lagen über dem Stollen ist gestört, an der Südostseite weist der Sandstein eine Lagerung von $180^{\circ}/75^{\circ}$ auf. Hier zieht sich ein 10—15 cm mächtiger Pyrit-Gang durch das Gestein.

Am Beginn des 55° laufenden Stollens befindet sich an der Südostseite Andesit, welcher weiter längs einer $300^{\circ}/40^{\circ}$ gelagerten Fläche gegen das Sandstein abgränzt. 10 meter vom Stolleneingang, an dem kleinen südwestlichen Einbruch steht längs einer $40^{\circ}/60^{\circ}$ messenden Fläche Andesit an. In diesem läuft der Stollen 5 meter, um dann fast ganz in Sandstein zu gelangen. Hierauf wendet er sich in die Streichrichtung des $285^{\circ}/60^{\circ}$ liegenden Sandstein. Der Stollen folgt hier eine unregelmässige, 15 cm betragende, pyritische, stellenweise sphaleritische und chalkopyritische Schnur, welche jedoch nicht mit dem Gang an dem Stolleneingang identisch ist.

Auf der Südwestseite des nach der Biegung in der Streichrichtung vorgetriebenen Schlages findet sich bei cca 5 meter wieder Andesit, um

gegen den Sandstein in unregelmässiger welliger Oberfläche zu enden. Der Sandstein ist hier in Korngrösse, Streichrichtung und Bankung wechselnd.

Unmittelbar bei der Stollenbiegung tritt aus dem Andesit ein $140^{\circ}/60^{\circ}$ laufender 25—30 cm mächtiger dichter, Pyrit, Chalkopyrit, Sphalerit und Galenit enthaltender Gang hervor. Er tritt in den Sandstein über, behält im grossen ganzen seine Richtung und verbreitert sich auf 60—80 cm, allerdings mit tauben Einschlüssen.

Der Stollen schliesst den $135^{\circ}/70^{\circ}$ — 80° laufenden Gang auf einer Strecke von 30 meter auf. Das Hangende des Ganges grenzt sich durch eine wellige, gut entwickelte Bruchfläche ab. Das Nebengestein ist an beiden Seilbändern Karpatensandstein. Er enthält sandige und tonige Lagen und weist öfters pyritische Imprägnationen auf.

Beide Seilbänder haben wellige Oberfläche. Die Mächtigkeit des Ganges wächst zwischen First und Sohle rapid. Am First ist die Mächtigkeit ungefähr 20—40 cm, an der Sohle verdickt er sich bis 80—100 cm. Die mit limonitischen Verwitterungsprodukt ausgefüllte Nester sind häufig.

Das Haupterz ist grobkristalliner Pyrit, welcher kleinere Spaltenwände inkrustiert. Nach ihm folgt der Galenit, welcher sich an einzelnen Gangteilen in Flecken und Bändern anreichert. Es ist wahrscheinlich der Nähe der Oberfläche und der starken Oxydation zuzuschreiben, dass der Galenit an vielen Stellen leicht zermürbt. Der pechschwarze Sphalerit von hohem Eisengehalt bildet gleichfalls unregelmässige Nester im Gange. Er ist grobkristallin, seine Menge bleibt jedoch unter dem Galenit. Chalkopyrit ist mit freiem Auge nur an wenigen Stellen zu erkennen.

Am Erz konnte ich unter dem Mikroskop folgendes beobachten: *Pyrit*, hauptsächlich idiomorph, mit auffallender Anisotropie. Aus diesem kann man auf einen bedeutenden As $\cdot\cdot\cdot$ und Sb $\cdot\cdot\cdot$ Gehalt schliessen. Das untergeordnet auftretendes Arsenopyrit beweist dasselbe.

Sphalerit erscheint in xenomorphen Flecken, mit starken Innenreflexen. Meist in Form von kleinen Tropfen, enthält er Chalkopyritausscheidungen. Die Tropfen ordnen sich dicht aneinander, und vereinigen sich an einigen Stellen zu grösseren Flecken. Die letzteren treten nie selbständig auf, ihre Form beweist, dass Sphalerit von ihm resorbiert wurde.

Gangart ist Quarz und Kalzit, der letztere tritt in grösseren aufgewachsenen Kristallen auf. Aus dem Umstand, dass der Gang mit einer bedeutenden Verwerfungsfläche parallel läuft, kann man auf eine längere Ausstreckung des Ganges schliessen. Auch die Verdickung des Ganges gegen die Tiefe ist ein gutes Zeichen für weitere Schürfungen, obzwar auch auf eine Verzweigung oder eine Linsenform nicht ausgeschlossen werden kann.

Kálmán Stollen.

Unter dem, auf der Oberfläche kartierten Karpatensandstein-gehängeschutt kommt der Stollen in unveränderten grauen Andesit, welcher in Richtung $150^{\circ}/55^{\circ}$ eine dicke Bankung aufweiset. Das Gestein ist längst Absonderungsflächen $1\text{--}\frac{1}{2}$ cm dünn kalzitisch vererzt. Der Stollen war zu meiner Anwesenheit an der Sohle gemessen 11 Meter vorgetrieben.

Maria Stollen.

Dieser Stollen befindet sich 100 m unterhalb der Einmündung des gabeligen Nebentales des Folyócska, (Izvorul Râu) auf der Karte 1 : 25.000 mit Valea Țibleșului angegeben, welches vom 1545 hohen Gargány (Vrf Garganilor) südwestlich hinabzieht, am südöstlichen Talhang. In der Umgebung des Stollens ist nur Karpatensandstein, zwar seine mergelige, feinsandige Varietät zu finden. In den Sandstein wurden hier die Fallrichtung des Gesteines, folgend, von einander 15 Meter entfernt, drei Stollen vorgetrieben. Bei meiner Anwesenheit war nur einer, — der mittlere, — begangbar, welcher auch der Halde nach beurteilt am weitesten vorgetrieben war.

Von den cca 10 Meter langen Stollen wurde mit einen cca 30 Meter langen, Querstollen der Verlauf einer $1\text{--}5$ cm mächtigen pyritischen Ader verfolgt. Die mit den $330^{\circ}/55^{\circ}$ Schichten des kalkigen Karpatensandsteins parallel gelagerte dünne Erzschnur ist durch das Sickerwasser vollkommen limonitisiert. Auf der Halde fand ich neben den Karpatensandstein-Nebengestein, mit Pyrit streifig imprägnierte Sandsteinstücke. Es gab noch einige quarzige Gangstücke, welche ausser Pyrit noch Arsenopyrit, Chalkopyrit und Sphalerit enthielten.

Die weitere Untersuchung hat hier keinen praktischen Zweck.

Um über die ganze Vererzung des Gebiets ein Bild zu erhalten und Daten zu sammeln, besuchte ich auch andere Erzvorkommen.

Unterer und Oberer Imre Stollen.

Diese Schürfung ist mit der Obigen ungefähr gleichaltrig, Jung und Grigorie erwähnen sie auch:

Unterer Imre Stollen:	Au: 0,5 g/t, Ag: 29,5 g/t	Jung.
»	»	»
	Au: — Ag: 19 g/.	Grigorie.
Oberer Imre Stollen:	Au: Spuren, Ag: Spuren,	Jung.
»	»	»
	Au: 2 g/t, Ag: 73 g/t.	Grigorie.

Weder Jung noch Grigorie weisen Spuren von Cu und Pb nach.

Unterer Imre Stollen.

Dieser liegt im bei der Einmündung des östlichen Nebentales des östlichen Ursprungsastes des Bölényes Baches (Valea Zimbrului, Nebental des Cibles Tales). In $90^0/55^0$ Sandsteinen findet sich eine Pyritimprägation, welche mit den Schichtflächen gleichsinnig läuft. In seinem Streichen wurde der 15 m lange Stollen geführt. Die Imprägnationszone verdünnt sich stellenweise vollkommen, an anderen Stellen erreicht sie eine Mächtigkeit von 50 cm. Längs Querspalten erstreckt sich die Vererzung auch ins Nebengestein. Hohlräume sind häufig. In diesen findet man aufgewachsene Pyrit-, Chalkopyrit-, Kalzit- und Baritkristalle. Die Vererzung macht den Eindruck eines fernen Ausläufers.

Oberer Imre Stollen.

Am mittleren Ursprungszweig des Bölényesbaches befindet sich — im ersten östlichen Nebentälchen — im tauben Sandstein ein cca 15 meter langer Stollen, dann aus diesem verzweigend ein cca 30 meter langer, nach Norden laufender Stollenteil, mit welchem ein $100^0/70^0$ verlaufender quarziger-arsenopyritischer Gang verfolgt wurde, welcher zwischen den gleichlaufenden Sandsteinlagen eingebettet ist.

Unter dem Mikroskop konnte in dem Erze folgendes festgestellt werden: Der *Arsenopyrit*, erscheint in meist idiomorphen, gestreckten Kristallen, welche an einigen Stellen Rosetten bilden. Sie besitzen lebhaftes Anisotropie. *Sphalerit* ist in xenomorphen Flecken ziemlich häufig, die Innenreflexe sind auffallend hell. Meist treten in ihm Ausscheidungen auf: stellenweise *Tetraedrit*, welches in grösseren rundlichen Flecken auftritt, und *Chalkopyrit* in Reihen angeordneten kleinen Tropfen. Der Chalkopyrit bildet nur selten selbständige Körner, das Erscheinen von *Galenit* ist auch eine Seltenheit. *Kermesit* bildet stellenweise bemerkbare Flecken. Nur ihre Mitte wird von grösseren Körnern erfüllt, die Ränder bestehen aus Anhäufung von Fasern, deren Spitze in die quarzige Grundmasse hineinreichen. Starke besonders in Öl auffallende Bireflexion: graublau, grüngrau, licht rosa-crémefabrig. Lebhaftes Anisotropie; veilchenblau, bräunliche, graue Farben. Innenreflexe häufig, geben oft der ganzen Oberfläche einen rötlichen Schimmer.

In der Grube wurde in den Jahren um 1900 gearbeitet, einen Sommer lang arbeitete im Ciblestale auch ein Stampfwerk mit Verlust. Ich halte es bemerkenswert, weil es auffallend ist, dass im Karpatensandstein, von dem nächsten Andesitvorkommen 1.5 km entfernt, in einer Höhe von 1000 meter ein gut ausgeprägter, unter hoher Temperatur gebildeter Erzgang läuft. Es ist begründet, in der Tiefe näher zur Andesit seine breitere Fortsetzung anzunehmen.

*

Nordöstlich von dem Grat des Cibles-Sóskásbérc (Vrf. Stegior) Rücken wurden auch Schurfarbeiten durchgeführt.

Auch dies sind ältere Schurfarbeiten, welche durch eine rumänische Gesellschaft 1939 neuerlich untersucht wurden.

Von der Spitze des Vénhegy (Vrf. Prelucilor, Vrf. Tomnaticului), \odot 1464, in Richtung 30° 800 Meter Abstand befindet sich der Zusammenlauf zweier kleiner Täler (Valea Călimănului). Hier fand ich 4 Schurfstollen. Sie befinden sich am Bachrand, sämtliche in Bruch. An der untersten Halde fand ich Stücke eines dickbankigen, grobkörnigen Andesits, welche über dem Stolleneingang ansteht. Dies ist ein stark Verändertes Gestein, in welchem sich zahlreiche pyritische, galenitische, besonders aber kalzitische Blasenausfüllungen befinden. An den Abscheidungsflächen des Gesteins fand ich stellenweise 1—2 cm dicke Kristallkrusten von Pyrit und Galenit.

Von diesem Stollen 60 meter talaufwärts fand ich folgende. Auf der Halde befinden sich ausser den blasigen Andesit, Stücke von quarzigen Gangart, mit zerfallende, kleine Markasit- und Galenitnester in ihnen.

20 Meter weiter, an beiden Seiten des Tales liegen zwei weitere Stollen, die Halden sind jedoch vom Bach bereits weggespült, sodass keine Erzsuren vorzufinden waren.

Der Gang, welcher durch die zwei unteren Stollen im Streichen verfolgt wurde, kann in dem benachbarten in Richtung 7^{h} laufenden Bach wieder gefunden werden. Ein kleiner Schurfstollen und einige herumliegende Erzstücke beweisen, dass der Gang auch von hier angegriffen wurde.

Das durch hydrothermale Wirkung umgewandelte, nicht nur mit Pyrit sondern auch durch Galenit imprägniertes Nebengestein ist ein Hinweis zur Beurteilung der Vererzung. Die durch Aufschlüsse über 150 m langen Streichen bekannte Vererzung, weist auf eine bedeutende Gangbildung hin. Die auf der Halde gefundenen Stücke sind zur Beurteilung der Vererzung nicht genügend. Wenn der György Gang gegen die Tiefe zu eine Verdickung aufweist, dürfte die Unterfahrung des Ganges hier auch ratsam sein.

In dem unter dem Szetince (Vrf. Sitniței \odot 1357) und Kelemenlába (Piciorul Călimănului \odot 1263) gabelförmig verzweigenden Nebental des östlichen Kelemen Baches, in cca 950 m Höhe, wurden auch Schürungen vorgenommen. Der vom Tale bis herauf ziehende lichte Andesit kommt hier mit dem $340^{\circ}/35^{\circ}$ liegenden Sandstein in Berührung. Auf diesen Kontakt wurde der bereits eingebrochene Stollen vorgerieben. Auf der Halde konnte ich ausser den reich mit Pyritnestern imprägniertem Andesit auch Erzstücke finden. Neben Markasit und Pyrit fand sich Sphalerit und Galenit.

Mikroskopische Beobachtungen: Das ursprüngliche Erz war *Pyrrhotin* das ich unverändert nicht wiederfinden konnte. Seine Gegenwart wird allerdings durch die Erzstruktur bewiesen. Infolge Schwefelaufnahme wurde aus dem grössten Teil des *Pyrrhotins* mit Beibehaltung der lammellaren Struktur *Markasit*. An einzelnen Stellen sind die verschiedenen Phasen des Umbaues bis zu strukturlosen Eisensulphidmassen zu erkennen. Idiomorphe *Pyritkristalle* sind in beiden vorigen Phasen, häufig. Ob diese Produkte eine Umwandlung oder primäre Ausscheidungen sind, konnte nicht festgestellt werden. Auch diese *Pyritkristalle* zeigen eine lebhaft Anisotropie. Die vereinzelt auftretenden *Arsenopyritkristalle* weisen auf die Gegenwart von As⁺⁺⁺ hin. Das zweite wichtige Erz ist der Galenit, in welchem die Spalten und Kluftrichtungen mit den umgebenden *Markasitlamellen* übereinkommen, und so auf den Umbau des Galenits aus dem *Pyrrhotin* hinweisen.

Das Erz weist auf eine Entstehung bei höheren Temperaturen hin, die höheren waren als die der vorhererwähnten Vorkommen. Auf Grund der Haldenfunde ist dieses Vorkommen keineswegs hoffnungsloser als die anderen.

D. Jung beschreibt von dieser Stelle einen 2 Meter mächtigen Gang, welcher 3 g/t Gold- und 45 g/t Silbergehalt besitzt.

Bewertung der Erzvorkommen.

Im Allgemeinen muss bei der Beurteilung der Vererzung des Gebietes hervorgehoben werden, dass in der Umgebung des Cibles die Abkühlung der Andesitmassen und die darauf folgende hydrothermale Aktivität, infolge der umgebenden Sandsteindecke in einer von unseren anderen Vorkommen abweichenden Weise vor sich gegangen ist.

Es ist heute unmöglich die Mächtigkeit der Sandsteindecke, unter welcher sich die Abkühlung abgespielt hat, genauer zu bestimmen. Die randlichen Andesitmassen sind sehr wahrscheinlich völlig gedeckt zur Erstarrung gekommen, nur die Erosion hat sie auf die Oberfläche gebracht. Die Zentralkuppe hat sich wahrscheinlich teilweise über die Oberfläche gehoben, doch musste sie, wie dies aus den Spuren der Kontaktgesteine wahrscheinlich ist, einen Teil seiner Sandsteindecke mit sich hochgehoben haben.

In den unter der dicken Deckenschichten auskühlenden Andesitmassen liegen die Geoisothermen viel weiter voneinander, wie bei einer die Oberfläche erreichenden Effusion. So hat in der hydrothermalen Phase, die für die Erzausscheidung günstige Temperatur in grösseren Tiefen ihren Optimalwert erreicht, und somit sind die Tiefenzonen der Vererzung auch mehr voneinandergerückt wie anderswo, wo die Geo-

isothermendichte grösser ist als hier. In der Umgebung des Cibles haben sich lebhaft hydrothermale Wirkungen abgespielt. Dies beweist zum Teil die starke Chloritisierung und Kaolinisierung der gewaltigen Andesitmassen, ausserdem die in die entferntesten Teilen der Masse ausreichende kalzitische und Erzimprägnationen. Zur Beurteilung der Grösse der Andesitmasse sind die Oberflächenaufschlüsse bezeichnend genug.

Aus dieser gewaltigen Masse konnten sich beim Abkühlen grosse Mengen von leichtflüchtigen Stoffen entfernen. Die in grösserer Tiefe zu erwartende Vererzung kann nicht als sicher angenommen werden, die angeführten Daten weisen nur auf seine Wahrscheinlichkeit hin.

Auf die Zeitfolge der Andesit ausbrüche des Cibles weisen bisher nur wenige Tatsachen. Das Gestein des Cibles und des Barány sind wahrscheinlich die ältesten. Die Andesitmassen und Stöcke der Umgebung sind wahrscheinlich jünger, sogar jünger als das Gestein des Árcser. Als letzte Effusionen machten diese die Spalten für die leichtflüchtigen Stoffe der Magmamasse frei. Nach den bisher zur Verfügung stehenden Daten sind alle wichtigeren Vererzungen auf der Grenze des Andesites mit den Sandsteinen zu finden.

In den zentralen Massen des Andesites sind ausser einigen unbedeutenden Imprägnationen keine Vererzungen von Bedeutung zu finden.

In der Allgemeinheit könnte bei späteren Erzuntersuchungen das Aufsuchen der tieferen Horizonte des Andesit-Sandsteinkontaktes zum Leitfaden dienen. Vorläufig sollte man nur mit 15—20 meter hohen Abständen die Unterfahrungen beginnen, dass die Gleichmässigkeit oder Charakter der Gänge durch kürzere Stöcke untersucht werden konnte. Wenn diese, verhältnissmässig kurze Unterfahrungen gute Resultate ergeben, können grössere Schurfarbeiten unternommen werden. Ein solcher z. B. wäre das Vortreiben des Mariastollens bis zum Inneren des Gargány-Iharos (Paltiniş) wo die Grenze des Andesites zu erwarten, und durch einen Querschlag die Wurzeln der Vererzung des Imre Stollens aufzuschliessen wäre.

Bezüglich der vorzunehmenden weiteren Schürfungen kann ich keine genauere Vorschläge machen, weil das sehr bedeckte Gebiet, die Oberflächenbeobachtungen sehr behindert hat. Von den Gängen konnten wir keinen im Oberflächenausbissen verfolgen.

Über die Erstreckung der Vererzung konnte ich auch nur aus den Schurfergebnissen Schlüsse ziehen, und diese mit der annähernden Festlegung der Gesteingrenzen ergänzen.

Detailliertere Beurteilung der Gänge wäre nur durch Analyse zahlreicher Durchschnittsproben möglich. In den älteren Analysen sind so grosse Widersprüche, dass diese nicht als verlässliche mittelwerte anzusehen sind. Letzthin wurden mir aus dem Chemischen Laboratorium der

Grubendirektion von Nagybánya die folgenden zwei Edelmetallanalysen (Analyse No 752/1942) zur Verfügung gestellt :

Szt. László Stollen, pyritisches Gangstück : 2 Au : g/t, 48 Ag : g/t.

Szt. Anna Stollen Andesit : Au : 0.5, g/t, Ag : 7 g/t.

Aus diesen Resultaten kann man darauf schliessen, dass die Pyritinprägnationen des Nebengesteins, wahrscheinlich mit dem der Gänge, vom gleichen Ursprung sind. Auch diese enthalten Edelmetalle, sodass an einzelnen angereicherten Stellen auch ihr Abbau lohnend sein könnte.

G. Pantó : Raporturile geologice a regiunii Tibleşului.

Masivul eruptiv al Tibleşului se compune preponderant din andezit piroxenic, porfiric, granular. Faţă de masa centrală al conului vulcanic filoanele laterale au o extindere cu mult mai redusă. Este de menţionat fenomenul de contact ce se constată la limita andezit-grezia carpatică. Materialul eruptiv al conului vulcanic central în momentul erupţiei s'a consolidat ajungând la suprafaţă, în timp ce filoanele laterale s'au consolidat sub acoperişul în care s'au intrus. În faza hidrotermală termele ascendente au atins temperatura favorabilă metalogenezei la adâncimi mai mari şi zonele de adâncime ale metalogenezei s'au îndepărtat unele de altele. Dovezile unei intensive acţiuni hidrotermale sunt impregnaţiunile de calcită şi metalifere, precum şi propilitizarea şi caolinizarea. În ce priveşte ordinea crupţiunilor, Tibleşul şi Branul sunt cele mai vechi. Metalizaţiunile mai importante cunoscute, se ivesc la contactul filoanelor laterale cu grezia. La cercetările viitoare acest punct de vedere trebuie luat în considerare.

Др. Панто Габор :

УСЛОВИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОРОД В РАЙОНЕ ЦИБЛЕС.

Главный массив Циблеса состоит из крупнозернистого порфиroidного пироксенового андезита. Андезитовые глыбы на краях массива застывали в меньших массах, чем центральный вулканический конус. Сильно заметны контактные явления на границе андезитов карпатских песчанников. Пока масса центрального вулканического конуса в момент эрупции вышла наружу, глыбы на краях, будучи поглубенными, застывали. Выступающие термы температуру, подходящую к выделению руд в гидротермической стадии, достигли в больших глубинах, на основании чего глубинные рудные зоны более оттянулись друг от друга. Импрегнаций кальцита и руды далее прогрессивная пропилизация и каолинизация свидетельствуют о том, что в окрестности Циблеса происходили сильные гидротермические процессы. Касательно последовательности эрупции — Циблес и Брна самые старшие. До сих пор известные и наиболее серьезные рудообразования проявились на границе крайних глыб бассейна и карпатских песчанников. При дальнейших исследованиях это обстоятельство следует иметь в виду.

A ciblesi kutatótárók alaprajza

Grundriss der Schuristollen am Cibles

Felvette — Aufgenommen von: Pantó Gábor
1942

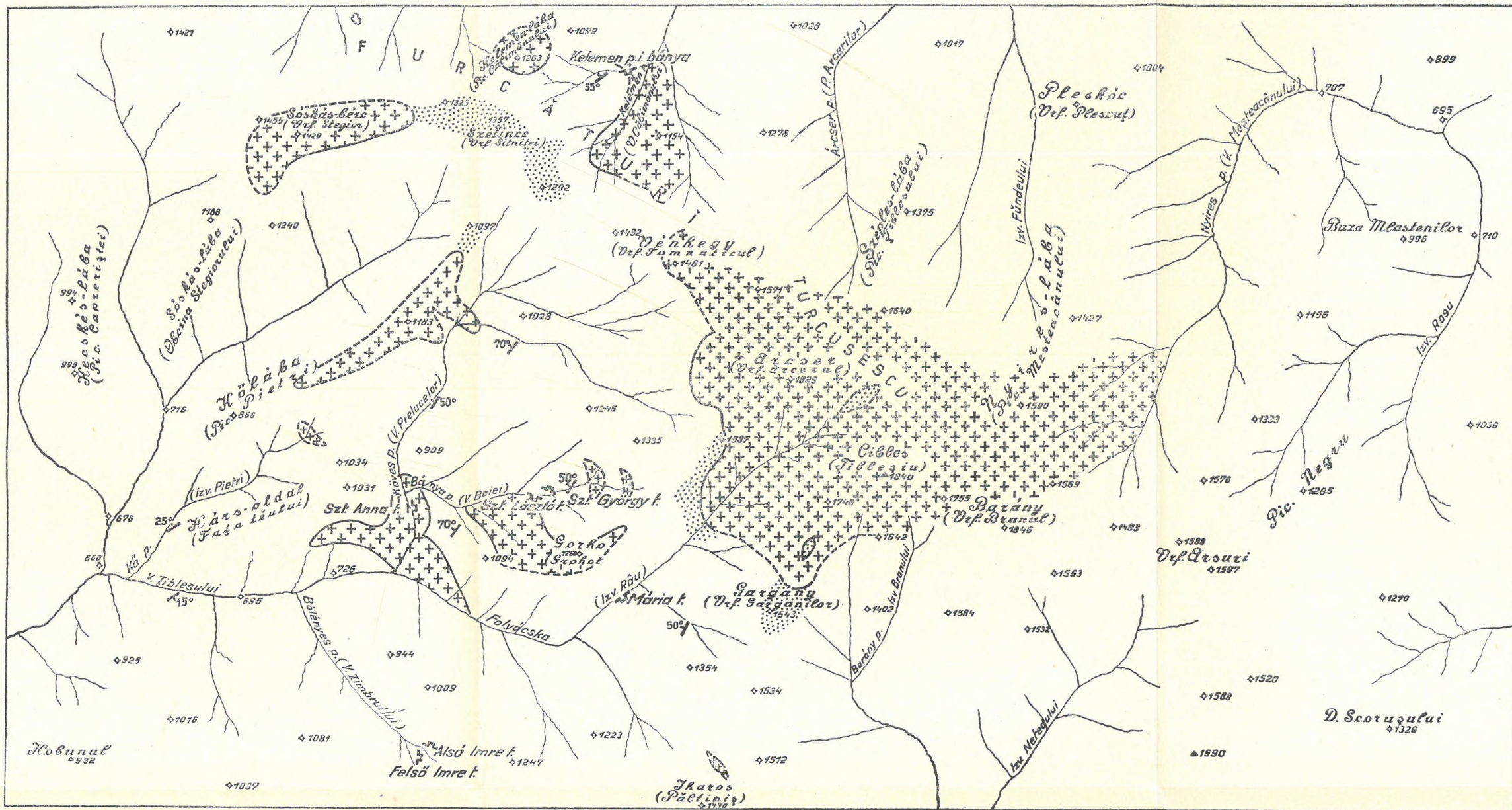








A ciblesi érckutatások környékének geológiai térkép vázlata

Geologische Kartenskizze der Umgebung der Erzscherfungen am Tibles

Aufgenommen von: **Pantó G.** felvétele 1942.

0 500 1000 1500 2000 m.



- | | | | | | |
|--|--|---|---|---|--|
|  Andezit
Andezit |  Kontaktmetamorf kárpáti
homokkő
Kontaktmetamorfisierter
Karpatsandstein |  Kárpáti homokkő
Karpatsandstein |  Térképezett
képződményhatár
Mappierte
Formationsgrenze |  Feltételezett
képződményhatár
Angenommene
Formationsgrenze |  Dőlés
Einfallen |
|--|--|---|---|---|--|

A TORJAI BÜDÖSHEGY VULKÁNOLÓGIAI VISZONYAI.

Irta: Dr. Jugovics Lajos

(1 térkép, 1 szelvény, 2 ábra)

A Hargita és Kelemen-havasok, mintegy 150 km hosszú vulkáni vonulatának déli végén, már Csik és Háromszék megyék határán, emelkednek egymás mellett a Büdös- és Bálványos-hegyek vulkáni kúpjai. A Hargita ezekkel az andezitkúpokkal be is fejeződik, mert a délre folytatódó, morfológiailag és magasságra nézve is hasonló hegygerincek már tisztán üledékes eredetű kőzetekből épültek fel és Bodoki-havasok neve alatt foglalják őket össze.

A Büdöshegy (1143 ϕ) mai alakjában megnyúlt, keskeny gerinc, mely környezetéből alig emelkedik ki. Felépítésére nézve két részre különül: alsó nagyobb része üledékes kőzetekből, homokkőből és préselt, néhol márgaszerű agyagokból áll, melyre a hegy déli oldalán még fiatal forráslerakódások: vasokker és mésztufa települnek. A hegy felső részét vulkáni működés hozta létre, az andezitből áll.

A Büdöshegy területén a vulkáni működés csak lávafolyásból állott, melyet törmelékszórás nem kísért, *vulkáni tufát Büdöshegyen sehohsem találni*. A lávafolyás nemcsak a csúcs területén mélyülő főkráterből tört elő, hanem oldalkitörései is voltak és áttörték a hegy déli oldalán a homokkővet és agyagot is. Ennek megfelelően a Büdöshegyen három, egymástól jól elkülönült andezittömeg található. A csúcsot alkotó legnagyobb andezittömegén kívül, a hegy délnyugati oldalán, — az új szanatórium mögött, majd a délkeleti oldalon a »timsósforrások« mellett települ egy-egy kisebb lávaáttörés.

A lávakitörések elmaradása még nem jelentette a vulkáni működés megszűnését, mert azt valószínűleg igen erős vulkáni exhalációk: fumarola- és szolfatára-működés követte, mert a nagymértékben porozus és hasadékoktól átjárt andezit kénrétegeket és bekérgezéseket tartalmaz. A fumarola és szolfatára, forró, kémiaiilag aktív anyagokkal teli gőzei és oldatai megbontották az átjárt kőzettömegeket, abban járatokat és szállító utakat oldottak ki úgy, hogy az elágazó, vékony nyílásoknak, csöveknek valóságos rendszere keletkezett. Majd mikor a

magma gázai, csökkenő hőmérséklet mellett, a gőznyomás maximumát átlépték, tehát az eruptív képesség megszűnt, a vulkán megöregedett, kialudt, az alacsonyabb hőmérsékletű posztvulkáni-mofettaműködés veszi át szerepét. A száraz mofetta gázai, a már előzőleg kialakult járatokat használták, sőt azokat, a kőzet további bontása által, még jobban kibővítették. Lehetséges, hogy ezeknek a járatoknak egyrésze — a hosszú exhalációk alatt — az útjukban lerakodott ásványi anyagoktól elzárult, de másutt viszont a kőzetrészek oldása által új járatok keletkeztek, a meglévők kibővültek. Ilyen módon időről-időre változtak a gázáramlási helyek, a régiek eldugultak és újak keletkeztek. A Büdöshegyen a posztvulkáni-mofettaműködés nemcsak a száraz gázexhalációkban, hanem a hegy déli oldalain felszínre bukkanó számos és változatos összetételű ásványvízforrásokban, a nedves mofetta pompás példáit is elénk tárja.

Az ásványvizek legnagyobb része a Büdöshegy déli oldalából ered, főleg abban a nyeregben, melyet a vulkáni kúp a dél felé szomszédos *Foris-hegy* (1078 ♂) gerincével alkot. Ebben a nyeregben éri el a legmagasabb pontját a Sepszibükkszádot—Torjával összekötő országút is. A változatos összetételű ásványvizek, a pompás erdős hegyvidék és a kedvező útviszonyok találkozására következtében alakult ki ebben a nyeregben Bálványosfüred fürdő és magaslati gyógyhely.

A Büdöshegy felépítésére és képződményeinek sajátságára vonatkozólag a következőket figyeltem meg: a hegy alsó részének főtömege homokkő, az eddigi megállapítások szerint alsó-kréta korú, melynek rétegei közé márgaszerű, préselt agyag vékonyabb, vastagabb rétegei települnek.

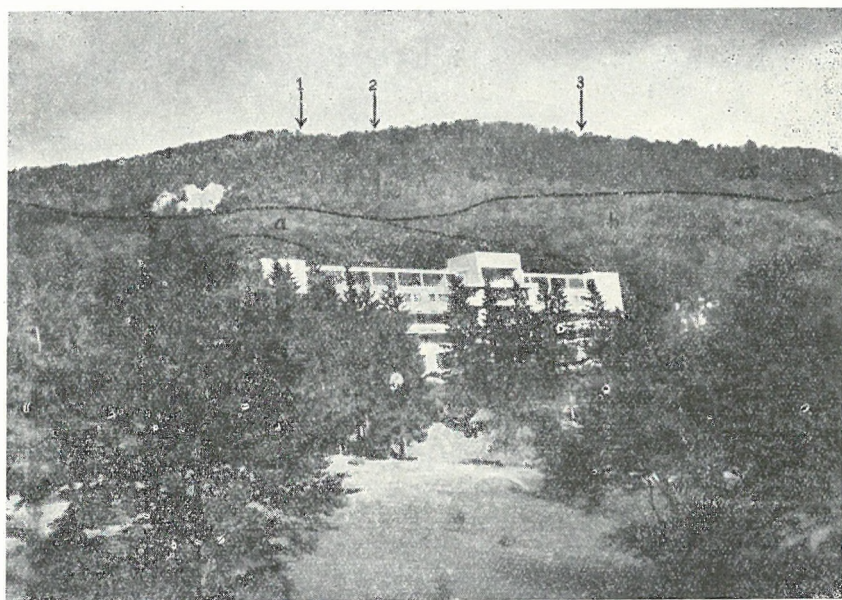
A *homokkő* jól réteges, gyakrabban pados, barnásszürke színű, egyenletesen aprószemcséjű kőzet, melyet a muszkovit bőséges megjelenése jellemez. Mikroszkóp alatt vizsgálva megállapítható, hogy a kőzet főlegyrészei: kvarc, muszkovit, jóval kevesebb földpát és biotitszemecske, illetve ezek kristálytöredékei, melyeknek egyforma nagyságú szemcséit részben agyagos kötőanyag tartja gyengén össze. Ez az oka, hogy a homokkő összetartása a felszínen könnyen lazul, szétmorzsolódik, majd durvaszemű homokká bomlik szét. A homokkő-rétegek dülése a Büdöshegyen átlag nyugat-északnyugati irányú, ebből az irányból csak a vulkáni kitörés következtében térnek ki helyenként. A kontaktus közelében a homokkővet különösen sűrű törésvonalak járják át.

Büdöshegy alapzatának felépítésében résztvevő másik üledékes kőzet az *agyag*, mely nemcsak itt, hanem a Büdöshegy távolabbi környékén is változó vastag, néha csak pár cm és sokszor elkenődött szalagként jelenik meg a homokkőben. A Büdöshegy déli oldalán ez az agyagos betelepülés igen vastag és az egész déli oldalt elfoglalja. Az agyag-

betelepülés keleti határa az öreg szanatórium épülete, ahonnan nyugat felé a nyergen túl követhető. Másik irányban viszont a csúcs andezitjéig, sőt tovább északra a szomszédos Bolondos (1048 ϕ) csúcsa irányában is megtalálható

Az *agyag* zöldesszürke-zöldesbarna színű, vékonyan réteges, helyenként lemezes kőzet, melynek rétegezettsége kiékelődő. Az *agyag*-rétegek általában keleti-északkeleti irányú dülést árulnak el, melyet csak a lávakitörés zavart meg

Az üledékeken áttörő *láva kontakthatása* változó. A homokkövel szemben tulajdonképpen csekély, inkább mechanikai, mert a csúcs nagytömegű andezitje, mely észak-kelet-délkeleti oldalakon érintkezik a homokkövel, csak annak településében okozott zavart és számos törésvonalat hozott létre. A »timsós-források« melletti lávaáttörés, mely homokköben ül, csak kisebbmrvű kontakthatást idézett elő.



I. ábra. — Fig. I.

A torjai Büdös-hegy. (Előtérben a tüdőbeteg szanatórium)

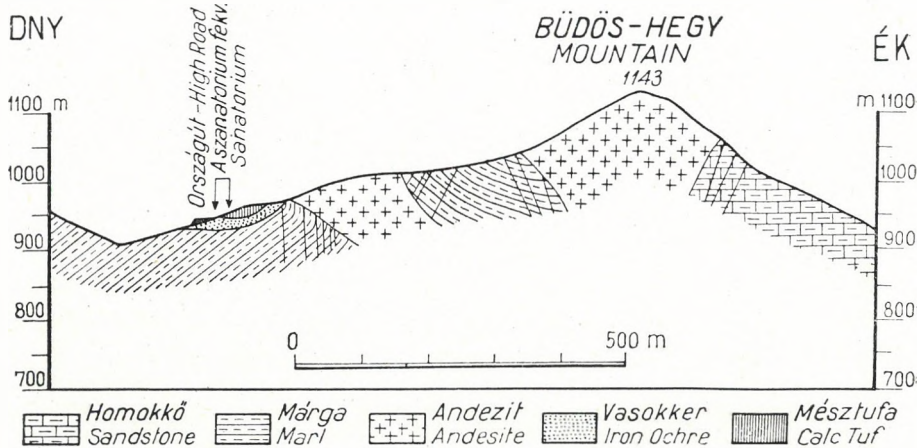
- 1 = Kis- (madártemető) -barlang.
 2 = Torjai Büdös-barlang.
 3 = Timsós-barlang.

- a = Biotit andezit.
 h = Homokkö.
 a = Agyag.

Sokkal erősebb a láva kontakthatása az agyagra, ami különösen a délnyugati oldal lávakitörése mentén figyelhető meg. A feltörő láva az agyagrétegeket nemcsak kimozdította, hanem az érintkezés mentén köröskörül kemény agyagpalává alakította. Ez a sötétszürke, kemény kőzet az érintkezésen teljesen összetört, breccsiává alakult. Az érintkezésnél természetesen az andezit is szenvedett, kifakult, többnyire

világosszürke, néhol repedezett közettömeg lett, sőt a repedések mentén helyenként vékony kénrétegek rakódtak le abban. A kontakthatás különösen az andezittel nyugati oldalán mutatkozik erősebben, itt a gázáramlás még ma is nagyobb, mint a keletin. Ezen andezittelérfelszínén 1—2 m mélységű, ma már beomlott és benőtt gödrök sorakoznak, mint az egykori kénbányászat maradványai.

A Búdöshegy felépítésében a vulkáni működésnek jutott a legfontosabb szerep, mely úgy itt, mint a szomszédos Bálványoshegyen csupán lávafolyásból állott, vulkáni tufa egyiken sincsen. Ellenben a Búdöshegytől délre emelkedő Foris-tető (1078 ϕ) és Nagy-Csoma (980 ϕ) gerincek Búdöshegy felé néző oldalán a régi geol. térképek tufát is jelölnek.



II. ábra. — Fig. II.

A Búdöshegy vulkáni kőzetét Koch Antal¹ biotit-andezitnek határozta meg és a Hargita kőzetei között, mint »búdös-típust« emelte ki. Felvételi megbízásom értelmében Búdöshegy kőzeteinek sajátosságait, a Szt. Anna tó körüli vulkánok kőzeteivel együtt fogom publikálni, most csak vulkánológiai viszonyait és jelentékeny posztvulkáni hatások okozta elváltozásait ismertetem.

A búdöshegyi andezit egész tömegében réteges elválású, néhol pados kőzet, melynek csapása és dülése a csúcs különböző részein változik. A déli oldalon nyitott két kis köfejtőben, továbbá a barlangokban, vagy azok környékén kiemelkedő sziklafalakban, majdnem vertikális dülésűek és a hegyoldalra hagymaszerűen borulnak. A csúcs andezittömegét repedések és törésvonalak járják át, melyek a Búdös-barlang körüli részeken átlag északkelet-délnyugati irányúak, de már tovább

¹ Koch Antal: Az erdőlyrészi medence harmadkori képződményei. Budapest, 1900. II. kötet.

keletebbre, a timsós-barlang falában ellenkező, sőt ennek környékén észak-déli, majd kelet-nyugati törésvonalak is kimutathatók, mindannyi a vulkáni kitörések okozta elváltozások eredményei.

A Büdöshegy vulkáni kőzete friss állapotban sötétszürke színű andezit, melyet azonban friss állapotban csak ritkán találni, mert többnyire mállott. Az állandóan előtörő posztvulkáni gázok Büdöshegynek nemcsak a vulkáni, hanem az üledékes kőzeteit is megtámadták, minek következtében az andezit kifakult, többnyire vörhenyes, erősen porozus, repedezett lett. Az andezit elváltozásait főleg a csúcs déli-délnyugati oldalain, a barlangok környékén emelkedő 10—20 m magas sziklafalakban és ezek közelében mélyülő két kis köfejtőben tanulmányozhatjuk, ahol a sötétszürke, friss andezit mellett a kifakult, világosszürke, majd vörhenyes, sőt halványan rózsaszínű és végül teljesen fehér andezit is megtalálható. A csúcson magán az andezit mindenütt erősen bomlott és a felszínen legfeljebb vörhenyes, de többnyire még mállottabb. Az andezitnek ez az átalakulása már szabadszemmel, illetve kézinagyítóval is megfigyelhető. Először az üveges alapanyag mállik és elszintelenedik, majd az amfiból, biotit következik. A földpát krétafehér, fénytelen, laza, földes tömeggé alakul. Az andezitnek ez az elváltozása, mállása a gázok feltörése következtében a csapadékvizek segítségével megy végbe, amit a köfejtőkben és a barlangok körüli sziklafalakban jól megfigyelhetünk. A bomlás ugyanis a gázáramlásos részek felé erősödik, annak irányában a kőzet mindinkább kifakul, végül fehér lesz. A hasadékok, repedések és pórusok mentén többnyire kén csapódik ki, mert a gázelegyben jelenlévő kénhidrogén a levegőn a következő egyenlet szerint oxidálódik:



A kénkiválás természetesen nem egyenletes, főleg a nyílások, repedések mentén megy végbe, aminek következtében a kőzet sárgán csíkoltsolt vagy foltos lesz. A posztvulkáni működés nyomán a homokkőben és agyagban is történnek változások.

Igen érdekes Büdöshegyen azoknak a területeknek a növényzete, ahol a posztvulkáni gázok átszivárognak. Ha meredek ez a terület, akkor kopasz, sziklás, legfeljebb silány, girbe-görbe nyír és fenyő található rajta, ilyen pl. Büdöshegynek az egész csúcsrésze. Viszont a lankás, gázátjárta területeken sajátságos zöld, illetve hamvasszürke színű, kb. 20—30 cm magas zuzmóféle, a: *Cladonia rangiferina* és a *Cladonia furcata* var. *pinnata* fajok találhatóak, tehát olyan növényzet, mely a legszegényebb, legkevésbé feldolgozott talajokban is életképes. Büdöshegy gázömléses oldalaira ez a zuzmótípus annyira jellemző, hogy erről megállapíthatók a gázömléses helyek.

A posztvulkáni gázok Búdöshegyen csak a vulkáni kőzetből, tehát andezitből áramlanak, legfeljebb a kontaktuson áramlik a szomszédos kőzetekből, ami a kontaktus zavart településéből következik.

Zavart és nehezen áttekinthető települési viszonyok találhatók a »timsós-források« körül, melyek Búdöshegy délkeleti oldalán, a Sópatakig lenyúló gerincen 910—940 m magassági közben, homokkőből törnek elő. A lapos, hosszúkás vízmosásban több kisebb, de vízben szegény forrás fakad. A vízmosás nyugati oldala kissé kiemelkedő gerinc, melyen cca 150 m széles sávban a gázáramlásos helyekre jellemző növényzet található és mindenütt igen erős a gázáramlás. A területen mélyülő 1—2 m mély benőtt gödrök az egykori kénbányászat nyomait árulják el. Az egész területen, de még a források körül is a gázáramlás igen erős, ami azért feltűnő, mert a gázömlés itt még a homokkővön is erőteljes és oly heves, hogy az sisteregve, hallhatóan történik és a felszín mindenféle törmelékjét, még a növényhulladékokat is finom kénréteg borítja.

Ez a terület annak megfelelően, hogy homokkő építi fel, vízben igen szegény, a posztvulkáni gázok feltörése nemcsak szárazon, hanem a forrás-vízben, valósággal zúgással történik és azok vizét állandó forrásban tartja.

Megállapítható tehát, hogy itt a »timsós-források« környékén észlelt összes jelenségek: a szokatlan erős kénhydrogéntartalmú gázkeverék áramlása homokkővön keresztül, a homokkőnek erős porozitása, kifakulása, részbeni átalakulása, lemezessége, a bőséges kénkicsapódás, teljesen a Búdöshegy délnyugati oldalán felszínre tört andezittelér környékén észlelt jelenségekhez hasonló, csak a láva áttörése ott agyagon keresztül történt, melyet a láva kontakthatása erőteljesebben átalakított, mint itt, a homokkövet. A timsós-források környékén, illetve a kénkutató gödrök között nehéz volna a szálban álló kőzetet megállapítani, mert az egész területet átforgatták, így a felszínen homokkő és mállott andezitdarabok vegyesen találhatóak. A szálban álló kőzet kikutatása céljából a kénkutató gödrök között, három kutatóaknát mélyítettem, sajnos, nem sok szerencsével, mert csupán másfél-két méterig hatolhattunk lefelé, ott már olyan erős gázömlést kaptunk, amely minden további ásást lehetetlenné tett. Az aknák egyikében, 2 m-ig csak erősen mállott andezitet találtam, cca. 45 cm-es agyagréteg közbetelepülésével. A másik két akna erősen mállott homokkövet tárt fel, kékesszürke agyag közbetelepüléssel. A talált kőzetdarabok összefüggését, sajnos, egyik aknában sem lehetett megállapítani, ami ezen az átforgatott, áttúrt területen érthető. De a másik, délnyugati oldal andezittelérje mentén végzett megfigyelések kiegészítik az itteni, hiányos észleléseket és alátámasztják azt az elgondolást, hogy itt a timsós-források körül is, kisebb lávatömeg hatolt át a homokkővön. Ennek az áttörésnek a felszíni rétegei, az erős gázömlések és csapa-

dék összmunkája nyomán elpusztultak, emállo tak, majd később a kénkutatás nyomán, az átforgatott területen, a képződmények összefüggése is megszűnt. A lóvakitörés jelenlétét ezen a helyen egyébként megerősíti az a megfigyelés, hogy ez a szokatlanul erős posztvulkáni működés csak e források körül, tehát aránylag kis területen észlelhető, tőlük távolabb már nem; a homokkő ott már normális kifejlődésű, a gázáramlás, úgy hegynek fel, mint lefelé elmarad, pedig várható volna, hogy a csúcs, tehát a legnagyobb andezittömeg irányában az növekszik. Sőt ez a megfigyelés még azt is bizonyítja, hogy a timsós-források irányában nincsen mélyreható hasadék vagy vetődés, mint azt Koch feltételezte. A timsós-forrásoktól távolabb, Búdóshegy keleti oldalában felszínre kerülő források nagyobb része vízben szegény és édesvízű.

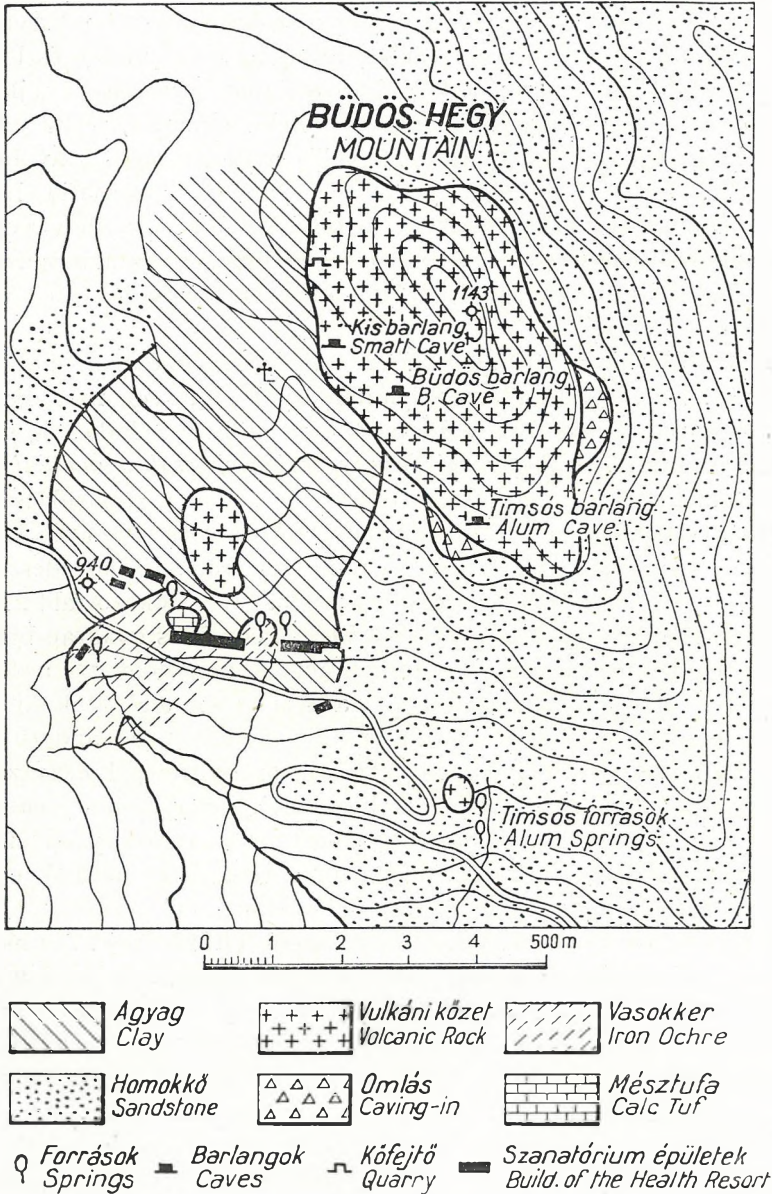
A búdóshegyi gázos barlangok közül a torjai Búdó-barlang már régen közismert. Felvételi munkám folyamán igyekeztem sok nyílt kérdésre feleletet kapni. Elsősorban a barlangok települése, keletkezése és változása érdekelt. *Megállapítható, hogy e barlangok csak a vulkáni kőzetben, az andezitben találhatók* és keletkezésük sőt elpusztulásuk is összefügg az andezit mállásával. Az andezitet átjáró, sűrű repedések és törések mentén a gázáramlás erősebb, mint egyebütt, így az ideszivárgó csapadékvizek segítségével az andezit mállása még fokozottabb. Ennek következménye, hogy e törésvonalak kiszélesednek és gyakran barlangszerű üregek keletkeznek. Pontosan kimutatható, hogy pl. a Kis- és Timsós-barlangok láthatóan törésvonalak mentén alakultak ki.

Barlangszerű üregek keletkezéséhez vezethetett az andezit mállásán kívül a meredek, helyenként vertikális andezitrétegek elcsúszása is. A hegy déli oldalán, — éppen a barlangok környékén — emelkedő magas sziklafalak meredekdülésű, mállott- és porozusanyagú andezitrétegeinek összetartása idővel meglazul, a rétegek elcsúsznak egymás mellett. Így könnyen keletkezhetnek barlangszerű üregek, a meglévők esetleg eltömődnek, tehát a barlangok eltűnhetnek. A csúcs andezitrétegei különben állandóan csúsznak, suvadnak, amit azok a hatalmas kőomlások is tanúsítanak, melyek a hegy alsó, homokkőszintjében halmozódnak fel. A legnagyobb kőomlások éppen a »Timsós-barlang« alatti hegyoldalon húzódnak, de bőségesen megtalálhatók a hegy keleti oldalán is.

Az egykori kéntermelés is elősegítette a barlangok keletkezését, — mint már Bányai is említi¹ — a kén különösen a hasadékok mentén rakodott le nagyobb mennyiségben, tehát a kéntermelés is ennek mentén hatolt lefelé addig, amíg a felnyomuló gáztömeg azt lehetetlenné nem tette. Az ilyen elhagyott bányanyílások és gödrök mentén

¹ Bányai János: A torjai Búdó-barlang. Székelyföldi Útmutató 3. füzet. Székelyudvarhely.

az andezit bomlása természetesen még fokozódott, ami végeredményben szintén barlangszerű üregek kialakulásához vezethetett.



III. ábra. — Fig. III.

A fent vázolt jelenségek nemcsak a barlangok keletkezését, hanem folytonos alakváltozásait, sőt elmulását is megmagyarázzák. A Büdös-hegyről szóló régibb leírásokban a barlangok száma és méretei változnak,

ami valószínű nem mindig a rossz megfigyelés eredménye. F i c h t e l¹ pl. a Büdöshegyen 11 barlangot talált, négyet a hegycsúcs északkeleti és 7-et annak déli oldalában ; ezzel szemben ma az egész Büdöshegy déli oldalán csak három barlang található, ezek nyugatról-keletre a következők :

KIS (MADÁRTEMETŐ)-, BÜDÖS-, TIMSÓS-BARLANGOK.

Közülük a középső, a közismert »*torjai Büdös-barlang*«, melyet már a múlt század folyamán többen és többször is megvizsgáltak, arról különféle adatokat közöltek, amiből következtethetjük, hogy a barlang alakja idők folyamán változott. Az első mérési adatokat 1837-ben Grimm munkájában találjuk, de eltérnek ettől a következő megfigyelők : Hauer v. Fr. és Stache² adatai, akik a barlangokat 1859-ben vizsgálták. Ismét más adatokat kapott Ilosvay³ aki 1878-1884-1893. években végzett vizsgálatokat. Egyébként Ilosvay közölte az utolsó adatokat a természetes kialakulású Büdös-barlangról, mert a tulajdonos Apor-család, Bálványosfüred fejlesztésével együtt a barlangot is átalakította, faragott kővel szobaszerű helyiséggé falaztatta és bejáratát ajtóval látták el. A természetes Büdös-barlang Ilosvay szerint 14 m hosszú, 2 m széles és 6 m, másutt 2—3 m magas sziklaüreg volt, melynek feneke a szájától befelé kb 2 m-el lejtett és térfogata kb. 90 m³ lehetett. Az átalakított barlang ma hosszúkás, boltozatos tetejű helyiség, melynek hátsó falán 40—50 cm-es négyszögletes nyílást hagytak, ez alkotja az összeköttetést az eredeti és lefelé húzódó sziklahasadékkal, ahonnan a gázok előtörnek. Ebbe a hasadékba tölcseért helyeztek el, mely 10 cm-es átmérőjű ólomcsőben folytatódik és a nehéz gázokat a Bálványos-hegy tövében épített szénsavgyárba vezeti, ahol azt palackozzák. Ilosvay számítása szerint a régi természetes barlangból évente 1,448.000 kg széndioxid és 4340 kg kénhydrogén ömlött ki.

A Büdösbarlang közelében attól kissé nyugatra nyíló *Kis-barlang*, másnéven »Madártető-barlang« még ma is eredeti sziklaodú, mely bejáratánál a legmagasabb : 2.5 m, míg szélessége ugyanitt 2 m, de befelé keskenyedik és alacsonyabb lesz, tetejét ferde rétegfal alkotja.

A Büdösbarlangtól keletre, az előbbinél nagyobb *Timsós-barlang* mélyül, szintén ferde tetejű sziklaodú, melynek bejárata kb 3 m széles, de csak 1.5 m magas, míg mélysége kb 3 m és befelé alacsonyodik. A barlang nyugati fala természetes törési lap.

Büdöshegy jelentősége, mondhatnám hírneve egykor a kéntermelés

¹ Fichtel, J. v. E. : Beitrag zur Mineralgeschichte von Siebenbürgen.

² Hauer F. und Stache G. : Geologie Siebenbürgens. 1863.

³ Ilosvay L. : A torjai Büdös-barlang levegőjének kémiai és fizikai vizsgálata. Budapest. 1895. (Nur ungarisch.)

révén indult el, tehát gazdasági jelentőséggel bírt. A kéntermelés, melyet már az erdélyi fejedelmek ország jövedelmi forrás gyanánt tartottak számon és adományoztak, idővel jelentőségében állandóan csökkent. Büdöshegyen ma már nincsen kéntermelés, bár a lakosság bemondása szerint a németek az első világháború idején folytattak kéntermelést. Büdöshegy jelentőségét — a kéntermelésen kívül — a barlangok gázömlése és ezek faláról lecsöpögő víz jelentette, melyet még ma is szemfájás gyógyítására használnak. Csak a múlt század 80-as éveiben fordult az érdeklődés az itt előtörő bővízű és változatos összetételű ásványvízforrások felé. A fejlődés folyamán tehát Büdöshegy természeti adottságai kerültek mindinkább előtérbe, melyek a mineralógusok-geológusok-kémikusok és természetbarátok figyelmét fokozatosan felkeltették. Elhagyva a régi, kisebb jelentőségű leírásokat csupán néhány komolyabb vizsgálat eredményeit sorolom fel, melyek 1875-ben indultak el, mikor a kolozsvári egyetem tanárai: Koch Antal és Fleischer A n t a¹ Büdöshegy közettani-geológiai-hydrológiai viszonyainak kutatásához fogtak. 1889-ben már a bécsi egyetem kémia tanára L u d w i g E. vizsgálja az itteni ásványvizeket, valamint a barlangok faláról lecsöpögő ú. n. szemvizet². 1884-ben a Természettudományi Társulat pályázat alapján Ilosvay Lajos műegyetemi tanárt bízta meg a »torjai Büdös-barlang levegőjének fizikai és kémiai vizsgálatával«, melynek eredménye 1895-ben jelent meg.

I l o s v a y a természetes kialakulású Büdös-barlangba és a mellette levő két kisebb barlangba feltörő gázokat vizsgálta és a következő eredményeket kapta:

	Büdös-barlang	Timsós-barlang	Kis-barlang
CO ₂	96.82%	} 95.30%	} 95.71%
H ₂ S	0.38 »		
Oxygén	0.14 »	} 4.70%	} 4.29%
Nitrogén	2.66 »		
	100.00	100.00	100.00

Középhőmérséklet a barlangok mélyén:

12 C⁰ 12.4 C⁰ 12.4 C⁰

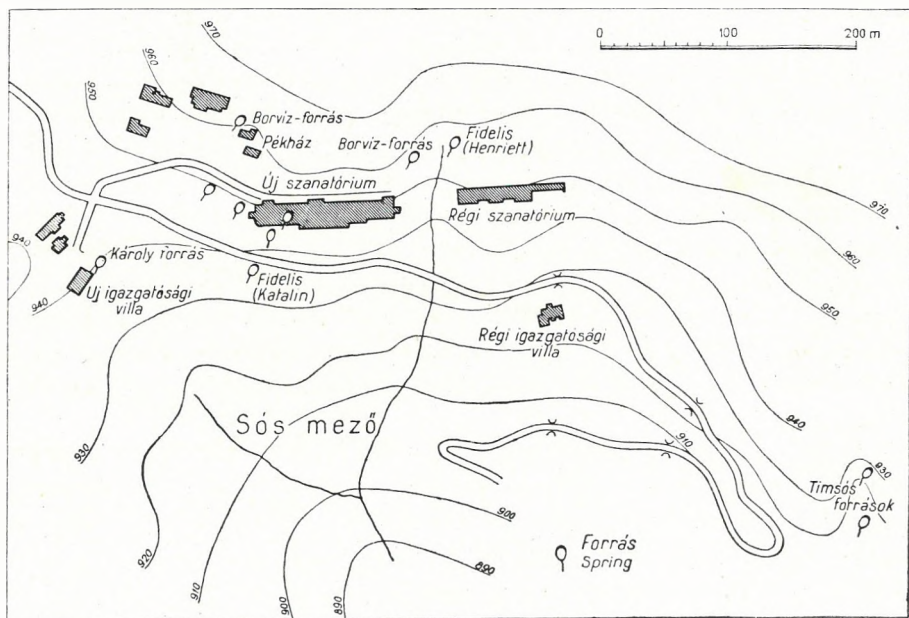
Mindhárom barlang falának alsó része, a kicsapódott kéntől, sárgaszínű, ami egyben a feltörő gázkeverék magasságát is mutatja. Ezen a szinten alul az égő gyertya kialszik és minden élet megszűnik. Ez a magasság I l o s v a y mérése szerint a Büdösbarlang bejáratától a belsejéig 5 cm-től 200 cm-ig emelkedett, a lejtésnek arányában; a barlang feke

¹ Fleischer A.: A torjai »Büdösön« előforduló kénsavforrásokról. Értekezések a Természettudományok köréből. VI. kötet, 1875.

² Ludwig E.: Die Mineralquellen des Büdös (Bálványos) in Siebenbürgen. Tschermack's Mineral. u. Petrogr. Mitteil. XI. Bd. 1890. p. 300—318.

nem volt vízszintes. A bejárati ajtó küszöbének magassága kb. 50 cm, tehát a gázréteg magassága csak valamivel emelkedhet a küszöb felé, mert onnan kitolylik. A barlangba lépve melegézés fogja el az embert, olyan magasságig, ameddig a CO₂-gáz, illetve kénbevonat ér. A barlang alatti hegyoldalon a szénsav leömlése a növényzeten meg is látszik. A barlangok környékén, általában a Büdöshegy csúcscrésznél semmiféle élőlény, bogár vagy madár nincsen, mondhatjuk a legteljesebb halotti csend és nyugalom uralkodik.

A három barlangba feltörő gázkeverék, mint I l o s v a y adataiból látható, hasonló összetételű, ami természetes is hiszen ugyanazon vulkán valamennyi exhalációja — a vulkán bármely részéből törjön is elő — egységes, amiből az is következik, hogy egész Büdöshegyen az andezit pórusain, repedésein és hasadékain kiáramló gázok összetétele minde-
nütt egyforma.



IV. ábra. — Fig. IV.
A fürdőtelep 1941. évben.

E barlangok faláról, tetejéről állandóan lecsöpögő, eredetileg persze csapadékvíz, savasan reagáló folyadék, mely a mállott kőzetet átjárta és kilúgozta. A gázkeverékből kicsapódott kén tovább oxidálódik és végeredményben kénsav keletkezik belőle, mely az andezitbe hatolva azt tovább bomlasztja. A barlang faláról lecsöpögő vizet a nép csodálatos szemviznek tartja és gyűjti. Ez a folyadék I l o s v a y és L u d w i g elemzése szerint vasszulfátot, alumíniumszulfátot, gipszet, magnéziumszulfátot és szabad kénsavat is tartalmaz, de mennyiség

tekintetében az alumíniumszulfát és szabad kénsav uralkodik benne. A Büdöshegy felépítésével, kőzeteivel és barlangjaival Koch Antal¹ foglalkozott részletesen az Erdélyről szóló nagy munkájában. Büdöshegyet, a szomszédos Szt Anna és Mohos-tavak körüli vulkáni kúpokkal együtt »Büdös-vulkáni csoport« neve alatt foglalta egybe. Koch helyesen állapította meg, hogy ebben a csoportban a biotit-andezit tömeges kifejlődése a legnagyobb felszíni elterjedésben található, nevezetesen Tunsád-fürdönél, az Olt-folyó teletti Csomát-kúpjában kezdődik és keleten a Bálványos vulkáni kúpjában végződik.

Koch a Büdöshegy gázömléseivel, forrásaival és ezek lerakódásaival foglalkozva ezek keletkezését és összefüggését kutatva, a büdöshegyi andezittalban telismert, közel merőleges repedéseket veszi kiindulásul. Szerinte ezek a repedések nemcsak a felszíni andezit tömegében, hanem a kárpáti homokkő takarója alá folytatódó eruptív tömegre is kiterjednek. Koch ilyen módon egész repedési rendszert állapít meg, melyek közel párhuzamos irányúak és szerinte a büdöshegyi andezitfal repedéseiben, a barlangok gázömléseiben, a kénkiválásokban és az ásványvizek elhelyezkedésében is megfigyelhetők. Koch összesen hét egymással közel párhuzamos és átlag délnyugati irányú főrepedést tételezett fel.

1907-ben Papp K. a Torjától és Futásfalvától nyugatra emelkedő Bodoki-havasok gerincei közötti Pokolvölgyben végzett kutatásokat.² A völgyet és környező magaslatokat csupán a kárpáti homokkő építi fel, tehát vulkáni eredetű kőzetnek a környéken nyoma sincsen, viszont a büdöshegyihez hasonló vulkáni utóhatások, gázkitörések, különféle sós, szénsavas, vasas források és kénkicsapódások figyelhetők meg abban. Papp, a Pokolvölgyben talált jelenségek keletkezését kutatva összehasonlította azokat a Büdöshegyen talált vulkáni utóhatásokkal és azok létrejöttét szintén a Koch-féle repedési elmélettel magyarázta, amennyiben a hét főrepedési vonal mellé egy északi-déli irányú nyolcadikat állított fel, mely a Büdöshegy délkeleti nyulványát a Pokolvöggel köti össze. Papp, szerint ez a tektonikai irány a Büdös-Pokolvölgyi észak-déli feltörés tulajdonképpen közbeeső törésvonal a Hargita északnyugat délkeleti fővonulata és a Büdöshegy északkeleti-délnyugati irányú keresztrepedései között.

Kochnak a Büdös vulkáni csoportra vonatkozó azon megfigyelése, hogy a Szt Anna és, Mohos-tavak körüli, illetve ezektől keletre emelkedő Büdös és Bálványos (sőt szerintem a közelükben emelkedő Nagy Hegyes (IIIO ☉) vulkáni kúpjainak egymásmelletti felsorakozása feltétlenül együvé tartozást jelent, helytálló. E vulkáni kúpok és gerincek

¹ Koch Antal: l. c.

² Papp K.: A futásfalvi Pokolvölgy környéke Háromszék megyében. Földtani Közlöny. 1912. 42. kötet.

egy csoportba való tartozását azonban nemcsak azok elhelyezkedésében, hanem megfigyelésem szerint, azok vulkáni felépítésében és közeik rokon sajátságában, főleg pedig közös kémizmusában is megerősítve látjuk. A vulkáni működés, — mint áttekintő bejárásaim alapján megfigyeltem, — az egész csoportban hasonló, mert a vulkáni kúpok főleg lávából épültek fel. Explozív jellegű kitörés, tehát törmelékszórás ebben a csoportban csak kevés helyen mutatható ki és azok is többnyire kistömegűek. Típusos andezittufát pl. eddig csak Bükkszád községtől keletre, a Papis-tető déli nyulványán találtam ca 700 m magasságban, ami azonban nem azt jelenti, hogy e csoportban másutt nem volna; a részletesebb vizsgálatok folyamán valószínűleg még több tufára is akadunk. A fentiek alapján a Büdös-vulkáni csoport egybetartozását, nemcsak elhelyezkedésük, hanem vulkánológiai felépítésük alapján is megerősítve látom.

Büdöshegy ennek a vulkánocsoportnak egyik kisebb, de vulkánológiai szempontból legérdekesebb kúpja, melynek erős posztvulkáni működése nemcsak e csoportban, hanem a Kárpátok egész vonulatán belül is egyedülálló.

Áttekintve a Büdöshegyre vonatkozó megfigyeléseimet, azokat a következőkben foglalhatom össze.

Büdöshegy felépítésében a vulkáni működésnek van legfontosabb szerepe. Büdöshegyen három, egymástól jól elkülönült kitörés, illetve andezittömeg található: egyik a csúcsot felépítő legnagyobb, a másik a hegy délnyugati oldalában települő kisebb andezittelér, a harmadik, tömegre nézve legkisebb, a hegy délkeleti aljában a timcsós-ferrások melletti lávaáttörés, melynek felszíni része elpusztult.

Büdöshegyre vonatkozó megfigyeléseim lényegesen eltérnek a régibb geológiai térképek és közlések adataitól. Ezek a térképek a Büdöshegyen sokkal nagyobb és összefüggő andezittömeget jelöltek, ami nincsen. Fontos megállapítás, hogy a büdöshegyi andezittömeg északnyugat felé nincsen összefüggésben a Szt Anna és Mohos-tavak körüli andezitkúpokkal. Büdöshegyen a posztvulkáni működés moetta állapotú, mely száraz és a barlangokban átlag 12—14 C⁰-hőmérsékletű CO₂—H₂S—O—N gázkeverék előtörésében, másrészt mint nedves moetta azokban a gazdag ásványvíz-forrásokban nyilvánul, melyek Büdöshegy déli oldalából törnek elő. A száraz gázkeverék az andezit repedéseiből, hasadékaiból, de legnagyobb mennyiségben a barlangokon keresztül áramlik a felszínre. Megállapítható, hogy úgy a nedves, mint száraz moetta Büdöshegy déli oldalában, a három vulkáni tömeg között jelenik meg és érvényesül teljes kifejlődésben, ezt a területet pedig főleg agyag építi fel. Büdöshegy keleti, csupán homokkőből felépült oldalán posztvulkáni jelenségek csak elvétve, egy-egy kisebb savanyúvízforrás felszínre jutásában nyilvánulnak.

DIE VULKANOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DES BÜDÖSBERGES BEI TORJA (SIEBENBÜRGEN).

von Dr. L. J u g o v i c s.

[1 Kartenskizze, 1 Profil, 2 Textfiguren.]

Am Südende des aus dem Hargita und Kelemen-Berge bestehenden, annähernd 150 km langen Gebirgszuges, erheben sich nebeneinander die vulkanischen Kuppen des Búdös und Bálványos-Berges. Der Hargita-Vulkanzug findet mit diesen Andesit-Kuppen sein Ende. Die weiter südlich sich erhebenden, an Morphologie und Höhe ähnliche Gebirgsgrate sind rein sedimentären Ursprungs, dem entsprechend ist ihr Aufbau auch von dem erwähnten abweichend und werden unter den Sammelnamen Bodoki-Gebirge zusammengefasst.

Der *Búdösberg* (1143 ♂) ist in seiner jetzigen Gestalt ein gestreckter, schmaler Grat, welcher sich aus seiner Umgebung kaum erhebt. Der Berg gliedert sich in zwei Teile. Der untere Teil besteht aus Sedimentgesteinen: aus Sandstein und gepressten, stellenweise mergelartigen Ton, an denen an der Südlehne Quellenablagerungen neusten Ursprungs: Eisenerocker und Kalktuff lagern. Der obere Teil des Berges wurde von vulkanischer Tätigkeit hervorgerufen, besteht aus Andesit.

Im Gebiete des Búdösberges bestand die vulkanische Tätigkeit ausschliesslich aus Lavaströmen (Effusivausbrüche), welche von keinen Lockerausbrüchen begleitet wurden. Die Lavaströme stiegen nicht nur durch dem auf der Kuppe sich vertiefenden Hauptkrater empor, sondern durchbrachen an der Südseite Sandstein und Tonschichten; es gab abgezweigte Ausbrüche. Die Andesitmasse der Kuppe hat die grösste Ausdehnung, der an der Südwestlehne des Berges, hinter dem neuen Sanatorium in Ton liegende Lavakörper ist kleiner und die dritte kleinste Andesitmasse hat an der Südlehne neben den Alaun-Quellen die Oberfläche kaum erreicht.

Auf der beigelegten geologischen Karte und in Profil zeige ich den Aufbau und die Struktur des Búdösberges. Das Fehlen der Eruptionen bedeutete nicht gleichzeitig das Aufhören jeder vulkanischen Tätigkeit, wahrscheinlich folgten starke, vulkanische Exhalationen, Fumarole und Solfatara Tätigkeit. Die Beobachtung, dass der búdösberger Andesit ein

poröses, zerklüftetes von Gänge durchadertes Gestein ist, welches von Schwefeladern bzw. Rinden begleitet ist, lässt darauf schliessen, dass die heissen Dämpfe und Lösungen der Solfatara und Fumarolen andauernd wirkten. Die heissen, mit chemisch aktiven Verbindungen gesättigten Dämpfe haben das Gestein stark angegriffen, haben darin Gänge und Transportwege ausgelöst, so dass ein System verzweigender, schmaler Risse und Adern entstand. Später, als das Magma bei sinkender Temperatur die Eruptionsfähigkeit einbüsste, übernahm deren Rolle die postvulkanische Mofette-Tätigkeit von niedriger Temperatur. Die Gase der trockenen Mofette benützten die schon früher entstandenen Gänge, verbreiteten dieselben durch weitere Auflockerung und Lösung der Gesteine. Es ist leicht möglich, dass ein Teil dieser Gänge infolge langdauernder Exhalationen durch die abgelagerten Mineralien verstopft wurde, ein anderer Teil aber den wechselnden Stromrichtungen der Gase entsprechend verbreitet wurde. Die postvulkanische Mofette-Tätigkeit erscheint nicht nur in Form trockener Gasexhalationen, sondern auch als nasse Mofetten in den Mineralquellen der Südlehne.

Die Hauptmasse des unteren Bergteiles besteht aus Unterkreide Sandstein, der mergelige, gepresste Tonzwischenlagerungen enthält. Der *Sandstein* ist gut geschichtet, hellbraunlich-grau und hat gleichmässige Korngrösse. Das Gestein wird durch das Erscheinen von reichlichen Muskovit gekennzeichnet. U. d. M. können als Hauptgemengteile Quarz, Muskovit, untergeordneter Feldspat und Biotitkörnchen beobachtet werden, deren Zusammenhalten einem tonigen Bindemittel zuzuschreiben ist. Dies erklärt, dass der Sandstein auf der Oberfläche leicht zu einem grobkörnigen Sand zerfällt. Das Einfallen der Sandsteinschichten am Büdösberge ist west-nordwestlich. Die Lagerung wurde von der vulkanischen Tätigkeit gestört und ist besonders in der Nähe des Kontaktes von Bruchlinien durchquert.

Im Aufbau des Büdösberges nimmt auch *Ton* teil, der in der weiteren Umgebung des Berges in wechselnder Dicke, stellenweise nur als dünner, oft verwischter Sand erscheint. Dieser Ton tritt an der ganzen Südlehne des Büdösberges zu Tage. Die Ostgrenze dieser Toneinlagerungen zieht sich in der Nähe des alten Sanatoriums, von wo sie nach Westen über den Sattel weit verfolgt werden kann. In anderer Richtung ist sie bis zur Andesitkuppe und ferner bis zum benachbarten Sandsteinberge *Bolondos* (1048 ♂) verfolgbar.

Der Ton ist grünlichgrau oder grünlichbraun, dünnschichtig. Die Schichten keilen sehr oft aus. Die Tonschichten fallen ost-nordstlich und wurden durch den Lavaausbruch in ihrer Lage gestört.

Die Kontaktwirkung der Lava ist unregelmässig. Auf Sandstein hat sie nur mechanisch gewirkt, hat nur die Lagerung gestört und Brüche verursacht. Der neben den Alaun-Quellen liegende kleine Lavakörper

sitzt im Mitteln Sandstein. Hier ist, wie bald erwähnt wird, auch eine gewisse Kontaktwirkung zu beobachten.

Eine viel stärkere Kontaktwirkung hat die Lava auf Ton ausgeübt, die besonders an der Grenze des Lavakörpers an der Süd- und Westlehne beobachtet werden kann. Die aufbrechende Lava hat die Tonschichten nicht nur umgekippt, sondern entlang des Kontaktes zu einem harten Tonschiefer umgewandelt. Dieses dunkelgraue, feinkörnige Gestein ist an dem Kontakte stark zerknittert. Beim Kontakt hat natürlich auch der Andesit gelitten, wurde zu einem fahlen, meist hellgrauen, brüchigen Gestein, das entlang Rissen, Schwefeladern enthält. Auf dem Ausbisse dieses Andesitganges reihen sich als Spuren einmaliger Schwefelbergbaues kleine Gräben von 1—2 m Tiefe aneinander.

Der *Büdösberger Andesit* hat schichtige Absonderung und dicke Bankung, deren Streichen und Einfallen an verschiedenen Stellen der Kuppe wechselt. In den an der Südlehne eröffneten zwei kleinen Steinbrüchen, weiters in den Höhlen und an den oberhalb derselben sich erhebenden Felswänden stehen sie fast senkrecht und schmiegen sich zwiebelartig auf die Berglehne. Die Andesitmasse der Kuppe ist durch Spalten und Brüche durchsetzt die bei der Stink-Höhle nach Nordost-Südost ziehen; weiter nach Osten bei der Alaun-Höhle sind aber nord-südliche oder ostwestliche Brüche nachweisbar. Diese sind daher Ergebnisse der vulkanischen Eruptionen.

Der Andesit des Büdösberges ist im frischen Zustande dunkelgrau ist aber unzersetzt kaum aufzufinden. Die ständig hervorbrechenden postvulkanischen Gase greifen nicht nur die vulkanischen, sondern auch die Sedimentgesteine an. Infolge dessen ist der Andesit meist fahl, stark porös und brüchig. Besonders an den an der Südwestlehne der Kuppe sich erhebenden 10—20 m hohen Felswände und in den Steinbrüchen können wir die Veränderungen des Andesit beobachten. Die Veränderungen des Andesits können mit freiem Auge oder mit Lupe beobachtet werden. Zuerst verwittert das glasige Grundmaterial, verliert die Farbe. Dem folgen die femischen Gemengteile: Amphibol und Biotit. Die Feldspate werden kreidweis und glanzlos. Diese Veränderungen des Andesits sind den aufbrechenden Gasen und dem Regenwasser zuzuschreiben. Das Zerfallen ist dort, wo die Gase ausströmen stärker, das Gestein wird hier intensiver ausgebleicht. An den Spalten, Brüchen und Poren scheidet Schwefel aus. Der in der ausströmenden Gasmischung vorhandene Schwefelwasserstoff wird in der Luft nach folgender Formel oxydiert:



Die postvulkanische Tätigkeit verursacht Veränderungen nicht nur im Andesit sondern auch im Sandstein und Ton.

Die Flora der Gegenden die von postvulkanischen Gasen durchsickert werden ist recht bemerkenswert. Die steilen Abhänge sind entweder gänzlich kahl und felsig, an flachen Stellen wachsen einige krumme Birken oder Fichten ; z. B. rings dem Gipfel. Die sanften Lehnen sind mit grünen, bzw. aschgrauen Flechten bewachsen : *Cladonia rangiferina* und *Cladonia furcata* var. *pinnata*. Diese Gewächse sind für die Stellen, wo das Gas ausströmt so charakteristisch, dass sie nach deren Erscheinen bestimmt werden können.

Am Búdösberge entströmen die postvulkanischen Gase nur dem Andesit. Es kann höchstens an den Kontaktstellen das Entströmen aus den benachbarten Sandstein oder Tonschichten bemerkt werden.

Die Nähe der Alaun-Quellen ist mit gestörten Lagerungen gekennzeichnet. Dieses seltene Mineralwasser von eingartiger Zusammensetzung entspringt aus dem Sandstein an der Südostlehne des Búdösberges um 910—940 m Höhe. Mehrere kleinere, wasserarme Quellen entspringen an einem verhältnissmässig kleinen Gebiet. Die unmittelbare Umgebung der Quellen ist ein flacher, länglicher Graben. Im Graben und dessen Umgebung sind Bruchstücke von Andesit und Sandstein zu beobachten, in einem derart zerfallenen Zustande, dass die Bestimmung völlig unsicher scheint. Das stärkste Gasausströmen ist in der Nähe der Quellen bemerkbar. In der Umgebung wurde der Sandstein ausgebleicht, teilweise zu ein dünnschichtiges, blättriges, poröses, hartes Gestein umgewandelt.

Das Gebiet ist wasserarm, die postvulkanischen Gase brechen meist trocken mit einem gut hörbaren Zischen hervor. Die Alaun-Quellen selbst sind wasserarm, haben keinem Abfluss, füllen mit Planken gefütterte Gruben, wo das Wasser durchbrausende Gas zu sieden scheint.

Es kann festgestellt werden, dass sämtliche hier bei den Alaun-Quellen beobachteten Erscheinungen : starkes H_2S -Ausströmungen, vorgeschrittene Ausbleichung des Sandsteines, Umwandlung der Gesteine und Schwefelausscheidung dem am Andesitkontakt der Südwestlehne beobachteten Erscheinungen ähnlich sind ; dort hat die Lava Tonschichten durchbrochen und ist in Form eines Ganges bis zur Oberfläche gedrungen. Bei den Alaun-Quellen ist der Andesit nur im Geröll aufzufinden. Die mit den Sandsteingeröll vermengten Stücke sind stark zermürbt. Die Verbreitung des Andesits festzustellen liess ich Schürfschächte graben. Wir konnten wegen heftigen Gasausströmen nur 1—2 m Tiefe erreichen. In einen 2 m tiefen Schacht fand ich stark zermürbten Andesit. In den zwei anderen Schächten konnten nur veränderte Sandsteinstücke mit zwischengelagerten, bläulichgrauen Tonschichten entdeckt werden. Den Zusammenhang der Gesteine konnte ich leider in keinem Aufschluss bestimmen, da das ganze Gebiet zwecks Schwefelgewinnung durchgewühlt wurde. Die erwähnten Überlegungen verstärken

die Annahme, dass hier ein Lavaeinbruch in den Sandstein stattgefunden hat. Das Zermürben der oberen Schichten ist unter Einwirkung der Gase und Atmosphärien recht schnell vorgeschritten. Die Gegenwart des Lavakörpers wird auch dadurch bewiesen, dass die heftige postvulkanische Tätigkeit sich auf ein verhältnissmässig kleines Gebiet beschränkt. Ferner von den Quellen hat der Sandstein eine normale Entwicklung.

Von den Höhlen des Büdösberges ist der sogenannte »Torjai Büdös-barlang« (die Stinkhöhle von Torja) schon altbekannt. *Es konnte festgestellt werden, dass Höhlen sich nur in Andesit bilden.* Das Entstehen und Vergehen der Höhlen hängt mit dem Zerfall des Andesits zusammen. Der Andesit ist von Brüchen und Spalten durchwoben. Sie erleichtern das Sickersen der Gase und des Regenwassers, so ist hier der Zerfall des Gesteins schneller als anderswo. Die Bruchlinien werden dementsprechend breiter, es entstehen oft höhlenartige Hohlräume. Die Entstehung der Höhlen wurde ausser dem Zerfall des Andesits durch das Rutschen der steilen, stellenweise senkrechten Andesitbänke ermöglicht. Der alte Schwefelbergbau hat das Entstehen der Höhlen beschleunigt. In den verlassenen Gruben war der Zerfall des Andesits erleichtert, das zum Entstehen von Hohlräumen führte. Diese Erscheinungen erklären das Entstehen, Änderungen und Vergehen der Höhlen. In den älteren Beschreibungen schwankt die Zahl und Grösse der Höhlen, was nicht nur den ungenauen Beobachtungen zuzuschreiben ist. Fichtel¹ fand am Büdösberg 11 Höhlen an der nordöstlichen 4, an der südlichen Berglehne 7. Heute sind nur 3 Höhlen aufzufinden, diese sind die folgenden :

Kleine- (Vogelfriedhof-) Stink-(Torjaer Büdös-barlang)-Alaun-Höhlen.

Die bekannteste und berühmte »torjaer Stink-Höhle« wurde im Laufe des vergangenen Jahrhunderts von mehreren Fachmännern untersucht und wurden verschiedene Daten veröffentlicht. Ilosva² nahm seine Untersuchungen und Messungen in den Jahren 1878—1884—1893 vor, lieferte die letzten Angaben über die natürlich entwickelte Stink-Höhle : eine 14 m lange, 2 m breite, 2—6 m hohe Felshöhle, deren Boden von der Eingangsöffnung bis zum inneren Ende 2 m sank. Die heutige Höhle ist ein länglicher, gewölbter Raum, an dessen hintere Wand eine 40—50 cm grosse, viereckige Öffnung freigelassen wurde. Diese Öffnung bildet die Verbindung mit der dahinten liegenden Felspalte aus welcher die Gase entströmen. In die Spalte wurde ein Trichter eingelassen, welcher sich in einem Bleirohr von 10 cm Durchmesser fort-

¹ Fichtel J. v. E.: Beitrag zur Mineralgeschichte von Siebenbürgen.

² Ilosva, L.: A torjai Büdös-barlang levegőjének kémiai és fizikai vizsgálata. Budapest, 1895. (Nur ungarisch.)

setzt und die schweren Gase zur am Fusse des Bálványos-Berges liegenden Kohlensäurefabrik führt, wo die Kohlensäure in Flaschen gefüllt wird. Nach Ilosvay's Berechnungen entströmten der alten natürlichen Höhle jährlich 1.448.000 kg Kohlensäure und 4.340 kg Schwefelwasserstoff.

Die *Kleine-Höhle*, welche in der Nähe der Stink-Höhle, westlich von derselben liegt, ist auch heute eine natürliche Felshöhle. Beim Eingang hat sie 2.50 m Höhe und 2 m Breite. Vom Eingang hinein wird sie schmaler und niedriger, das Dach bildet nämlich eine schief liegende Andesitbank.

Östlich von der Stink-Höhle öffnet sich die grössere *Alaun-Höhle*, welche auch ein schiefes Dach hat. Beim Eingang beträgt die Breite 3 m, die Höhe aber nur 1.5 m, die nach innen graduell abnimmt. Die Tiefe beträgt 3 m. Die Westwand der Höhle ist eine natürliche Bruchfläche.

Im Jahre 1884 beauftragte die Ungarische Naturwissenschaftliche Gesellschaft (Természettudományi Társulat) L. Ilosvay mit der physikalischen und chemischen Untersuchung der Gase der Torjaer Stink-Höhle. Ilosvay untersuchte auch die Gase der anderen zwei Höhlen und erhielt folgende Ergebnisse:

	<i>Stink-Höhle</i>	<i>Alaun-Höhle</i>	<i>Kleine-Höhle</i>
Kohlensäure CO ₂	96.82 %	} 95.30%.....	} 95.71 %
Schwefelwasserstoffe H ₂ S..	0.38 %		
Sauerstoff O	0.14 %	} 4.70%.....	} 4.29 %
Stickstoff N.....	2.66 %		
	100.00	100.00	100.00

Mitteltemperatur im Inneren der Höhle:

12.0 C⁰ 12.4 C⁰ 12.4 C⁰

Der untere Teil der Höhlenwände ist von ausgeschiedenem Schwefelgelb gefärbt und zeigt hiermit das Niveau der Gasmischung.

Die Gasmischung der Höhlen zeigt, wie wir es von Ilosvay's Angaben erfahren, ähnliche Zusammensetzung. Von einem Vulkan abhängige Exhalationen haben auch anderswo einheitliche Zusammensetzung.

Das von den Wänden und dem Dach der Höhlen tropfende Wasser ist Niederschlagwasser, das das zermürbte Gestein auslaugte. Der aus dem Gasmisch ausgeschiedene Schwefel wird weiter oxydiert, verwandelt sich zu Schwefelsäure, die den Andesit angreift. Das von der Höhlenwand tropfende Wasser hält man für heilendes Augenwasser. Diese Lösung

enthält nach Analyse von Ilosvay und Ludwig.¹ Eisensulfat, Aluminiumsulfat, Kalziumsulfat, Magnesiumsulfat und freie Kohlensäure. Die Menge des Aluminiumsulfat und der freien Kohlensäure ist vorherrschend.

Den Ursprung der Gasausströmungen und Mineralquellen zu erklärend, richtet Koch² die Aufmerksamkeit auf die senkrechten Spalten der Andesitwände des Büdösberges. Seiner Meinung nach setzen sich diese Spalten nicht nur in den Andesitmassen der Oberfläche, sondern auch in die, unter der Sandsteindecke liegenden Eruptivmasse fort. Koch stellt ein Spaltensystem auf, das aus annähernd parallel laufenden 7 Hauptlinien besteht und durchschnittlich südwestlich streicht.

Im Jahre 1907 nahm K. Papp³ in den zwischen den Graten des westlich von Torja und Futásfalva sich erhebenden Bodoki-Gebirge, im Pokolvölgy (Pokol-Tal) Forschungen vor. Das Tal und die umgebenden Graten werden nur von Karpathensandstein aufgebaut, es ist kein vulkanisches Gestein in der Umgebung aufzufinden. Es wurden jedoch dem Büdösberge ähnliche vulkanische Gasausbrüche, verschiedene Mineralquellen und Schwefelausscheidungen auch hier angetroffen. Papp hat die Ursache der im Pokol-Tal gefundenen Erscheinungen mit der Koch'schen Theorie erklärt und neben den 7 Bruchlinien eine achte, welche den südöstlichen Ausläufer des Büdösberges mit dem Pokol-Tal verbindet aufgenommen. Nach Papp's Meinung ist diese tektonische Richtung eine mittlere Bruchlinie, zwischen den nordwestsüdöstlich verlaufenden Hargita-Zug und den nordost-südwestlichen Querbrüchen des Büdösberges.

Nach Koch's Beobachtungen bildet die vulkanische Gruppe Büdös die Umgebung der Szt. Anna und Mohos-Seen bzw. östlich erhebenden Büdös und Bálványos-berge, meiner Ansicht nach auch der Nagy-hegyes (IIIO ◊) eine zusammenhängende Reihe vulkanischer Kuppen. Die Zusammengehörigkeit beweist der gemeinsame vulkanische Aufbau und der verwandte Chemismus der Gesteine. Alle diese Kuppen sind aus Lavaflüssen aufgebaut. Ein Ausbruch explosiven Charakters mit Bildung vulkanischer Tuffe konnte nur an wenigen Stellen festgestellt werden; z. B. am Südausläufer des Páplis-tető, östlich der Gemeinde Bükkszád in 700 m Höhe.

Der Büdösberg ist eine kleine, aber bemerkenswerte Kuppe dieser Gruppe, deren postvulkanische Tätigkeit nicht nur im Hargita, sondern

¹ Ludwig, E.: Die Mineralquellen des Büdös (Bálványos) in Siebenbürgen. Tschermack's Mineral. und Petrogr. Mitteil. XI. Bd. 1890, p. 300—318.

² Koch A.: Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. II. Budapest, 1900.

³ Papp K.: Die Umgebung des Pokoltal bei Futásfalva im Komitat Háromszék. Földtani Közöny. 1912. Bd. 42. p. 808—837.

im ganzen Karpathenbecken allein steht. Meine Beobachtungen kann ich in folgendem zusammenfassen.

Im Aufbau des Büdösberges spielt die vulkanische Tätigkeit die Hauptrolle. Am Büdösberg sind drei gut abgesonderte Andesitmassen zu unterscheiden. Die erste, grösste, bildet die Kuppe, die zweite ist ein Andesitgang an der Südwestlehne und der dritten kleinste Gang, befindet sich am südöstlichen Bergfusse bei den Alaun-Quellen, zum grössten Teil von Sandstein bedeckt.

Meine Beobachtungen weichen von den Angaben älterer geologischen Karten und Mitteilungen wesentlich ab. Diese zeigen eine zusammenhängende Andesitmasse, die eigentlich aus drei kleineren Lavakörpern aufgefasst werden soll. Ein wichtiges Ergebnis ist, dass die büdöshegyer Andesitmasse mit den um den Szt. Anna und Mohos-See liegenden Andesitkuppen nicht in Verbindung steht; der dazwischen liegende flache Grat Bolondos (1048 ϕ) besteht aus Sandstein.

Die postvulkanische Tätigkeit am Büdösberg ist mofettenartig und wirkt meist als Hervorbrechen eines trockenen $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{S—O—N}$ Gasmisches von 12—12.4 C° Temperatur. Die reichen Mineralwasserquellen, welche an der Südlehne des Büdösberges entspringen, sind Beispiele der nassen-Mofette. Das trockene Gasmisch strömt meist aus den Spalten des vulkanischen Gesteins empor. Die prachtvollen Mofetten erscheinen an der Südlehne des Büdösberges und greifen ein toniges Gestein an. An der aus Sandstein aufgebauten Ostlehne sind postvulkanische Erscheinungen kaum, höchstens einige Sauerlinge zu beobachten.

L. Jugovics: Raporturile vulcanologice a muntelui Büdöshegy de lângă Turia.

In structura muntelui Büdöshegy se pot distinge trei faze eruptive. Emanatiunea postvulcanică în deobște cunoscută este în stadiul mofetic. Gazele seci emană din fisurile andezitului, în cea mai mare parte prin peșteri. Pe versantul de răsărit al Muntelui Büdöshegy constituit din grezie, fenomenele postvulcanice nu apar decât foarte rar.

Др. Югович Лайош:
ВУЛКАНО-ЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ БЮДЭШХЕДЬ У ТОРЬЯ.

В строении Бюдэшхедь можно развить хорошо друг от друга отделенные эрупции. Широко известное послевулканическое действие носит характер мoffеты. Смесь сухого газа из андезитовых трещин в наибольшем количестве выходит на поверхность земли через пещеры. Поствулканические явления на восточной стороне песчанистой горы Бюдэшхедь встречаются лишь изредка.

A RADNAI-HAVASOK CSILLÁMELŐFORDULÁSAI

Irta: Dr. Földvári Aladár és Dr. Pantó Gábor.

(1 tábla és 2 térkép)

A Radnai-havasok és a tőlük nyugatra levő Prelukai kristályos terület palái közt iparilag hasznosítható csillámelőfordulások vannak. Munkaidőnk lehető legjobb kihasználásával két célt tűztünk magunk elé: egyrészt a lakosok által ismert és bányászott előfordulásokat és környéküket vettük vizsgálat alá, hogy a bányászat terjeszkedésének lehetőségét tisztázzuk; másodszer a hegység képződményeinek és általános felépítésének tanulmányozásával igyekeztünk tisztázni, hogy a csillámtartalmú pegmatitok milyen közetcsoporthoz és földtani egységekhez kötve jelennek meg.

I. A hegység általános felépítése a csillámelőfordulások szempontjából.

A Radnai-havasok legújabb földtani térképét és leírását Kräutner Theodor: Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). Anuarul Institutului Geologic al României. XIX. 1938. című munkájában találjuk. Kutatásaink alapját ez az igen értékes munka képezte. Jelentésünk első térképmelléklete a Kräutner térképe után készült vázlat, mely a hegység felépítésében résztvevő lényeges közetcsoportokat tünteti fel. Kräutner szerint a kristályos kőzetek két nagy tektonikai és kőzet-tani egységbe foglalhatók össze. Az első az ú. n. epizonális kőzetek (fillitek, kvarcitpalák, porfiroidok, epimárványok és epiamfibolitok) csoportja, a másik a mezozonális kőzetek (csillámpalák, mezoamfibolitok és mezomárványok) csoportja. Az első csoport kőzetei autochtónok, a mezozonális kőzetek pedig takaróként fekszenek az előbbi csoport kőzetein. Ez a takaró két különálló területet borít, a nagyobbik terület a Rebravölgy környéke, a kisebbik az Ünökő vidéke.

A csillámtartalmú pegmatittelérek a Rebravölgy környéki mezozonális takaróban találhatóak. Az Ünökő takarójában bár pegmatitok vannak, hasznosítható csillámot nem találtunk. A pegmatittelérek a takaróképződés következtében minden eredeti összefüggésüket elvesztették azzal az intruzív tömeggel, amelyből keletkeztek és így gyökértelenül helyezkednek el a kristályos palák között.

A pegmatitok legnagyobbrészt a csillámpala rétegek közt elhelyezkedő teleptelérek. Csapásmenti kiterjedésük többnyire nem haladja meg a 10—50 m-t, vastagságuk néhány cm-től néhány m-ig terjed. Kétségtelenül a tektonikus mozgások szabdalták az eredetileg összefüggő pegmatitteléreket ilyen kis darabokra. Az egyes darabok többé-kevésbé az eredeti csapásirányban helyezkednek el és így a pegmatittelérek mint egysorban elhelyezkedő lencsék jelentkeznek. A feltérési viszonyoktól függ, hogy az ilyen pegmatitvonulat megszakítottságát észre vesszük-e vagy összefüggő telérnek térképezzük. A Cura Ascuns hegyoldalon, ahol a legsűrűbben helyezkednek el a pegmatitvonulatok, a telérek látszólag hosszabb összefüggő darabokból állnak, megszakítottságukat azonban helyenként itt is biztosan kimutattuk.

Kisebb telérdarabokon jól látható, hogy a pegmatit lencseszerűen kivékonyodik és végül teljesen kiékül a csillámpala rétegek között. A Scarișoara-völgy torkolatában levő pegmatitteléren a csapásirányra merőleges litoklázis-rendszer figyelhető meg. Ebből harántvetők szerepére következtethetünk a pegmatittelérek eldarabolódásánál.

A csillámpalatakaróban seholsem található nagyobb intruzív tömegek, melyekből a pegmatitok leszármaztathatók lennének. Az autochton epizódnában azonban Kräutner több gneiszintruziót mutatott ki. Ezek közül a Nyerges (Negreasa), valamint az Ujradna melletti Szamos-völgyben levő kis előfordulás a mi véleményünk szerint is gránitból keletkezett ortogneisz. Ezek környezetében bányászható pegmatittelért nem találtunk.

Több reménnyel kecsegtetett a Kräutner től injekciós gneisznek leírt ányesvölgyi és felsőrebravölgyi gneiszelőfordulás. Ez utóbbiaknál Kräutner vastag kontaktpala köpenyt is vélt kimutatni. Vizsgálataink szerint az Ányes- és Rebra-gneisz nem eruptív eredetű, hanem üledékes pszeftitgneisz (1., 2. kép). Ezek szerint az Ányes- és Rebra-gneiszszel kapcsolatban pegmatitok előfordulását nem várhatjuk. A Kräutner től kontaktpalának tartott kőzeteket eddig részletesen nem vizsgáltuk meg és így azok eredetéről nem mondhatunk véleményt. Annyit azonban biztosan mondhatunk, hogy ezek a gneiszek legalább is túlnyomó részükben szediment eredetűek, velük kapcsolatban pegmatitteléreket nem találtunk és ilyenek előfordulása nem várható elméletileg sem.

Az eddig végzett kutatások alapján csillámtermelésre alkalmas pegmatitelőfordulások csak a Rebra-völgy környéki csillámplaatakaró területén várhatók.

II. Az egyes előfordulások leírása.

1. A rebravölgyi fűrészmalom mellett a Felsőrebra és a Rebrisoara összefolyásánál (Gura Rebrei) a pegmatit magas szirtként emelkedik ki a csillámpalaretegek közül. A pegmatittelér 60 m csapáshosszban 30 m mélységben van feltárva, vastagsága 12 m. Dülése fent $245^{\circ}40'$, lent

220°50'. A telér fedő felőli része mintegy 2—3 m vastagságban tiszta kvarcból áll. A használható csillámtáblák inkább a fekü felé találhatók. Csillámtermelésre alkalmas ez az előfordulás. A telér folytatását a Rebra-völgy keleti oldalán a La Medlocul Plaiului lábánál 3 különálló foltban megtaláltuk és a mellékelt 2. sz. térképvázlaton feltüntettük. (A bányászható előfordulás a térképen I-el jelölve.)

2. A Scarișoara patak Rebra-völgybe való torkolásánál levő kincstári bánya pegmatittelére (térképen II-vel jelölve) 35 m csapáshosszban van feltárva l. 3. kép. Vastagsága 3.20 m, mélysége ismeretlen, a kibuvás alapján azonban mélység felé való folytatása 10—12 m-ig biztos. A teleptelér dűlése 225°40' és a teléren 150°85' irányú litoklázisok mérhetőek. A pegmatit fekvőjében levő csillámpala a Scarișoara-völgyben amfibolittelért tartalmaz. A pegmatittelér déli végénél csapásirányban ugyancsak megjelenik az amfibolit, ebből a 150°85' irányú litoklázisokkal párhuzamos harántvetődésre lehet következtetni. A vetőn túl a pegmatittelér folytatását nem sikerült megtalálni.

A pegmatitban az egyes ásványszemek a tér minden irányában rendezetlenül helyezkednek el. (Iránytalan szemcsés szerkezet.) Azonban a teleppel párhuzamosan több bekebelezett 20—30 cm vastagságú csillámpalaréteg látszik a pegmatitban. Ezek messziről feltűnnek nagymennyiségű, de aprószemű csillámtartalmukkal, sűrű turmalin-behintéseikkel (ezek a turmalinok 1—2 cm hosszúak, pár mm szélesek, jól kristályosodottak, de terminális lapjaik nem fejlődtek ki) és gyakori, borsónagyságot elérő gránátzárványokkal. A pegmatit ásványai sokkal durvábbak. A szürkeszínű földpát (mikroklin?) 40×22 cm nagyságú táblákat is alkot, a turmalin 23×9 cm-es kristályokat, sőt a hossz tengelyre merőleges 16×8 cm-es metszeteket is megfigyeltünk. A barnászörös gránátkristályok átlagosan 2—3 cm nagyok, a biotitok, melyek a csillámpalazárványok határán lépnek fel, 5—8 cm-t érnek el. A muszkovit 20×15 cm-es méretet is elér, azonban nagyobb kristályainak zöme 6×8 cm-es táblákat képez. A muszkovittáblák vastagsága a 2 cm-t is eléri. A muszkovit színe ilyen vastag táblákban barnás, vékony lemezekben vagy a felszínről való darabok ezüstös fehérek. Zárványokat alig tartalmaz és ezek a zárványok nem ércek. (mikroszkópos méretű zárványairól vizsgálat hiányában nem tudunk beszámolni.) A kvarc sohasem képez jól fejlett kristályokat, hanem legnagyobb részben 1 cm vastag, néhány cm hosszú zsinórokat alkot a fehér földpátkristályokban. A fehér földpát sokkal apróbb szemű mint a szürke, inkább kristályhalmazokat képeznek sok csillám- és egyéb zárvánnyal.

A pegmatittelérben ezen ásványok eloszlása nem egyenletes, hanem foltként egyik vagy másik ásványtársaság jut túlsúlyra. Így a szürke földpát-dús részek csillámot nem tartalmaznak, a csillámdús részekben sok a fehér földpát és a turmalin.

Ezen előfordulás csillámtermelésre igen alkalmas, mivel egész hosszában közelítőleg egyforma a csillámtartalma. Ezideig mindössze félméter vastag pegmatitréteget fejtettek le 35×5 m területen.

3. A Scarișoara völgy déli oldalán a Dosul Scarișoarei nevű részen, aneroiddal mért 1180 m t. sz. f. magasságban található pegmatittelér 8—10 m magas sziklákban van feltárva. A szikla alja csillámszegény, felső része mintegy fél m vastagságban tiszta kvarcból áll, a csillám dús rész 1.0—1.5 m vastag és közvetlenül a tiszta kvarcos zóna alatt következik. Ez a pegmatittelér függőlegesen töri át a $220^{\circ}20'$ dőlésű csillámpalarétegeket. A telér csapása 75° — 225° .

4. A Rebravölgy nyugati oldalán a Pescar-hegy oldalában 870 m t. sz. f. magasságban 16 m hosszúságban 3—4 m magasságú pegmatittelér van feltárva, mely $216^{\circ}46'$ dőléssel csillámpala közé települ. Valódi vastagsága a mai feltárási viszonyok mellett nem állapítható meg. A térképvázlaton III-mal jelöltük. A Scarișoara-völgy torkolatában levő előfordulás után ez a leggazdagabb és legméltóbb művelésre. Dél felé való folytatását a Pescar-patak torkolatában látható pegmatitlencse képében találtuk meg. Ennek csillámtartalma elég magas, az előfordulás azonban oly kicsi, hogy termelésre nem alkalmas. Valószínűleg ugyanennek a pegmatitvonulatnak része a Kräutner által a Pietri patak északi oldalán feltüntetett pegmatit is. Ez a lakosok szerint sok csillámot tartalmazott, azonban ma nem látható, mert egy hegyomlás a kibúvást betemette.

5. A Scarișoara-hegy Cura Ascuns nevű oldalában található leg-sűrűbben és legösszefüggőbbben a pegmatittelérek.

A legészakibb vonulat a Muskó-féle bányaeépület mellett húzódik az erdő és havasi legelő határán. A fejtés a ház mellett 1230 m t. sz. f. magasságban folyik. A fejtés helyén a pegmatit $160^{\circ}40'$ dőlésű, a fedőjében levő csillámpalaszikla $195^{\circ}50'$, a pegmatit dőlése a ház mellett húzódó patak völgyében $215^{\circ}55'$. Jelenleg mintegy 25 m hosszú 4—5 m széles feltárást dolgoznak. A telér kibúvása a bányán túl még hosszán követhető. (A térképen V-tel jelölve.) Jelenleg a telér csillámdús részét nagyrészt már lefejtették. A bányászatot csak abban az esetben érdemes folytatni, ha csapásmentén újabb csillámdús fészket tárnak fel.

Ezen telér északnyugat felé való folytatását megtaláltuk a havasi legelő alján levő erdőszögletben, majd tovább a Muskó által hajtott 1080 m t. sz. f. magasságban levő Gizella-táróban. Ez utóbbit 4 m-nyire hajtották ki, benne 3 m vastag, $205^{\circ}60'$ dőlésű pegmatittelért tártak fel csillámpalában. A csillámdús részt már lefejtették, azonban a táró továbbhajtásával remélhető újabb csillámtartalmú fészkek feltárása. A pegmatitvonulat legészaknyugatibb feltárása közvetlenül a Rebravölgy felett van 880 m t. sz. f. magasságban. A csillámpalában húzódó telér $210^{\circ}55'$ dőlésű és délkeletfelé teljesen kiékül. A telér maximális

vastagsága egy m körül lehetett. Teljesen lefejtették. Az itt található csillámok átlagos nagysága 3×4 cm, de találtunk 10 cm hosszú darabot is.

A Muskó-féle bányaeépület melletti pegmatittelekről délkelet felé a Piciorul Jepei gerincig nyomozható. Itt a gerincen (a térképen VI-tal jelölve) 1290 m t. sz. f. magasságban $225^{\circ}60'$ dűléssel csillámpalában található a telér, benne kitermelhető csillám van. A telér vastagsága nem állapítható meg, azonban 2 m-t bizonyosan meghalad.

Valószínűleg ennek a telérnek a folytatása lehet a Scarișoara-gerinc nyugati oldalán 1330 m t. sz. f. magasságban a lovaglót mellett levő pegmatit kibúvás is. Dűlése $210^{\circ}50'$. Megjegyzendő, hogy ettől az előfordulástól északra a Scarișoara-gerinc nyugati oldalán csillámtartalmú pegmatit legurult tömbjei találhatóak. Ez reményt nyújt arra, hogy a Scarișoara nyugati oldalán Muskó területén kívül is sikerülhet csillámelőfordulást találni. E kérdés eldöntésére nem volt elegendő időnk.

6. Az 5. pont alatt tárgyalt pegmatitvonulat nem az egyetlen, mely a Cura Ascuns oldalban található. Az előbbivel párhuzamosan húzódik a második vonulat, mely a Pescar-patak torkolatával szemben a Rebra-völgyből kiindulva húzódik a Piciorul Jepei 1168 m magassági pont felé. Kiindulási pontjánál 770 m t. sz. f. magasságban fekszik, a Muskó-féle bányaeépület mellett lefutó völgyet 1110 m t. sz. f. magasságban metszi és délkeleti vége 1150 m t. sz. f. magasságban az erdő és legelő határán látható. A legelőn nem sikerült tovább követni. A vonulat északi végén a Rebra-völgybe ömlő kis mellékpatak torkolata táján jó feltárásban látható, hogy a telér körülbelül 5 m vastag és mintegy 30 m hosszúságú szakasza iparilag felhasználható csillámot tartalmaz. A térképvázlaton IV-el jelzett helyet feltárássra és bányászatra alkalmasnak tartjuk. A vonulat többi részén a pegmatittelérnek csak törmeléke és tömbjei találhatóak, ezekből azonban a telér csillámtartalmát nem lehet megállapítani. Csak mesterséges feltárások létesítésével lehetne az esetleges dús csillámtartalmú részeket felkutatni.

Ezen telértől délre a Cura Ascunson a Muskó-bérlet határáig még további két pegmatittelér nyomait találtuk meg. Kedvezőtlen feltárási viszonyok következtében nem tudtuk eldönteni, hogy bányászásra érdemes csillámtartalmú részeket tartalmaznak-e vagy sem, ezt csak feltárásokkal lehetne eldönteni. A felszínen lévő darabok nagyon csillám-szegények.

7. A Scarișoara- és Detunata-csúcs közötti nyeregben Kräutner két pegmatittelért tüntet fel, ezeket mi is megtaláltuk. Az alsó telér csillámot alig tartalmaz, kis terjedelmű, a közvetlen fekvőjében levő csillámpala $200^{\circ}40'$ dűlésű. A második telér tömbjei a Detunata gerinc oldalában 1580 m t. sz. f. magasságban mintegy 20 m vertikális magas-

ságú szakaszon található. A telér mintegy 100 m hosszúságban nyomozható. Fekvéjében a csillámpala $215^{\circ}30'$ dűlésű. Ez a telér feltárásra érdemes, mert a túlnyomóan csillámszegény tömbjei között olyanokat is találtunk, melyek 10×10 cm nagyságú csillámlemezeket tartalmaztak.

A Detunata-csúcsnak a Cormaja-völgybe nyúló délkeleti irányú gerincén még három pegmatitkibúvást találtunk. Az egyik a csúcs alatt vezető út mellett 1585 m t. sz. f. magasságban, a másik a gerinc 1344 m magassági pontjánál, a harmadik a Părăul Craiului északi ágában 1490 m t. sz. f. magasságban és $240^{\circ}45'$ dűléssel van feltárva. A felszínen levő telérdarabokban kitermelésre érdemes csillámot nem találtunk, azonban a telérek gyakorisága és vastagsága a további kutatásokat indokolttá teszi. Ezek az előfordulások mutatják, hogy a pegmatittelérek a Cormaja-völgybe is átcsapnak és így ezt a völgyrendszert is át kellene kutatni csillámelőfordulások után.

III. A pegmatitok csillámtartalma és bányászhatósága.

Az előfordulások nagy részénél nem tudtunk adatokat szerezni a csillámtartalomra vonatkozólag. A legbiztosabb adatok a Scarișoara-völgy torkolatában levő, művelés alatt álló pegmatittelérről állanak rendelkezésre. Megkíséreltük még a Rebravölgyi malomnál és a Pescargerincen levő pegmatittelér csillámtartalmának megállapítását, ezen adatok azonban a rosszabb feltárási viszonyok miatt sokkal kevésbé megbízhatók, mint az előbbire vonatkozóak.

Az alábbi táblázatban feltüntettük a pegmatittelér felületén húzott egyenes mentén az egyes ásványfajták által elfoglalt távolságok összegét és az ezek alapján számított lineáris és súlyszázalék értékeket (Muszkovit I. a 3 cm \varnothing -nél kisebb csillámtáblákat, muszkovit II. a nagyobbakat jelzi):

Scarișoara-i pegmatit

Ásvány	Mérések összege	Lineáris %	Fajsúly	Súly %
Ortoklász	1.064	27.67	2.55	25.59
Mikroclin	408	10.61	2.56	9.85
Kvarc	679	17.63	2.65	16.93
Turmalin	314	8.16	3.12	9.24
Gránát	28	0.73	3.50	0.92
Muszkovit I.	1.174	30.54	2.95	32.67
Muszkovit II.	177	4.60	2.95	4.92
	<u>3.844</u>	<u>99.94</u>		<u>100.32</u>

Rebravölgyi malomi pegmatit

Ásvány	Mérések összege	Lineáris %	Fajsúly	Súly %
Ortoklász	623	31·1	2·55	29·0
Kvarc	603	30·0	2·65	29·1
Muszkovit I.	578	28·9	2·95	31·2
Muszkovit II.	201	10·0	2·95	10·8
	<u>2.005</u>	<u>100·0</u>		<u>100·1</u>

Pescar-i pegmatit

Ásvány	Mérések összege	Lineáris %	Fajsúly	Súly %
Ortoklász	548	45·8	2·55	42·0
Kvarc	354	28·5	2·65	28·0
Muszkovit I.	75	6·7	2·95	7·5
Muszkovit II.	229	19·0	2·95	22·5
	<u>1.206</u>	<u>100·0</u>		<u>100·0</u>

Normális számításnál a teléren a tér három egymásra merőleges irányában mért lineáris százalékok középértékéből kellene a térfogatszámítást végezni. Jelen esetben a térnek csak egy irányában, a pegmatit réteglapján végezhattünk mérést és így középérték számítására nem gondolhattunk. Másrészt a térfogatszámításnál nem lehetett egyszerűen a lineáris méreteket köbre emelni, mert ezek a táblás kifejlődésű ásványok nem tekinthetők izometrikus testeknek. Ezért közvetlenül a lineáris százalékokat szoroztuk meg az ásvány fajsúlyával a súly % kiszámításánál.

A táblázat adatainak megítélésénél a következőket kell figyelembe venni : a pescari teléren a mérés időpontjában a csillámban legdúsabb rész állt művelés alatt ; a malom melletti teléren a mérést szabadon heverő tömbökön kellett végezni, melyeket elválási lapok határoltak. Az elválási lapok pedig nyilvánvalóan ott keletkeznek, ahol a legtöbb csillámtábla helyezkedik el. Mindkét esetben tehát a csillámtartalmat magasabbnak mérjük az átlagos csillámtartalomnál. *Igy a Scarișoara-i pegmatittelérnél kapott értéket — 4·6% — fogadhatjuk el, mint amely a valóságot legjobban megközelíti.*

Ez az érték természetesen a nyers csillámtartalomra vonatkozik. A keletalpesi és amerikai csillámelőfordulásokon végzett számítások szerint a telérek csillámdús »nemes« zónájában 2—10% a csillámtartalom. A fejthetőség alsó határának 2—3% csillámtartalmat veszik.

A kihozatal és a csillám minőségének megbecslése csak a termelési és osztályozási adatok birtokában lenne lehetséges. A csillámtermelés, feldolgozás és osztályozás igen primitív módon történik, s így a fejtmény értékét csak részben használják ki. A robbantás útján nyert tömbökből durva vésőkkel feszegetik ki a csillámtáblákat, amelyeket a metamorfózis nyomása amúgy is erősen megviselt, ráncokkal, törésekkel, rejtett hasadásokkal látott el. Ha ügyeskező munkások finomabb szerszámokkal óvatosan végeznék a csillámtáblák kifejtését, több és nagyobb tábla lenne a nyereség.

Az osztályozás egyik tényezője a csillám átlátszósága, illetőleg zárványmentessége. A rebrai csillám ebből a szempontból jóminőségűnek mondható, a termelt csillám zöme az indiai osztályozás első négy osztályába tartozik :

- | | |
|------------------------------|------------------|
| 1. tiszta..... | clear |
| 2. alig szennyezett | slightly stained |
| 3. néhol szennyezett | fair stained |
| 4. kevésbé szennyezett | good stained. |

A nagyság szerinti osztályozásra vonatkozólag a teléren mért táblaméreteket nem vehetjük alapul éppen a pegmatit préseltsége miatt. A felállított nagysági osztályok ránc- és hasadásmentes felületekre vonatkoznak. Szakszerű hasítással 0·024 mm vastagságú lemezek is kiadják a tábla megadott méretét.

A rebrai csillámtáblák legtöbbször a fenti követelményeknek nem felel meg, szinte valamennyit ráncok vagy preformált hasadások szelik át, úgyhogy a legóvatosabb hasítással is csak jóval kisebb felületű vékony lemezek nyerhetők. Az American Society for Testing Material által jóváhagyott osztályozást alapul véve a nyert csillámnak $\frac{1}{2}$ -e is alig sorolható a legelső három nagyságosztályba. Ebből a mennyiségből kis töredék esik az 5. osztályba 23·04 cm² felülettel (24—48 mm közötti szélességű és 48—60 mm közötti hosszúságú négyszög). Több jut az 5^{1/2}-es osztályba, melynél 15·28 cm² felület a követelmény. Az osztályba sorolható csillámmennyiség nagyobb fele 5·76 cm² felületű »Punch« (6. osztály). Az osztályba nem sorolható mennyiség »rekonstruált csillám«, »micanit« gyártására alkalmas. A 0·024 mm vékony pikkelyekre hasított csillám, ha zárványmentes, megfelelő nagyságú lemezekké összeragasztva elektrotechnikai célokra is megfelelő. A csillámhulladék sokfajta felhasználási lehetősége mellett is (szigetelő, kenőanyag (fatengelyekre), vakolatok, díszítő festékek) egy csillám-előfordulás rentabilitását az elektrotechnikai felhasználhatóság, a közepes táblanagyság adja meg. A 22 cm² közepes táblanagyságot veszik általában a fejtésre érdemesség alsó határának.

A rebrai csillámtermelésnél pontos nagysági osztályozás nem folyik, a fejtmény pontos százalékos megoszlását az egyes kategóriák között nem ismerjük. A fenti, becslés alapján megadott megoszlásból az mindenestre levonható, hogy a 22 cm²-es közepes táblanagyság mögött messze elmarad a rebrai csillámelőfordulás. Így, bár aránylag kevésbé szennyezett, béketermelés és akadálytalan nemzetközi árucserre esetén a gazdagabb (elsősorban indiai) előfordulásokkal nem versenyképes. Rendkívüli gazdasági körülmények között azonban fejtésre érdemes lehet.

A kincstári bányászat 1942 augusztus közepéig a Scarişoara-i bányából 10 q »elsőrendű« és 2 q hulladékcsillámot termelt ki, a Pescar-i bányából 2 q »elsőrendű« és 1 q hulladékcsillámot. A Scarişoara-i pegmatitteléren eddig 35×5 m = 175 m² területen átlagosan 0,5 m vastagságú pegmatitot, azaz 87,5 m³ = 236 t anyagot fejtettek le. Mivel azonban ezen a területen előzőleg Muskó is bányászott, nem tudjuk megállapítani, hogy mennyit termelt ki ebből Muskó és mennyit a kincstári bányászat. Feltéve, hogy a lefejtett mennyiség fele, 118 t volt a kincstári termelés, úgy a Scarişoarán bányászott 12 q csillám közelítőleg 1 súly%-os kihozatalnak felel meg. (Pontosabb adatokhoz lehetne jutni, ha ismeretes lenne a kincstári bányászat alatt a Scarişoara-i bányában elhasznált robbantószer mennyisége, mert ebből a kibányászott köbméterek számát közelítőleg meg lehetne állapítani.)

A kincstári csillám-bányászat kilátásait illetően megállapíthatjuk, hogy az I. malomi, II. Scarişoara-völgy torkolati, III. Pescar-gerinci, IV. Pescar-patak torkolatával szembeni, VII. Dosul Scarişoarei-i előfordulások együttes művelése 2—3 évig évi 10 t csillámtermelést biztosít. Nagyobb mennyiségre biztosan számítani nem lehet, mivel a csillámdús fészkek csillámszegény részletekkel váltakoznak egy-egy pegmatitteléren belül. A további kutatásokat a Scarişoara-gerinc, Detunata- és Cormaja-völgy irányában kellene folytatni. A jelenlegi előfordulásoktól északnyugat felé való kutatásoknak határt szab az, hogy ebben az irányban a csillámpalazóna eltűnik a flis takaró alatt.

A termelés további növelését szolgálhatja a Muskó-féle bérlet kincstári kezelésbe vétele is, bár itt a könnyen hozzáférhető csillám-fészkek már le vannak fejtve. Rendszeres feltárással azonban kétségtelenül új csillámdús pegmatitrészleteket lehetne találni. Hangsúlyozottan kell kiemelni a termeléssel egyidejűleg folyó feltárási munkák fontosságát, mert csak ez biztosíthatja a csillámtermelés folytonosságát.

MICA PROSPECTS IN THE RODNA MOUNTAINS (TRANSYLVANIA)

by A. Földvári and G. Pantó

(With 1 plate and 2 sketch maps)

Uncertain informations were obtained about commercially valuable mica occurrences in the schist belts of Rodna and Preluka Mountains. The first aim of our survey was a thorough examination of the already discovered occurrences, for advising further investigations. Secondly the genetics and development of mica bearing pegmatites were studied by general petrographic and geologic investigation of the area.

I. General Geology of the Mica Occurrences

Latest description and a geological map of the region was accomplished by *Theodor Kräutner*: Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). Anuarul Institutului Geologic al Romaniei XIX. 1938. At our survey we relied on this outstanding monography. The great petrographic and tectonic units distinguished by *Kräutner* are shown in sketch no. 1. The first unit includes epizonal metamorphosed rocks (phyllites, quartz-schists, metamorphosed quartz-porphyrines, marbles and epiamphibolites), the second one, mesozonal rocks (mica-schists, mesoamphibolites and marbles). Epizonal rocks are autochthonous covered by relics of an overthrust nappe consisting of mesozonal rocks. Two larger fragments of these mesozonal rocks were discovered, the greater one around the Rebra valley, the smaller one on the Ūnökő (Ineu).

Mica bearing pegmatites occur in the mesozonal series of the Rebra valley. That of Ūnökő includes pegmatites but without profitable mica-content. Enclosed in a nappe the pegmatites lost connection with the intrusiva which originated them. The pegmatite dikes, 10—50 meters in length, few cm—few meter in thickness, intercalate the schist layers conformingly. The pegmatites were dissected by cross-faults, their fragments cropping out with uniform strike in form of a row of lenses.

In the mesozonal nappe no larger intrusive mass was found. The pegmatites are products of a separated batholite. Among the autochthonous epizonal rocks, several gneissic intrusions were established by *Krätner*. Considering two occurrences viz. intrusions of the Nyerges (Negriasa) and that in the Szamos (Someş) valley near Újradna (Sanţ), we agree with *Krätner* in identifying them as orthogneisses, derived from granite. In the neighbourhood of these intrusions no pegmatite occurrences were observed.

On base of *Krätner's* map we hoped to find the root of the pegmatites in the intrusions of the upper section of Rebra valley and that of Ányes (Anieş) valley. *Krätner* showed, that these intrusions are surrounded by a contact-metamorphic envelop. Our examinations showed, that both above-mentioned gneiss occurrences are of *sedimentary origin* (psephitic gneiss) see fig. 1., 2. Rocks described by *Krätner*, as contact metamorphosed were microscopically not yet studied, their origin therefore cannot be determined accurately. As far as our present knowledges, the rôle of igneous ingredients in forming these gneisses cannot be excluded, but their importance is undoubtedly restricted. From these formations pegmatites cannot be deduced at all.

Based on above facts, mica prospecting is to be confined within boundaries of the mesozonal schists around the Rebra valley.

II. Description of the Mica-bearing Pegmatites

1. A high pegmatite reef trends in S50°E direction at the junction of Rebra and Kis Rebra (Rebrişoara) rivers (Gura Rebrei) (Saw-mill of Rebra valley). The dike is exposed in 60 metre length of strike, 30 metre of height and 12 metre of width. On the top it dips S65°W-wards with 40°, at the bottom S40°W-ward with 50°. A 2—3 metre thick layer of the dike along the hanging wall consists of pure quartz. This mica prospect may yield useful material. Dislocated parts of this dike appear in the same strike southwards, on the eastern side of Rebra river (foot of La Medlocul Plaiului) in three isolated patches.

2. At the mouth of Scărişoara river is a 35 m long pegmatite exposure. Mica exploitation was arranged here by the fisc (see fig. 3). The dike is 3,20 metre thick and stretches to unknown depth, surely greater, than 12 metre. The dike dips S45°W-wards with 40°, its fractures are directed S30°E 85°. In the basement of the pegmatite an amphibolite dike is exposed by the Scărişoara river. At the southern end of the pegmatite dike amphibolite appears as its prolongation, so that dislocation along a S30°E 85° directed transversal fault is evident. Prolongation of the pegmatite separated by this fault was not discovered.

The structure of the pegmatite has no perceptible orientation. It includes several lenses of mica-schist (20—30 cm thick) lying along the strike. They differ distinctly from the pegmatite by their smaller mica-scales, abundance of tourmaline crystals (1—2 cm long, few mm thick, well developed except the terminal faces) and garnets of pea-sized grains. Crystals of the pegmatite attain far greater dimensions. Plates of gray feldspar (microcline) reach 40×22 cm size, tourmaline crystals 23×9 cm, but a crosscut of 16×8 cm was even observed. The reddish crystals of garnet vary between 2—3 cm size, the biotites occurring chiefly along the mica-schist inclusions between 5—8 cm. Exceptionally 20×15 cm large muscovite sheets were found, but the average is 5×8 cm. The scales form 2 cm thick plates. Thick plates are brown coloured, less transparent, thin scales transparent. The altered samples from the surface have silvery glitter. Dark inclusions do not consist of ore — their thorough microscopical study was not yet accomplished. Quartz is never developed in crystals, but in stringers penetrating crystals of the white feldspar. Individuals of white feldspar, smaller than those of the gray variety, amass in aggregates. Distribution of minerals is not uniform throughout the dike, local enrichments of the ingredients are common. Where gray feldspar dominates, mica is absent, while mica-rich parts are abundant in white feldspar and tourmaline.

This occurrence is suitable for exploitation of mica, due to its considerable content of mica along its whole strike. Until now a 0.5 metre thick layer of an exposure of 35×5 metre was vorked out.

3. On the Dosul Scărișoarei, southern side of the Scărișoara valley (in 1180 m altitude, measured with the aneroid) a pegmatite dike is cropping out in a 8—11 m high cliff. A central, 1—1.5 m thick layer has considerable mica content. At the bottom, mica scales occur scarcely, while in the upper part they are entirely lacking. The N75°E—S75°W striking dike intersects mica-schists of a S40°W 20° dip. The occurrence may be advised for prospecting.

4. On the slope of the Pescar ridge western side of Rebra valley a pegmatite dike is exposed in a quarry in 870 m altitude. The pegmatite is enclosed in S36°W 46° dipping mica-schists. The exposure is 16 m long and 3—4 m high. The actual thickness of the dike was not measured. Besides the occurrence no. 2, this is the most abundant in mica.

Southern prolongation of the pegmatite dike is marked by a lenticular mass in the mouth of the Pescar valley. It is mica-rich but due to its small extension it has no economic value. A section of the same dike was observed probably by *Kräutner* in the Pietri valley. This outcrop is now hidden by debris. Inhabitants of

the surroundings relate, that it have had a considerable mica content.

5. Pegmatite outcrops appear most clearly and numerously on the slope of Scărișoara, named Cura Ascuns.

The most northerly lying dike is exploited by a private enterprise. Workings were started next to the mine building, in 1230 m altitude. In this 25 m long, 4—5 m wide exposure pegmatite dips $S20^{\circ}E$ -wards with 45° , mica-schists of its hanging wall $S15^{\circ}W$ -wards with 50° . In the bed of the nearby little creek $S35^{\circ}W$ 55° dip was measured in pegmatite. The bulk of mica-rich pegmatite was already excavated from the quarry. Exploitation may be carried on only if a new mica-enrichment will be discovered.

The pegmatite dike trends from here NW-wards following the boundary of wood and pasture. Outcrops were found near the corner of the forest on the margin of the pasture and farther NW-ward at the Gizella adit.

This is driven in its 4 m length through a 3 m thick, $S25^{\circ}W$ 60° dipping pegmatite dike included in mica-schists. The exposed mica-enrichment was wholly exploited but from farther excavation new ones may be expected.

Terminal outcrop of this dike was observed on the bank of the Rebra river in 880 m altitude. The $S30^{\circ}W$ 55° dipping pegmatite occurs in mica-schist. Its thickness attains 1 m, thinning out towards the SE. This pegmatite exposure is entirely exhausted.

Elongation of the same pegmatite dike was found again SE-wards from the above mentioned private mine towards the Piciorul Jepei ridge. On the top of this ridge in 1290 metre altitude the $S45^{\circ}W$ 60° dipping pegmatite is enclosed in mica-schists. Thickness of the dike exceeds 2 metres. It contains mica in considerable quantity.

The pegmatite outcrop on the western side of the Scărișoara ridge along the riding road seems to be the prolongation of the former dike. On the 4—5 m thick dike a $S30^{\circ}W$ 50° dip was measured. It is worth mentioning that farther to the W, loose blocks of mica-bearing pegmatite were found. Mica occurrences may be suspected even in this area, which was not yet surveyed thoroughly.

6. From the northeastern bank of the Rebra river at the mouth of Pescar brook (770 meter altitude) an other pegmatite dike trends on the Cura Ascuns towards ϕ 1168 on the Piciorul Jepei, lying parallel with the former dike. It crosses the valley which originates at the private mine, in 1110 m altitude. From the edge of the pasture (1150 meter altitude) farther to the SE no outcrop was observed.

The only good exposure of the pegmatite dike is in the bed of a little tributary of the Rebra river near its mouth. Here a 30 metre

long, 5 metre wide section seems worth prospecting. The whole length has not been judged in lack of exposures.

Farther to the S two smaller dikes were established on the base of scattered blocks lying on the surface. Being not exposed at all, their value is uncertain.

7. On the map of *Kräutner* two pegmatites are shown in the saddle between Scărișoara and Detunata. Both were examined by us on the field. The lower one is of small dimensions, having no significant mica content. Mica-schists of its hanging wall dips S20°W-wards with 40°.

Blocks of the upper dike are spread on the slope of Detunata between 1580—1560 meter altitudes in a 100 metre long section. On the micaschist of its footwall a S35°W 30° dip was measured. The dike is worth investigations due to its mica plates reaching 10×10 cm size.

On the ridge extending from the Detunata towards the Cormaja valley three farther dikes were discovered. Their outcrops may be fixed as follows: 1. Beside the road, running underneath the peak at 1545 metre altitude. 2. Near \odot 1344 of the ridge. 3. In the northern branch of Părăul Craiul at 1490 metre altitude. This later has a dip of S60°W 45°.

Among the blocks of the pegmatit no greater mica-content was observed; prospecting is advised on this area, based upon the considerable extension of the outcrops. These outcrops suggest, that the dikes established on the northern slope of the Detunata-Scărișoara ridge reach into the Cormaja valley.

III. Mica Content and Commercial Value of the Pegmatites.

Poor exposures yielded scarce details about the mica-content of the occurrences. Most reliable facts were obtained from the pegmatite exposure in the mouth of the Scărișoara valley. Calculation of mica-content of two farther pegmatites (the one at the saw-mill in Rebra valley and on the Pescar ridge) was attempted rather by guessing, than by accurate measurements.

Figures in the first column of the following tabulations express the summation of the spaces, occupied by each mineral species along a straight line drawn on the rock surface. Muscovite is divided into muscovite I. forming smaller crystals than 3 cm in diameter and muscovite II. the larger ones. Linear and weight percentages are counted from these data.

Pegmatite of Scărișoara.

Mineral	Occupied lengths	Linear %	Spec. grav.	Weight %
Orthoclase	1.064	27.67	2.55	25.59
Microcline	408	10.61	2.56	9.85
Quartz	679	17.63	2.65	16.93
Tourmaline	314	8.16	3.12	9.24
Garnet	28	0.73	3.50	0.92
Muscovite I.	1.174	30.54	2.95	32.67
Muscovite II.	177	4.60	2.95	4.92
	<u>3.844</u>	<u>99.94</u>		<u>100.32</u>

Pegmatite near the saw-mill of Rebra valley.

Mineral	Occupied lengths	Linear %	Spec. grav.	Weight %
Orthoclase	623	31.1	2.55	29.0
Quartz	603	30.00	2.65	29.1
Muscovite I.	578	28.9	2.95	31.2
Muscovite II.	201	10.0	2.95	10.8
	<u>2.005</u>	<u>100.0</u>		<u>100.1</u>

Pegmatite of Pescar ridge.

Mineral	Occupied lengths	Linear %	Spec. grav.	Weight %
Orthoclase	548	45.8	2.55	42.0
Quartz	354	28.5	2.65	28.0
Muscovite I.	75	6.7	2.95	7.5
Muscovite II.	229	19.0	2.95	22.5
	<u>1.206</u>	<u>100.0</u>		<u>100.0</u>

For obtaining accurate volume percentages linear proportions ought to be measured in three directions perpendicular to each other and taken average of them. Exposures did not allow measurement but in the plane of schistosity, therefore no average could be obtained. Counting with the cube of the obtained linear percentages would be mistaken due to the lamellar mica crystals, which cannot be regarded as isometric. Weight percentages were counted therefore by immediate multiplying of linear percentages with the specific gravity.

Before drawing conclusions from above data following circumstances ought not to be overlooked: On the Pescar ridge the most micarich section of the pegmatite was exposed, at the time of measurements. At the saw-mill of Rebra valley surfaces of separated blocks were measured. These surfaces being cleavage planes preformed by predominance of mica plates in them, show relatively high content of mica.

4.6 per cent profitable mica (muscovite II.) content measured on the pegmatite dike in the mouth of Scărișoara valley may approximate reality.

Based on calculations made on East-Alpine and American mica occurrences, the content of rough mica was found 2—5% in the mica-rich „precious“ sections of pegmatite dikes. Lowest content yielding profit was of 2—3%.

The relative quantity of waste and trimmed mica in the product, and quality of mica could not be judged without taking in account the data of exploitation and sorting. In the Rebra valley, mining, adjustment and sorting is executed in a very primitive rude way, therefore only a partial extraction is obtained.

From the blocks, obtained by blasting mica is extracted by rough chiseling. The mica plates on which metamorphism produced cleavages, breaks, and folds, are often strongly damaged. This could be avoided if trimming would be executed by skilled labourers with finer tools. This way larger and undamaged plates could be obtained.

Most important features of mica classification is the transparency and absence of inclusions. The mica of the Rebra valley is convenient from this point of view belonging into classes 1—4 of the Indian sorting: 1. clear, 2. slightly stained, 3. fairly stained, 4. good stained.

Size of the cut mica plates cannot be foretold from the dimensions of the muscovite crystals occurring in pegmatite, just because they were sheared by metamorphism. The classification refers to uncleaved, unscratched surfaces of mica, which can be cleaved by skilled hands to 1/1000 inch thin scales without diminution of size.

The bulk of the mica plates mined in the Rebra valley does not satisfy these requirements. The plates, free from any disturbance which can be cut out are of course much smaller than the raw crystals. Almost half part of the product fullfills the requirements of the three lowest classes of the classification, put up by the American Society for Testing Material. A small portion reaches the class no. 5. (rectangles of 1—2 × 2—2½ inches), slightly more the class no. 5½ (rectangles of 1½ × 2 inches). The bulk of the amount, which can be arranged in classes, belongs to class no. 6. („Punch“, above 1 square inch).

The waste can be used for manufacturing of „reconstructed mica“ and »micanit«. 1/1000 inch thin scales of mica, if free from inclusions

may be joined together to obtain plates suitable for electrotechnical purposes.

Despite the various purposes to which ground mica can be used (isolation, lubricant on wooden axes, decorative paints) the main lucrativity of a mica occurrence depends on its applicability in electrical industry viz. the average dimension of the plates. Average surface of mica plates above 22 cm² is supposed generally to be a proof of lucrativity.

As the mica product of Rebra valley does not undergo accurate sorting its proportionate distribution in classes could not be therefore calculated numerically. Considering above data it is evident, that average size of mica plates is far below 22 cm². Despite its relative clearness, mica of Rebra valley cannot compete — supposing free exchange of goods — with foreign (Indian, American) products.

In Scărișoara mine until August 1942 the State produced 1,000 kgs of „first class“ mica and 200 kgs of waste, in the Pescar mine 200 kgs of „first class“ mica and 100 kgs of waste. On the pegmatite dike of Scărișoara a 0,5 metre thick sheet of 35×5=175 square metre surface was mined viz. 87,5 cubic metre = 236 ton of rock material was put out until now. Before mining of the State started, exploitation of unknown extension was managed by a private enterprise. Supposing that the half of exploited rock material (118 tons) was mined by the State, the yielded 1200 kg mica is calculated as its 1%. (More accurate data could be obtained if the amount of the mine's consumption of explosives would be accessible.)

As a result of our investigations it can be stated, that the maximum output, by connected exploitation of five occurrences (I. near the saw-mill of Rebra valley, II. mouth of Scărișoara valley, III. Pescar ridge, IV. Across mouth of Pescar brook, VII. on Dosul Scarișoarei) may reach about 10 tons annually during 2—3 years. Larger quantity cannot be calculated due to the extreme variability of mica-content along the pegmatite dikes. Further prospecting may be arranged on the Scărișoara-Detunata ridge and in the Cormaja valley.

The area suitable for mica prospects is confined from the north-western side by a flysh cover.

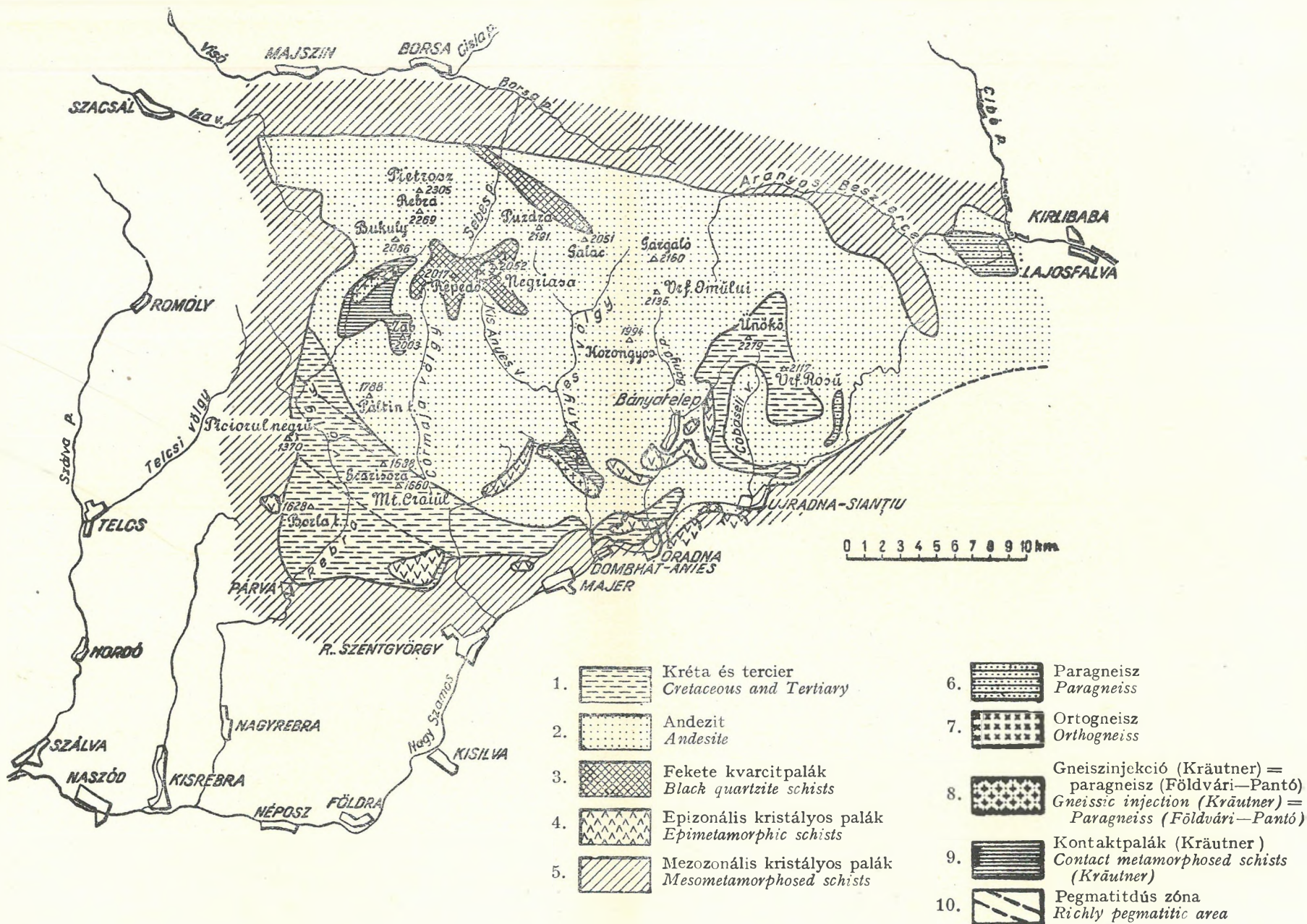
Production can be eventually increased by accepting the prospecting rights of the area occupied by privates. Though mica-rich parts are actually exhausted all over the area, systematical prospecting would reveal surely new ones. The need of correlation of prospecting and exploitation must be firmly emphasized.

Cu scopul de a clarifica poziția pegmatitelor după grupuri petrografice și unități tectonice, cercetează Mții Rodnei, pornind din lucrarea lui Kräutner. Cu toate că ivirile de pegmatite exploatable se găsesc în zona pânzei micasișturilor mezozonale, traversată de valea Rebrei, în această unitatea tectonică nu se găsesc masive intruzive, care ar putea fi puse în legătură genetică cu filoanele pegmatitice. Kräutner descrie intruziuni de ortogneisuri în autohtonul epizonal. Autorii arată că tocmai ivirile cele mai extinse de gneisuri (V. Anies și V. Rebrei) nu pot fi considerate ca fiind gneisuri de injecție, ci au o origine sedimentară. În legătură cu ele nu ne putem deci aștepta la desocperirea unor noi filoane de pegmatită. Conținutul de mică a filoanei dela Scărișoara este de 4-6%. Tablele de mică exploatare în cea mai mare parte aparțin în primele patru clase a le clasificăției indiene.

Др. Фелдвари Аладар и Др. Панто Габор:
МЕСТОРОЖДЕНИЕ СЛЮД В РАДНАЙСКИХ ГОРАХ.

Чтобы выяснить положения месторождения слюдоносных пегматитов со стороны петрографической и тектонической, они проводят исследование Раднайских гор на основании работ Крайтнера. Хотя месторождение пегматитов, подходящих для эксплуатации слюд органичиваются территорией покрова слюдяных сланцев, пересеченной долиной Ребра, в этой тектонической единице не находится такой интрузивный массы, с которыми пематитонные жилы могли бы быть приведены в генетическую связь. Ортогнейсовые интрузии Крейтнер описывает из эпизонального автохтона. Исследования авторов показали, что как раз гнейсы самых больших размеров (Аньеш и Долина Ребра) не могут рассматриваться, как инекционный гнейсы, потому что они являются происхождения осадочного (псефитгнейс). Вследствии чего, месторождения пегматических жил ожидать нельзя. Содержание слюды в пегматитовой жиле Скариосоара представляет собою 4.6%. Главная масса добытой слюды относится к первым четырем разрядам индейской классификации.

A Radnai-havasok földtani térképe Kräutner T. 1938. évi felvétele nyomán
 Geological map of the Radna mountains according T. Kräutner 1938

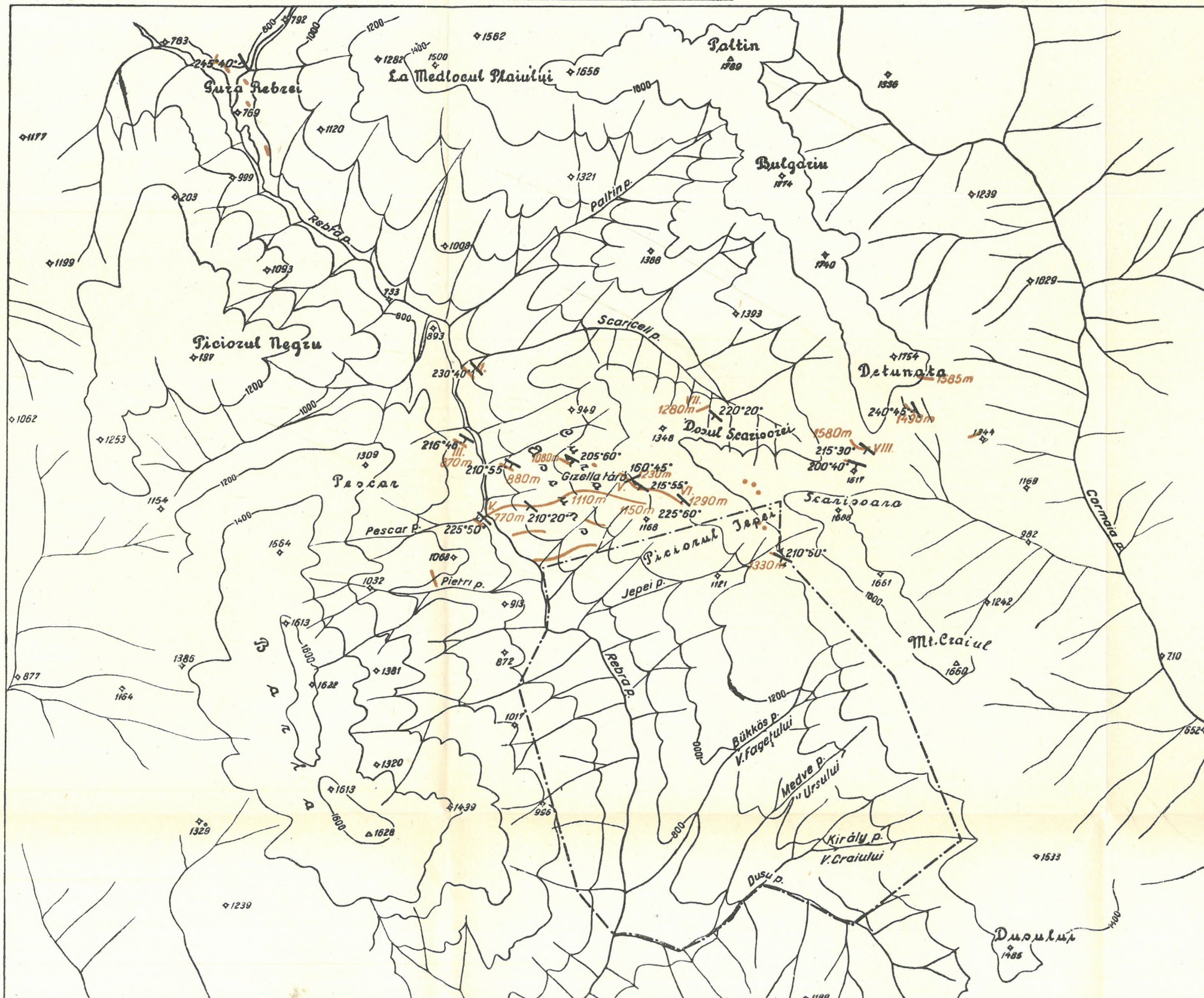


A Rebravölgy környéki csillámelőfordulások

Mica occurrences of Rebra Valley

Mapped by Földvári A.—Pantó G. felvétele

0 500 1000 1500 2000m



JELMAGYARÁZAT: EXPLANATION:

- 1. Pegmatit
- 1. Pegmatite

- 2. Gyakorlatilag felhasználható csillámelőfordulások és barométerrel megállapított tengerszint feletti magasságuk
- 2. Mica occurrences of economic value with altitudes measured with aneroid

- 3. Nem szálban álló pegmatit-tömbök
- 3. Micaceous pegmatite blocks

- 4. Muskó Pál bérletének határa
- 4. Limits of the area rented by Mr. Muskó

A DITRÓ—OROTVA-I ÉRCELŐFORDULÁS

Irta: Dr. Pantó Gábor.

(Két szövegközti ábra.)

Az Intézet Igazgatósága 1942 szeptember elején utasított, hogy a balánbányai felvételi munkámat megszakítva, a Csiki Bányaművek orotvai érckutatásait vizsgáljam meg. 1942 szeptember 9-én utaztam át Ditróra és a kutatásokat aznap be is jártam.

Geológiai, közettani viszonyok.

Az érckutatásokat Ditró községtől 8 km-rel É-ra, az Orotva patak völgyében, Φ 757 környékén végezték. A kutatások közvetlen környékén az eleolitszienitmasszivum kőzetei bukkannak felszínre. Erre az Orotva patak D-i oldalán a Hargitavulkánosság lepelképződménye, távolabb K felé pedig a Sóza-i lignitmedence levantei rétegei települnek.

A ditrói eleolitszienit rendkívüli érdekességű és szinte egyedülálló elemasszociáció. A kőzetképződés és utókristályosodás során az elkülönüléseknek és átalakulásoknak olyan változatos szövedéke zajlott le a masszivumban, hogy ezeket pontosan nyomon követnünk az eddigi gazdag közettani irodalom alapján sem lehet.

A 133 km² területen feltárt eleolitszienitmasszivum gabbrószerűtől a gránitig több jól jellemezhető és nagyobb felszíni kiterjedésben ismert fő közettípust tár elénk. Ezekben belül kisebb méretekben azonban az elkülönülés tovább követhető. Kevéssé eltérő melléktípusok és élesen elváló skizolitok különböző méretű slirei és telerei járják át szinte az egész tömeget.

Streckeisen (10.), aki legutóbb foglalkozott a ditrói masszivum közettani sajátágaival, kísérletképpen felvázolja az elkülönülés révén kialakult részmagmák intruzióinak egymásutánját és elterjedésük térképét. Eszerint az első elkülönülési sorozat (hornblendit, alkalidiorit, nefelinszienit, szienit, gránit) a masszivum főtömegét, magját hozta létre. Későbbi intruziók a fiatalabb nefelinszienit és a lamprofirtelének.

A petrográfiai térkép szerint az orotvai érckutatások közvetlen környékén hornblenditlencséket tartalmazó gabbróid kőzet látható a felszínen sezt szienit veszi minden oldalról körül.

A szienitmasszivum bonyolult felépítését ismerve, a Streck-eisen-féle tér- és időbeli felosztást csak erősen általánosított sémának fogadhatjuk el — mint ilyen azonban tájékozódáshoz jó alap.

Bányageológiai viszonyok.

A Csiki Bányaművek érckutatásai, régebbi művelések nyomán, hornblenditlencséken indultak. Ottjártamkor három kutatótárót műveltek.

A Szt. László táró az Orotva patak ϕ 757 pontjától 150 m-rel É-ra, a Tászok D-i nyúlványa oldalában, a patak szintje felett körülbelül 20 m-rel indult 320° irányban. A régebbi kutatás mintegy 30 m-nyire haladt előre.

A hornblendit gyengébb préselés hatását mutatja. Ez egyrészt szövetileg, az elegyrészek irányított elhelyezkedésében, másrészt a préselés irányára merőleges, többé-kevésbé kifejezett padosságban nyilvánul meg. A táró 20. méterében az említett padosság $345^{\circ}/40^{\circ}$ -os síkjában elhelyezkedő, csúszási lapok által határolt piritlencsét ütöttek meg. A régebbi kutatótáró itt a piritlencse csapásirányába fordult.

A Csiki Bányaművek ebből a csapásirányú feltárásból kezdték meg a piritlencse lefejtését. A lencse mintegy 8 m csapáshosszban és átlag 4 m magasságban volt műrevaló, közepén azonban felszínig kiszedték. A lencse ércét szállban megfigyelni nem volt alkalmam, mivel azt teljesen lefejtették és el is szállították. Az érc eltüntével a lencsét határoló csúszási lapok között pirittel gyengén hintett kvarc és kalcit tölti ki. A lencse legnagyobb vastagsága 1 m, vājvégeken 50 cm. Az érc tömör, nyomokban galenitet tartalmazó, préselt, elválási lapokkal átjárt pirit volt, amilyent mintadarabokban láttam.

A Szt. László tárót a piritlencse harántolása után 1 m-rel mélyebb szinten, az amfibolit padosságára közel merőleges irányba (360°) fordulva hajtották tovább. DNy felé a piritlencsének a tárón átcsapó folytatását egy kis betöréssel kutatták meg. A lencse 3 m-en 3—4 cm-es zsinórrá szűkült.

A piritlencsén túl mintegy 8 m-t hornblenditben fut a táró, majd egy $35^{\circ}/50^{\circ}$ -os lap rózsaszínű, mikroklinos aplittelért hcz be. Ezt kb. 8 m-en harántolva $180^{\circ}/60^{\circ}$ lap mentén ismét amfibolitba jut a táró és a tárószájtól 55 m-re ebben is állt meg.

A második kutatás ugyancsak régebbi műveletek nyomain az Orotva patak ϕ 757 pontjánál torkoló Tászok patakából ÉNy irányban kiágazó és a Tászok ϕ 1152 alá felhúzódó oldalvölgyben, a *Gudu*-ban, mintegy 950 m magasságban települt. A régi művelés itt 310° irányban kb. 10 m-re hatolt bele a kevés földpátot is tartalmazó hornblenditbe.

A Csiki Bányaművek a feltárásokkal tovább haladva, 16 m-nél érték el egy foltosan piritet tartalmazó, $15^{\circ} 30'$ helyzetű, 20 cm vastag kvarc-eret. A vájvégén, a táró 21. méterében ez három 6—8 cm vastag érre ágazott szét. A vájvég amfibolitja egyes részeken aprószemű pirit-behintést is tartalmazott.

A harmadik kutatás a *Szt. Lőrinc táró*, melyet az Orotva patak 757-től Ny-ra levő északi mellékvölgyének villás elágazásától a K-i ágbán 100 m-re földpátos amfiboliton indítottak. A 110° irányú tároból 10 m-t hajtottak ki s ezalatt ércesedésre nem bukkantak.

Teleptani és ércmikroszkópi adatok

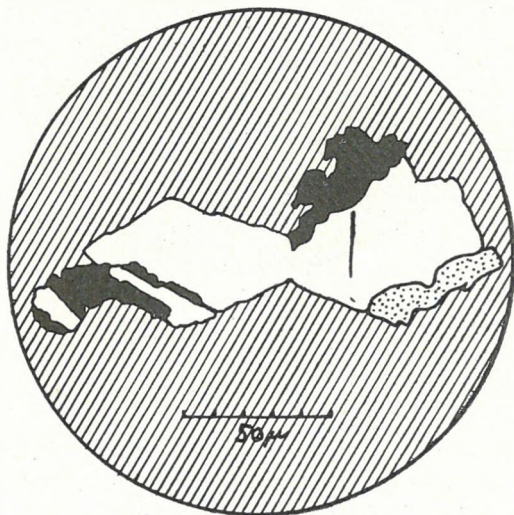
Az orotvai ércelőfordulás kétségtelenül a ditrói szienitmasszivum terméke. Mint ennek a páratlanul érdekes elemasszociációnak egyetlen eddig ismert ércesedése különös érdekessé válik.

Kellő vizsgálati anyag, de főleg idő hiánya miatt nem mélyedhettem bele az ércelőfordulás vizsgálatába — eredményeim így csupán adatok, nem a keletkezés tisztázása.

Az említett két kutatás nem bizonyítja kétséget kizáróan, hogy a szienitmasszivumban szulfidos ércek csak a titanitos hornblendithez kötve fordulnak elő, de valószínűvé teszi. Természetes, hogy a nehézfém és kéntartalm differenciálódás során a bázisos skizolitben dúsul fel. Az ércelőfordulások nem annyira kiterjedtek, hogy a mellékközet amfibolitokból, melyek ugyan maguk is alárendelt tömegű kőzetlencsék, ne lehetne levezetni őket.

Az érc mikroszkópi vizsgálata bonyolult, több fázisban lejátszódott ércesedésre vet fényt.

A meddő kitöltés kvarca, amely földpát és amfibolszemeket is tartalmaz, megőrizte a legelső — esetleg még liquidmagmatikus — érc kiválásnak, a pirrotinnak nyomait. Néhány μ -os szemekben található meg ez a kvarcos kitöltésben. Önálló foltjai igen ritkák, legtöbbjét



I. ábra. Pirrotin kezdődő kiszorítása. Fehér: pirrotin; fekete: szfalerit; pontozott: kalkopirit; vonalozott: meddő. Nagyítás: 1:400

Fig. 1. Beginning replacement of pyrrhotite. White: pyrrhotite; black: sphalerite; points: chalcopyrite; striped: gangue. 400 x

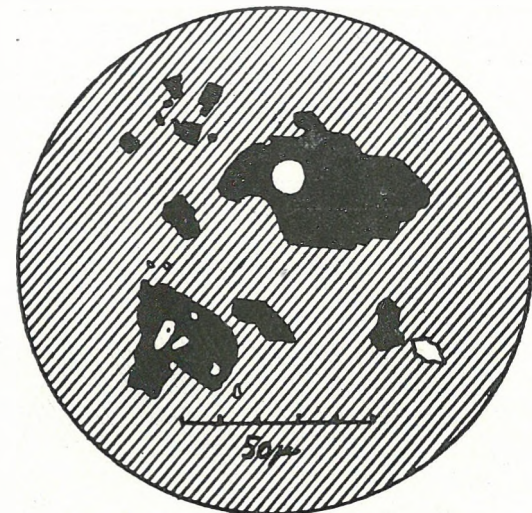
szfalerit, vagy kalkopirit rezorbeálta. (1. ábra.) A rezorbcio igen előre haladt, szfalerit sokkal gyakoribb a pirrhotinnál. A ritka, sötétbarna reflexek bizonyítják, hogy sok FeS-ot tartalmaz oldva a szfalerit. A szfaleritszemek közepén gyakoriak a pirrhotin lekerekedett rezorbcios roncsai. (2. ábra.)

A kristályos, nagyobbreszt automorf pirit felé közeledve változatos tollas elrendeződésben találjuk a pirrhotin markazitálalakjait.

A piritlencsében a keletkezésre vonatkozó támpontok már teljesen hiányoznak. A piritkristályok néhol nem illeszkednek teljesen egymáshoz

és közük üresen maradt. A szabad felületeken a növekedési idomok ércmikroszkóp alatt igen szépen megfigyelhetők. A pirit csaknem teljesen izotróp, erősen repedezett, kataklázos szerkezetű.

Az ércelőfordulást korai hidrotermális keletkezésűnek tekinthetjük. Nem sokkal az amfibolit megszilárdulása után a piritlencse főtömegének ki kellett alakulni — a préselődés ugyanis, amely az ércet a melléközettel együtt érte, nem vehető sokkal későbbinek. A szienittömzs a környező kristályos palák metamorfózisánál fiatalabb, így a



2. ábra. Pirrhotin rezorbcios roncsok szfaleritben. Fehér: pirrhotin; fekete: szfalerit; vonalozott: meddő. Nagyítás: 1: 500

Fig. 2. Remnants of pyrrhotite included by replacing sphalerite. White: pyrrhotite; black: sphalerite; striped: gangue. 500 x

masszivum még a teljes megmerevedés előtt nyerhette irányított szövetét és padosságát. Az eddigi vizsgálatokból pontosan nem állapítható meg, hogy volt-e kettőnél több ércképző fázis, sem az, hogy az elsődleges pirrhotin milyen tömegű lehetett. A főtömeg pirit is annak rovására keletkezett-e, vagy csak a járulékos ércek? A meddő kitöltés tiszta kvarca lehet a főércesedésnél, sőt a préselődésnél is fiatalabb. Lehet, hogy a szfalerit, galenit fellépése is ezzel egyidejű.

Az előfordulás értékelése.

Az orotvai ércelőfordulásnak szulfidos érctelepként semmilyen gyakorlati érték nem tulajdonítható. Az eddigi feltárásokból a Csiki Bányaművek minden készletet kitermeltek és ez kb. 40 t érc volt. Ebből

mintegy 20 t lehetett közvetlenül pörköltető dús pirit. Pb, Zn szulfidjai annyira alárendeltek, hogy hasznosításukra gondolni sem lehet.

Az amfibolitlencsék csekély kiterjedése alapján nem lehet a környéken máshol sem nagyobb piritlencsére számítani.

* * *

A ditrói szienitmasszivum gazdag elemasszociációja jogosan kelthette fel az érdeklődést hasznosítható anyagok kutatásakor. A masszivumban lefolyt változatos elkülönülési folyamatokat figyelve jogosan remélhettük, hogy az elemasszociáció hasznosítható tagjai a masszivum bizonyos részein rendkívül feldúsultak.

Shand összeállítása szerint¹ az alkáli kőzetekben Cl, F, C, P, S, Ti, Zr, Ce, Yt, Ra dúsul fel leggyakrabban. A szienittömsz bázisos skizolitjével kapcsolatban ezek közül leginkább Ti és Ce várható. Ottjártamkor arról értesültem, hogy a hornblenditen kohászati kísérleteket végeznek acélnemesítő fémek kinyerésére. Ha ily módon maga a mellékkőzet válnék hasznosítható anyaggá, remény lehetne hasznóhajtó bányászkodásra — elsősorban a Szt. László táróban, amelynek amfibolitja a legbázisosabb — más esetben nem.

IRODALOM. — REFERENCES.

1. Janovici V.: Étude sur le massif syénitique de Ditrau, région Jolotca, district Ciuc. (Transsylvania.) Revista Muzeului Geologic — Mineralogic al Univ. din Cluj. Vol. III. No. 1. p. 1—10. 1929.
2. Koch A.: A ditrói syenittömsz kőzettani és hegyszerkezeti viszonyairól. Értekezések a Természettudományok köréből. (M. Tud. Akad.) IX. 11. 1879.
3. Koch A.: Petrografische und tektonische Verhältnisse des Syenitstockes von Ditró in Ostsiebenbürgen. Neues Jahrbuch f. Min. etc. Beil. Bd. 1. p. 132. 1881.
4. Mauritz — Vendl M. — Harwood H. F.: Adatok a Gyergyóditrói szienittömsz kémiai viszonyainak ismeretéhez. Term. Tud. Ért. 30. 607.
5. Mauritz — Vendl M. — Harwood H. F.: A ditrói szienit újabb típusai. Term. Tud. Ért. 40. 99.
6. Mauritz — Vendl M.: Adatok a ditrói szienit masszivum abissikus kőzeteinek ismeretéhez. Term. Tud. Ért. 40. 271.
7. Mauritz — Vendl M. — Harwood H. F.: A ditrói szienit további petrokémiai vizsgálata. Term. Tud. Ért. 41. 61.
8. t. Róth: Über die Entstehung der Lignitbecken bei Bélbor, Borszék und Ditró. (K. u. k. Kriegsvermessung Nr. 1. 1918.)
9. Streckeisen: Über des Nephelinsyenitmassiv von Ditró. Neues Jahrbuch f. Min. etc. Bd. 64. (Brauns Festschrift.) Abt. A. 1931. p. 615.
10. Streckeisen: Zur Differentiation im Nephelinsyenitmassiv von Ditró. Bul. Lab. de Min. Univ. din Bucureşti. Vol. 1. 1934. I. Partie.
11. Vendl M.: Daten zur Frage der Magmatischen Differentiation im Nephelinsyenitmassiv von Ditró. Zentralblatt f. Min. etc. Abt. A. 1927. p. 205.

¹ Shand: The Problem of the Alkaline Rocks. Proc. Geol. Soc. of. S. Afr. 1922.

OROTVA ORE PROSPECTS NEAR DITRÓ (TRANSSEYLVANIA)

by G. Pantó

(With 2 figures)

During the September 1942 the directorate of the Hungarian Geological Survey allotted to me the commission to examine the ore prospects of the Csiki Mining Co. Ltd. near Ditró.

Geology and Petrography of the Occurrence.

Prospects were started 8 kilometre N-wards from Ditró at \odot 757 of the Orotva valley. The occurrence is included by the eleolite syenite stock, which is overlain by the agglomerates of Tertiary extrusions and by the Pliocene sediments of the Sóza lignite-basin.

The eleolite syenite stock of Ditró is an occurrence of peculiar petrographical and chemical characteristics. It shows such a perplexity of differentiations and separations which has not been yet accurately explained despite the numerous petrographical studies.

On its 133 square kilometre surface different types of granitic to gabbroic composition are cropping out, occupying sometimes considerable patches. But these outcrops are not homogeneous, lenses and veins of less differing composition intercalate each other in an intricate manner.

Streckeisen tried to project in his excellent study the succession of intrusion of various differentiates in the eleolite syenite stock of Ditró. The surface distribution of the rock types is represented on his map. According to *Streckeisen's* data the first differentiation produced hornblendite, alkali dicrite, eleolite syenite, syenite, granite forming the central mass of the stock. Later intrusions produced the younger eleolite syenite and veins of different mafic rocks. *Streckeisen* shows a gabbroid rock in the next surrounding of the ore prospects which includes lentils of hornblendite and is surrounded by syenite. The eleolite syenite stock has a very complex formation and structure. *Streckeisen's* space and time scheme can be accepted considering phenomena in a generalizing manner. It is very useful to get orientation.

Description of the Ore Prospects.

Prospects of the Csiki Mining Co. Ltd. reopened earlier drifts in hornblendite lentils. I found three exposures in work.

The *S. Ladislaus* adit is situated 150 metres E-wards from \odot 757 of the Orotva valley on the S slope of the Tászok in about 20 metre height above the bottom of the valley. The N60°W directed adit exposed a hornblendite which was exposed to a moderate stress. This is manifested by its oriented texture and banking of N15°W 40° position. The adit exposed a pyrite-lentil at its 20 metres intercalating gliding planes parallel with the banking of the hornblendite. From this point on the adit follows the strike of the lentil. The Mining Co. after having reopened the earlier cut, which reached 30 metres, began the exploitation of the pyrite. At the time of my visit the exposed ore body of 8 metre length, 4 metre average height and 50—100 centimetre thickness was completely stoped and carried away. On the exposed margin of the pyrite lentil the space between the gliding planes was filled with calcite or silica gangue containing poor pyritic impregnations. The compact pyrite of the lentil included traces of galena and was intersected by cleavage planes effected by stress as observed on samples.

After crossing the pyrite lentil, the adit was cut out at right angle to the bedding of the hornblendite. Beyond the pyrite lens an 8 metre thick hornblendite vein was exposed, followed by a 8 metre thick micreclinc ap ite vein. The adit ended in hornblendite having 55 metre total length.

Another prospect was started similarly by reopening of earlier drifts at 950 metre altitude in the Gudu valley which is a tributary of the Tászok valley originating below Tászok \odot 1152. The earlier N50°W directed cut exposed 10 metres of a felspathic hornblende. New excavations exposed at 16 metre a 20 centimetre thick pyritic quartz vein of N15°W 30° position. At 21 metre the vein ramified in three offshoots of 6—8 centimetre thickness. The including hornblendite contains disseminated pyrite.

A third prospect, named *S. Laurence* adit was begun in a northern tributary of the Orotva valley W-wards from \odot 757, 100 metre above the bifurcation of the tributary, in the E branch. At my visit 10 meters were excavated in felspathic hornblende in S70°E direction and no trace of metallization was observed.

Characteristics of the Ore Occurrence.

The Orotva ore occurrence is undoubtedly a product of the eoleolite syenite stock of Ditró. It is worth of special attention as the single known example of metallization in this interesting formation. Lack

of sufficient test material and time prevented the thorough detailed microscopic examination of the occurrence. My results are only separate data unsatisfactory to clear all circumstances of origin without ambiguity.

Above exposures do not imply that all sulphidic ores of the eleolite syenite are bound to titanite bearing hornblendite. Sulphur and heavy metals of the original magma become naturally collected by basic differentiates. These small scale ore bodies can be readily originated from the including hornblendite masses.

Metallization took place in isolated phases as indicated by the microscopic study of the ore material. The gangue quartz including grains of felspar and amphibole preserved remnants of the earliest — may be liquidmagmatic — ore deposition. A few micron sized pyrrhotite patches have resorbtion edges. Replacement of the pyrrhotite by sphalerite or chalcopyrite is obvious from the textural pattern (fig 1.). Rounded pyrrhotite remnants are often surrounded by sphalerite (fig 2.). Near to the euhedral crystallized pyrite, markasite appears in crystals of feather-like arrangement as being pseudomorphoses of pyrrhotite.

Examination of the ore mass of the pyrite lentil did not yield reliable data about its formation. Pyrite crystals are isotropic, fractured showing cataclastic texture. Crystals do not join closely to each other. On the free crystal faces patterns of crystallgrowth were observed.

The formation of the ore body ought to take place in the early hydrothermal phase. The deposition of the pyrite mass followed closely the solidification of the including hornblendite. The stress, which affected ore and wallrock together was produced probably by later intrusion as the metamorphism of the surrounding schists preceded the intrusion of the eleolite syenite stock.

On the base of above investigation it cannot be decided accurately, whether ore was formed in two or more phases and whether the bulk of the pyrite mass developed by replacement of preexistent pyrrhotite or was deposited immediately by ore forming fluids. It is not excluded that the gangue filling is much younger even younger than the stress and sphalerite, galena were deposited too only in this phase.

E c o n o m i c s .

The ore occurrence of Orotva has as a sulphidic ore deposit no economic value. The Csiki Mining Co. exploited the whole ore body exposed until now making cca 40 tons. The ore could be used only as pyrite (sulphuric acid manufacturing), quantities of Pb, Zn are inconspicuous.

Relying on the geological constitution of the surroundings no greater ore body can be expected on the area.

The eleolite syenite stock of Ditró is a rare and very interesting association of elements. Its formation involved highly complicated processes of differentiation and separations. One could hope that the course of these processes led to the formation of enrichments of economic value.

Alkaline rocks produce most frequently enrichments of Cl, F, P, S, Ti, Zr, Ce, Yt, Ra as established by Shand.¹ In connection with a basic differentiate Ti and Ce might be expected. I got the information that furnace experiments were made with the hornblendite to prove its applicability for the extraction of these metals. If the wall-rock itself could be used as a precious raw material, the development of the lucrative mining might not be excluded.

G. Pantó: Ivirile de metal dela Ditrău—Orotva.

Ocurența de minereu dela Orotva este un produs al masivului sienitic dela Ditrău. Studiul calcografic al minereului aruncă lumină asupra unei mineralizații complicate și produsă în mai multe faze. Ocurența de metal o putem considera de origine hidrotermală recentă.

Др. Панто Габор:
ЗАЛЕЖИ РУДЫ; ВСТРЕЧАЮЩИЕСЯ В РАЙОНАХ
ДИТРО-ОРОТВА.

Залежи руды, встречающейся в окрестностях Дитро являются продуктом дитровского сионитового массива. Микроскопическое изучение руды очень сложно и оно показывает, что рудообразование наступало в нескольких фазах. Залежи руды можно рассматривать как ранние гидротермические образования.

¹Shand: The problem of the alkaline rocks. Proc. Geol. Soc. of S. Afr. 1922.

JELENTÉS AZ 1941—42. ÉVI BALÁNBÁNYAI BÁNYAGEOLÓGIAI FELVÉTELÉRŐL

Dr. Pantó Gábor.

(2 szelvény.)

1941 nyarán egy hónapig Földvári Aladár osztálygeológus mellett résztvettem a balánbányai rézbánya környékének bányageológiai felvételében. Ez idő alatt bevezetett az Intézet felvételi munkamódszereibe és megismertetett a környék földtani képződményeivel és általános felépítésével. Ezek alapján kezdtem el az önálló felvételt. 1941 aug. 24—okt. 15-ig és 1942 szept. 2—okt. 1-ig az együtt felvett területhez kapcsolódva É, Ny és D felé terjesztettem ki a térképezést. 1942 szept. 15—25 között Földvári újra kiszállt a területre és a megoldatlan kérdésekben helyszíni bejárás útján tanácsával látott el.

Az 1941. évi felvétel során térképezett terület a következőkép határolódik: Olt-völgy Oltrezétől DK eső ÉK irányú szakasza (Császár hídjánál), Háti és Háti-tető közötti nyereg, Keresztelet—Lejtő—Tálosbükkerinc az ϕ 1120 pontig, innen a Kurta Sarok gerinc és ennek irányában a Virgó p. DK-i ága és a Virgó Sarok ÉK orrát átszelve a Kisolt p. Ennek eredetétől É-felé fordulva a Hosszú Sarok ϕ 1440-en át Szánduj p., Olt-völgy Szánduj p. és Nagyg p. közötti része, Nagyg p. és ennek iránya ϕ 1719-ig. Innen a tithon sziklafal szegélye DK felé Curmatura—Öcsém-tetőn át a Terkő D-i lejtőjéig. Innen DNY irányban a ϕ 1203— ϕ 976 gerinc, ennek orrától Misina Sarka ϕ 1018-on át Borviz p. torkolata.

1942-ben csak É felé növekedett a térképezett terület, mégpedig a Szánduj-forrás—Sóvető-forrás, Sóvető p. ennek irányában ϕ 1309, ϕ 1166, Medgyes p. (Csofránka Kő p. betorkolásáig) Csofránka Tetejegerinc orrát átszelve ϕ 1073, Csofránka p. ϕ 1121-ig, ϕ 1390, Vereskő, majd a Nagyhagymás sziklafala határolta résszel.

Az említett területen az együtt felvett terület képződményei fordulnak elő, nagyjából egyező felépítésben. A megállapított vonulatok szinte változatlanul nyúlnak át az utóbb felvett területre és annak általános jellegét az előbbivel azonosan szabják meg. A terület túlnyomó részét kristályos kőzetek alkotják, az ÉK szegélyen húzódik erre rá a mezozoikus üledéksor.

A) Kristályos kőzetek.

I. A mezozóna kőzetei.

Ennek a csoportnak négy élesen elkülönülő tagját térképeztem. A csoport ÉNy—DK irányban húzódó vonulatának kifejlődésében és felépítésében a Nagyág p. éles választóvonalat jelent. Ettől DK-re az injekciós gneisz képezi a vonulat főtömegét és benne kisebb telérek. injekciók alakjában jelenik meg az amfibolit és a »dioritgneisz«. A Nagyág p.-tól ÉNy-ra az injekciós gneisz egészen háttérbe szorul a »dioritgneisz« mellett és az amfibolit-telérek teljesen eltűnnek. A csillámpala vonulata az egész területen végighúzódik, a Nagyág p.-tól ÉNy-ra azonban a »dioritgneisz« térhódításával lépést tartva, egészen összeszűkül. Szoros genetikai összefüggés a két közettípus között a vonulat DK részén is megfigyelhető, a »dioritgneisz« lencsési pontosan követik ugyanis a csillámpala-injekciós gneisz határt.

1. *Injekciós gneisz.* Lépésről-lépésre változó összetételű és típusú közettani képződmény, melynek általános jellemzése alig lehetséges. Az eredeti, szediment alapanyagba benyomult eruptív-típusok közül az amfibolgránitos összetételű a legelterjedtebb. A rózsaszínű aplitos és az ortoamfibolitekhez átmenetet képező bázikus injekciók ennek lehasadásával elkülönült kőzetronkoi.

Az injekciós gneisz elterjedési területe ékalakú, amelynek csúcsa a Nagybagmás lábánál, alapja pedig a Terkő vonalában van. Növekvő felszíni elterjedésével párhuzamosan DK felé az injekciós gneisz orto tagjai fokozatosan előtérbe lépnek. Nőnek DK felé a közel egyező összetételű injekciók méretei is.

2. *Amfibolitok.* Tömegükben egészen alárendelt összetevői az injekciós gneisz zónának, melyek azonban olyan élesen elkülönülnek, hogy lencséik, teléreik a térképen is kijelölhetők. Nem egységes típusúak és az injekciós gneisz sötétebb tagjaival átmenetek kötik össze őket. A Szék p. ujjas eredőagai között két párhuzamos paraamfibolittelér követhető 1 km-nél hosszabban, a Bálint sarka É-i végén a dolomit alatt 100 m széles és 300 m hosszú ortoamfibolitlencse lép felszínre.

Az amfibolitok telére isem a csillámpalába, sem a »dioritgneisz«-be át nem nyúlnak.

3. *»Dioritgneisz«.* A kárpátkrisztallin régóta ismert és sok helyről leírt jellegzetes kőzetképződménye, melyet máig nem sikerült egységesen jellemezni és kiértékelni. Lépésről-lépésre változó kifejlődés jellemzi ezt a képződményt is, amelyet nem lehet egy-egy lelőhely közettani vizsgálata vagy kémiai elemzése alapján elbírálni. Injekciós gneisznek tekinthető ez a közettani egység is, amelynek összetételében helyenként változó arányban veszi ki részét a szediment és eruptív összetevő. Az egész képződmény nagy változatossága mellett is sokkal egységesebb az injekciós

gneisznél. A felépítésében résztvevő közettípusok nem éles határral érintkeznek és sok egységes közettani jellemvonásuk van. Migmatitszerű a »dioritgneisz«-komplexum, amelyben részleges egybeolvadás révén az összetevők határai elmosódtak, azonban az egész homogénné nem válhatott.

Băncilă¹ a krisztallin tömeges intruzívjai között sorolja fel a »dioritgneisz«-t, de ő az első, aki a régebbi szerzőkkel szemben (Trauth, Herlich, I. Atanasiu) hangsúlyozza szedimentanyag szerepét az összetételben. Kontaktjelenségek hiánya miatt a dioritintruziót a metamorfózissal egyidősnek veszi.

A »dioritgneisz« minden változatossága mellett is a terület egyik legélesebben elkülöníthető közet-képződménye. Sötétebb-világosabb szürke szín, alig megállapítható palásság, tömött, tömeges kifejlődés és jelentős biotittartalom élesen szembeállítják elsősorban az injekciós gneisszel. A palásság csak néhol, többnyire gyűrten és palimpszeszt szövetként figyelhető meg. Mindezekkel a külső jellemvonásokkal szemben meglepően hat az ásványos és kémiai összetételben megnyilvánuló határozott para jelleg.

A »dioritgneisz« képződésének módját és a mezonális csoport többi tagjához való viszonyát az eddigi adatok alapján pontosan eldönteni nem tudjuk. A harmonikusan egymásbakapcsolódó fillit-csillámpala-injekciós gneisz-rendszerrel szemben idegen, különálló tagnak tűnik, amely az előbbieik között, azok kárára szorított helyet magának. Éppen karélyos alaprajzú kibúvásai keltették a régebbi kutatókban az intruzív eredet gondolatát.

4. *Csillámpala.* Vékonyága mellett is élesen kijelölhető, határozott vonulatban húzódik az injekciós, ill. dioritgneisz-fillithatáron. Változó közettípusai legtöbbször magukon viselik a mezozóna jellegét. Több helyen jelentős gránáttartalmával tűnik ki. (Borvíz p. völgy bejárata.) A »dioritgneisz« para alapanyaga lehetett ugyanaz az üledék is, amelyből a csillámpala keletkezett. Megerősíti a két közetfajta összefüggését az is, hogy a »dioritgneisz« legnagyobb kiöblösödésénél, amelynek a Jáhoros teteje a középpontja, a 4—600 m átlagos vastagságú csillámpala vonulat 40 m-esre szűkül (l. I. ábra).

II. Az epizóna kőzetei.

Az epizóna területünkön szereplő kőzeteit két csoportra oszthatjuk. A terület zömét kitevő fillit-csoport metamorf szedimentjeire és metamorf eruptív kőzettelérekre, amelyek ezt átjárják. A kőzettelérek többnyire a palásság síkjában helyezkednek el és csoportosan, rajokban lépnek fel.

¹ Jon Băncilă: Étude géologique dans les Monts Haghimas—Ciuc. Ann. Inst. Géol. Roum. XXI. 1941.

A közzetelések környezetüket hidrotermális hatások révén gyakran átalakították. Ezek a hatások az ércesedéssel is kapcsolatban állottak, így a közzetelések felkutatása teleptani hangsúlyt is nyert.

1. A fillitcsoport szedimentközetei.

a) *Agyagos fillit*. Az egész közzetcsoporthoz legelterjedtebb alaptípusa. Kiváló palásságú, vékonylemezes, kevésbé ellenálló kőzet, mely a területen hatalmas vonulatokban egyező kifejlődésű.

b) *Grafitos fillit*. Lényegesen szűkebb elterjedésű típus, mely az előbbinél is könnyebben mállik, így felszíni térképezésben ritkán állapítható meg. Elszórt észlelések alapján két vonulatát feltételezem. Az egyik a bányaműveletektől ÉNy irányban a Kurta p. szétágazásához vág át, a másik — kvarcitokkal kapcsolatban — a Fenyítő p. felsőfolyásának balpartjáról a Kisolt p. jobbpartjára vág át, ugyancsak ÉNy irányban.

c) *Kvarcitok*. A fillitcsoport legváltozatosabb kifejlődésű közetei. Tiszta, világos színű pszammitoktól tarka sokféleségű átmeneti tagok vezetnek a grafitos, kloritos kvarcitokhoz, kvarcosodott porfiroidokhoz és zöldpalákhoz. A kvarcitok két ÉNy—DK irányú vonulatát sikerült kimutatnom, átmeneti típusok és rossz feltérképezési viszonyok miatt azonban a térképen külön nem tudtam kijelölni. A nagyobb, melynek szélessége néhol 1 km-t is meghalad, az Oltreze D-i lejtőjéről a Várbükke déli nyúlványain át a Magasabükk-patak ÉK oldalára húzódik. Tovább a Kurta sarok gerincet és a Fenyítő p -ot magába foglalva Virgó p. eredőágain, a Kisolt p. völgyén át a Siposkőhöz tér. A másikat az Irottkő É-i lejtőjéről, Kurta, Zsendős p. fejein át Hosszú Sarok ϕ 1365 és ϕ 1382-höz és Szánduj p. felsőfolyásához sikerült követnem. Az elsőkben a tisztán kvarcos, vagy grafittal színezett, szilánkos törésű típusok a leggyakoribbak. Ezek több helyen magas sziklafalakban állnak (Kisolt p. Virgó p.). A második vonulatban kvarcosodott porfiroid és zöldpalatelérek vannak, azonban nagy a klorittartalom a szedimentközetekben is különösen a Sipos p. völgyében. Mindkét vonulat különös közzettípusa egy milonit, mely a fillit-széria közeteinek törmelékét tartalmazza kvarcos kötőanyaggal megszilárdítva. A Fenyítő p. forrásánál és a Szánduj-völgy ÉNy oldalán ϕ 1274 alatt hatalmas sziklák állnak ebből a kőzetből.

2. K ö z e t t e l é r e k.

a) *Porfiroid*. A fillit-csoport elterjedt közete, melynek kibúvásiban 200—250 m szélességet, 2 km hosszúságot is elérő telerei gyakran csoportosan, a fillit párhuzamos réteglapjai közé illeszkedve jelennek meg. (L. térkép.) A fillit-csoportot a porfirtelések benyomulása óta jelentős

törések érték, amelyek a porfiroidtelérek feldarabolásán pontosan követhetők.

A terület különböző részein a telérek lényegesen különböznek szem-nagyságukat, összetételüket és átalakulásukat tekintve. A durva, 1 cm-t meghaladó beagyazásokat tartalmazóktól a finomszeműekig, melyekben szabad szemmel elegyrész alig ismerhető fel, minden átmenet megvan. A kőzetek színes elegyrész-, ill. kovasavtartalma is tág határok között változik. Hidrotermális hatások elkovásították vagy elkloritosították a telérek némelyikét. Ezek a hatások leginkább a Sipos p. és Szánduj p. völgyében futó porfiroidtelérekben igyelethők meg.

A hidrotermális hatások azonban nemcsak magukat a közzeléléreket, hanem a fillit csoport szomszédos kőzeteit is átalaktották. A porfiroidtelérek gyakori kísérője egy vékonyabb-vastagabb zöldpalacsík, amely legtöbbször a fedü, néha fekü és fedü fillitjéből keletkezett anyagátadás révén (l. 1. ábra). Ezek a hatások a legfeltűnőbbek a Szánduj sarok és Kovács Péter sarka hatalmas porfiroidteléreinél.

b) *Zöldkőpalatelérek.* Az előbbieket pontosan megmagyarázzák, hogy miért olyan nehezen áttekinthető és osztályozható a kárpátkrisztallin zöldkőpaláinak csoportja. Az említett, hidrotermálisan keletkezett parazöldkőpalák a porfiroidtelérek kísérő diabáztelérek átalakulása útján keletkezett ortozöldkőpalákkal annyira összeszővődtek, hogy elkülönítésük alig lehetséges. A diabáztelérek is hidrotermák kísérték, ezek is parazöldkőpala-kőpenyit alakítottak ki maguk körül. A későbbi regionális metamorfózis az eredeti különbségeket még inkább elmosta.

A zöldkőpalák a területen többnyire porfiroidteléreket szegélyezve fordulnak elő és túlnyomórészt szediment eredetűek. Alárendelt mennyiségben, legtöbbször a zöldkőpalatelérek bizonyos részén, feküben, magjában sikerült azonban kétségtelenül eruptív eredetű típusokat is kimutatni. (Benköreze p., Olt-völgy ϕ 1022 felett.)

c) *Gabbró.* Porfiroiddal és ortozöldkőpalával kapcsolatos a felső Oltvölgy-i (ϕ 1022-től 200 m-rel ÉNy-ra) gabbróelőfordulás — mely méretei alapján szintén csak telésnek mondható. Porfiroidtelér fekjében zöldkőpalacsík alján tárta fel az Olt a gabbrót néhány méter csapáshosszban és ismeretlen vastagságban. Ezt a kevéssé kloritosodott, igen tömött kőzetet a környéken még a csikszentdomokosi Nagy Völgy Feje domb kőfejtőjében sikerült megtalálni. Azt az előfordulást B a n c i l ä tévesen diabáznak írja le. (l. c.) Egyelőre nem áll rendelkezésre elég adat, hogy a gabbró szerepét a környék eruptív jelenségei között megállapíthassuk. Az, hogy Szomolnokról teljesen egyező kőzetet ismerünk, külön hangsúlyt ad az előfordulásnak.

d) *Gneiszinjekció.* A mezozóna kőzeteivel határos részen, az Olt K-i partján gneiszinjekciók váltják fel a porfiroidtelérek a fillitben. Többnyire igen durva vagy durvaszemű fehér szemesgneiszből állnak

ezek a nagyjából dőlésirányban elhelyezkedő injekciók, melyek a csillámpala-fillithatárral leggyakrabban párhuzamosak, néhol átmennek a csillámpalába. Természetes, hogy a fillitcsoportnak csak az injekciós gneiszhez közel eső részein jelennek meg a gneiszinjekciók, ahol a »diorit-gneisz« szélesebb éket képez a kettő közt, elmaradnak.

e) *Diabázok.* Vékony diabáztelérek a terület fillitcsoportjában igen sokfelé fordulhatnak elő mert heverő diabáztömbök találhatók a terület legkülönbözőbb részein. Szálban mindössze két helyen sikerült $\frac{1}{2}$ m vastag diabáztelért találni. A Kisnyir p. torkolatában az Olt K-i partján, gneiszinjekcióba ágyazva, kalcit kitöltésű hólyagokat tartalmazó ép diabáz látható egy kis kőbányában feltárva. Sipos p. ϕ 970-től É-ra a Hosszú Sarok oldalában 1150 m magasan zöldkőpalatelér fekéjében mállottabb diabáztelért találtam. A vele érintkező ortozöldkőpalától éles határ választja el, tehát lényegesen fiatalabb annál a diabáznál, amelyből a metamorfózis zöldkőpalát alakított. A két előfordulás mindenestre amellet bizonyít, hogy a metamorfózis utáni injekciók is a metamorfózis előtti telérek útjain törtek fel.

B) Üledékes kőzetek.

A krisztallinra települő mezozóikus üledékek a felvett területet ÉK oldalán szegélyezik. Ezek részletesebb vizsgálata felvételi programunkon kívül esett. Mezozóikus üledékek tanulmányozásában jártasság és összehasonlító ismeretek nélkül ezekre vonatkozóan csak mások adatainak átvételére és alkalmazására szorítkozhatom.

Az üledékek legtöbbje a Földvárival együtt felvett területével közösek.

I. Triász.

1. *Alsó triász dolomit.* Injekciós gneiszre enyhe diszkordanciával települő, kristályos szövetű, világos sárgás színű dolomit. Rétegzés, padosság nyoma csak néhol, kevésbé kifejezetten ismerhető fel benne. A dőlésmérések általában É-i, ÉK-i enyhe dölést adtak. A 60—80 m magasan kiemelkedő sziklafalak lábát kőfolyás legtöbb helyen eltakarja, így a leírt (*Atanasiu, Băncilă*) konglomerátot nem sikerült alatta sehol megtalálnom.

Az autochton dolomittól élesen el kell választanunk valamennyi többi mezozóikus üledéket, melyek egy áttöit takaró részei.

2. *Werfeni rétegek.* Vékonylemezes márgák, agyagok képezik a mezozóikus takaró legalsó üledékeit, egyben csúszófelületét. A dolomittal körülbelül egyidős heteróp kifejlődésű üledék foszlányosan, a dolomit-szirtek közötti völgyökben jelenik meg.

A márgák, agyagok között megtalálhatók a diabáz-spilit injekciók szerpentinesedett tömbjei.

3. Az alsótriász — felsőjura közötti üledékek az egész hegység területén szórványos előfordulásokban hézagosan ismeretesek. A tárgyalt területen térképezhető előfordulásban egyedül a rhätit sikerült valószínűsíteniem.

A Nagybagmász Nyi végénél, az É—D irányú sziklafal alatt, 1371-es dolomitszirttől DK irányban 500 m hosszú 100—200 m széles fehér mészkővonulat húzódik. Alatta werfeni palák helyezkednek el. Stratigrafiai helyzete és B a n c i l ä adata alapján (l. c.), aki hasonló helyzetű fehér mészkövet a Gálkúttól Jávárdira vezető út mentén, görgetegben talált brachiopodák alapján rhätinek vett, ezt is oda sorolom.

II. Jura.

1. Malm.

a) *Kimmeridgien*. A Gyilkoskőről leírt klasszikus *Aspidoceras acanthicum* rétegek a terület É-i részén, a Vereskő hatalmas sziklafalában (l. 1. ábra) jelennek meg. A sziklafal 50—100 m átmérőjű leszakadt szirtjei a környező kőfolyásból szigetek módjára emelkednek ki.

b) *Tithon*. A Bagmászhegység legnagyobb szabású tájképformáló, több száz méter vastagságú képződménye. Az óriási méretű szedimentáció a tithonból észrevétlenül megy át az alsókréta, a *requienias* mészkövekbe. A Nagybagmász, Egyeskö, Öcsém, Terkő 100—200 m magas sziklafalait a tithon-takaró rétegefejei alkotják. A rétegek enyhe DNy-i dőlésűek. A Nagybagmász Ny-i végén jelennek meg az üledéksor alsó tagjai, míg a Terkő már a kréta felé átmenetet képvisel.

A meredek sziklafalakban végződő mezozoikus üledékek törmelékei messze elnyúló kőfolyásokban terülnek el a sziklafalak lábánál. A fokozatosan hátráló erózió a régebbi sziklafalak tövében keletkezett fosszilis kőfolyásokat nem hordta el teljesen, hanem a krisztallin felszínét borító szigetek alakjában néhol meghagyta azokat. Ezekből a szedimenttakaró hatalmas kiterjedésére és pleisztocénkori lepusztulására lehet következtetni. A kőfolyások szigetei ugyanis nemcsak a sziklafalak közelében, hanem attól 8 km-nyire, az Olt Ny-i oldalán is feltalálhatók. (1., 2. ábra.) A szedimenttakaró tehát még az Olt-bevágódás idején is messze azon túlnyúlt és lepusztulását éppen a bevágódás gyorsította.

Összefoglalás.

A túlnyomórészt kristályos kőzetterület nagyrészt epi-, kisebb részben mezometamorf kőzetekből áll. A mezozóna termékei az injekciós gneisz, amfibolit, »dioritgneisz« és csillámpala. A »dioritgneisz« a többiek-től elütő, önálló tagja a sorozatnak, amelyet régebbi szerzők véleményével szemben nagyrészt szedimenteredetűnek kell tartanunk.

Az epizóna tagjai a fillitcsoport közei és az ezeket átjáró, porfiroid-, zöldköpala-, gneisz-, gabbró- és diabáztelések. A porfiroid- és zöldköpalatelésekkel kapcsolatban erős hidrotermál tevékenység zajlott le, amely nemcsak a teléseket és mellékközetüket alakította át, hanem réztartalmú ércesedést is hozott létre a telések egyrészével kapcsolatban.

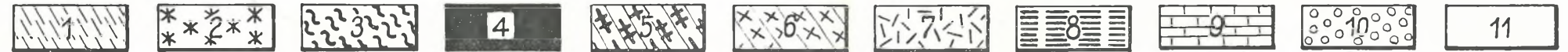
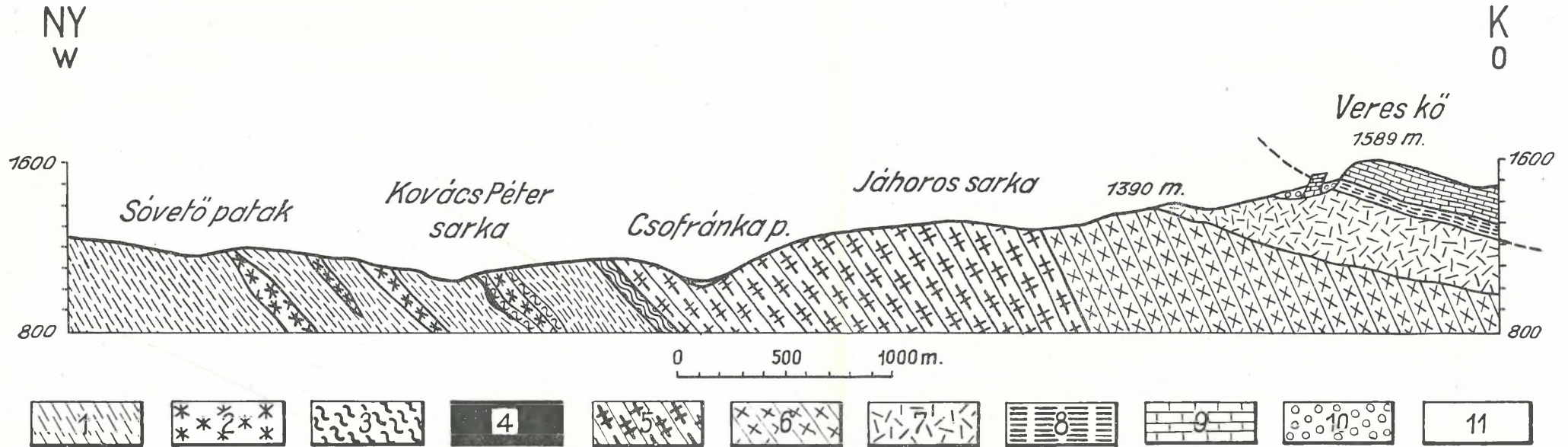
Porfiroid- és zöldköpalatelések a balánbányai rézércelőfordulást kísérőkhöz mindenben hasonló kifejlődésben, sőt nagyobb méreteken ismeretesebbek a terület más részein is (Benkőreze p., Szánduj p., Felső Oltvölgy). A felszínen ezek közelében ércesedésnek semmi nyomát nem lehetett találni. Ércesedés ezeken a részeken teljesen ki nem zárható, azonban a felvételek eddig még esetleges geofizikai kutatásokhoz sem szolgáltattak konkrét támpontot.

A terület ÉK peremén autochton alsótriász dolomit települ a krisztallinra. Efölött áttolt takaróban werfeni márgát, rhäti (?) fehér-mészkövet, *Aspidoceras acanthicum* rétegeket és tithon mészkövet sikerült térképezni.

Felvételi területen és benn az Intézetben állandó sokoldalú és jóindulatú támogatásban részesített Földvári Aladár. Az ő irányítása, bármilyen kérdésben egyaránt készséges tanácsadása és segítsége nélkül munkámat el nem végezhettem volna. Mindezt őszinte hálámat ezúton is kifejezésre juttatom.

FELSŐ OLTVÖLGY-JÁHOROS SARKA-VERESKŐ SZELVÉNYE

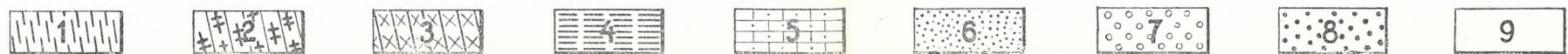
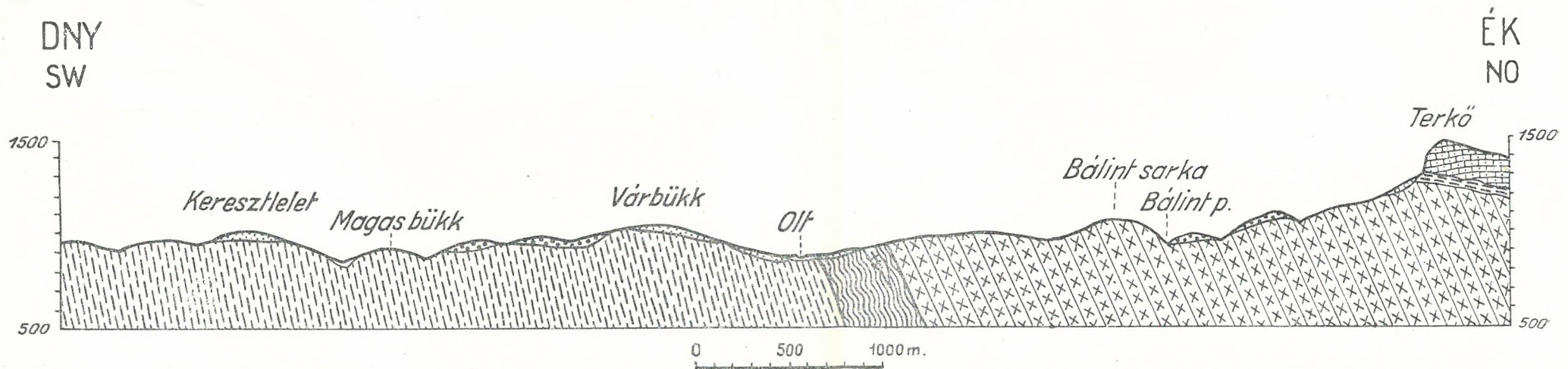
SECTION THROUGH OLT-VALLEY-JÁHOROS SARKA-VERESKŐ



1. ábra. Fig. 1. 1. Fillit. *Phyllite*. 2. Profiroid. *Porphyroid*. 3. Zöldkőpala. *Greenstoneschist*. 4. Gabbró. *Gabbro*. 4a. Hullámvonal: csillámpala. *Wave-lines: micaschist*. 5. Dioritgneisz. *Dioritegneiss*. 6. Injekciós gneisz. *Injectiongneiss*. 7. Dolomit. *Dolomite*. 8. Werfeni rétegek. *Werfenian beds*. 9. *Aspidoceras acanthicum* rétegek. *Beds with Aspidoceras acanthicum*. 10. Kőfolyás. *Talus*. 11. Alluvium. *Alluvium*.

MAGASBÜKK-BÁLINT SARKA-TERKŐ SZELVÉNYE

SECTION THROUGH MAGASBÜKK-BÁLINT-SARKA-TERKŐ



1. ábra. Fig. 1. 1. Fillit. *Phyllite*. 2. Diorit gneisz. *Diorite gneiss*. 3. Injekciós gneisz. *Injectiongneiss*. 4. Werfeni rétegek. *Werfenian beds*. 4a. Hullámvonal: csillámpala. *Wave-lines: micaschist*. 5. Tithon mészkő. *Tithonian limestone*. 6. Fossil is kőfolyás. *Fossil talus*. 7. Kőfolyás. *Talus*. 8. Lejtőtörmelék. *Detritus*. 9. Alluvium. *Alluvium*.

REPORT OF GEOLOGICAL SURVEY AROUND BALÁNBÁNYA

by G. Pantó.

(With 2 sections)

In the summer of 1941 I participated in the geological survey of the surrounding of the copper mine of Balánbánya assisting to section-geologist Földvári. During this time he introduced me to the surveying methods and I became familiar with the geological constitution of the area. Relying on this I began my geological mapping alone, and extended the surveyed area towards the N-, W- and S- between 24. 8. 1941—15. 10. 1941 and 2. 9. 1942—1. 10. 1942.

The boundaries of the area mapped in 1941 can be determined as follows: Olt valley-section SE-wards from the Oltreze, saddle between the Háti and Háti tető, the ridges Keresztlet, Lejtő, Tálósbükk to \odot 1170. From this point on the Kurta Sarok ridge and in the same direction the southeastern tributary of the Virgó-brook, the Kisolt-brook. From the springs of this rivulet N-wards the Hosszú Sarok, \odot 1440, Szánduj-brook, section of the Olt valley between the Szánduj and Nagyág brooks, Nagyág-brook and its direction to \odot 1719. From here the edge of the Tithonian cliffs southeastwards: Curmatura—Öcsémtető—Terkő. Further SW-wards \odot 1203— \odot 976, Misina Sarka, \odot 1018, the mouth of the Borvív valley.

In 1942 the survey extended N-wards to Szánduj springs, Sóvető springs, Sóvető brook, \odot 1309, \odot 1166, Medgyes brook, \odot 1073, Csofránka brook, \odot 1121, \odot 1390 and the Vereskő and Nagyhagymás cliffs.

This area has the same geological constitution as the one surveyed with Földvári in 1941. The mapped zones have the same formations throughout and are characterized by the same general features. The bulk of the area consists of crystalline rocks being covered only on the northeastern margin by sedimentary mesozoic formations.

A) Crystalline Rocks.

I. Mesozonal Metamorphosed Rocks.

Four kinds of rocks had been distinguished sharply in this group. As to the constitution of the zone of these rocks extending in a NW—SE

direction, it is divided by the Nagyág valley into two different parts. The southeastern part's most important formation is the *injection* gneiss including several veins of amphibolite and »dioritic gneiss«. In the northwestern part »dioritic gneiss« dominate, while *injection* gneiss has a secondary rôle. Amphibolites are entirely lacking. Mica-schists are represented in both parts. In the northwestern part beside the widening patch of »dioritic gneiss« its thickness decreases. A genetic relationship between the two rocks is indicated even in the southeastern part, where the lens-shaped outcrops of »dioritic gneiss« follow the mica-schist-injection gneiss boundary.

1. *Injection gneiss*. A heterogenous petrographic complex, which hardly has any general characteristics. The sedimentary ground material is intercalated by igneous intrusions in a network like fashion. Among the injections rocks of amphibole-granitic composition are the most prevalent. Schizoliths of the former magma are the aplitic or aplogranitic injections and the basic rocks which form a gradational transition into amphibolites. The injection gneiss appears in a triangular patch, with its peak at the slope of the Nagybagymás and its base beside the Terkö. In as much as the width of the zone increases the igneous component becomes predominating and the injections become larger.

2. *Amphibolites*. As regards the mass of their appearance amphibolites are subordinate members of the injection gneiss zone. The lenticular patches were sharply distinguished and could be mapped. Their texture and composition varies to a large extent. At the springs of the Szék rivulet two amphibolite dikes of sedimentary origin were observed in 1 km length. On the Bálint sarka ridge an orthoamphibolite vein of 300 m length was mapped. The amphibolite veins do not penetrate ever into the mica-schist or »dioritic gneiss«.

3. „*Dioritic gneiss*.” A characteristic member of the Carpathian crystalline which had already been described from many localities. General definition and weighing of its petrographic significance is lacking up to day. The variable development does not allow generalization. On the bases of petrographical and chemical examination of few types a general description cannot be established. The relative quantity of igneous and sedimentary ingredients is varying significantly. Despite its manifold features, the homogeneity exceeds that of the injections-gneiss. There are no distinct boundaries marking a line between the various components. The rock as a whole is migmatite-like, in which a partial fusion increased homogeneity. Băncilă¹ mentions the »dioritic gneiss« among the massive intrusives of the crystal-

¹ Ion Băncilă: Etude géologique dans les Monts Hagymas — Ciuc. Annuar. Inst. Geol. al Rom. XXI. 1941.

line. Nevertheless he is the first in pointing out the importance of sedimentary ingredients disagreeing with earlier authors (*Trauth, Herbich, I. Atanasiu*). From the absence of traces of contact metamorphism he concludes that the dioritic intrusion came at the time of regional metamorphism.

»Dioritic gneisses« are beside all their variability the best distinguishable rocks of the area. By their more or less deep gray colour, hardly observable foliation, compact, massive appearance and abundance of biotit they differ sharply from any other petrographic formation. Foliation and banding as palimpsest texture is often folded. All these traits can be hardly parallelized with the apparent paracheracter manifested in the mineralogical and chemical composition of the rock.

The data we possess about the »dioritic gneiss« up to day do not suffice for unravelling its genetics and relationships with other members of the mesometamorphic series. In the harmoniously built up phyllitic-micaschist-injection gneiss system the »dioritic gneiss« appears in form of strange, isolated masses, which won space by diminishing the adjoining rocks. Supposition of igneous origin was due to the lobate patches of its outcrops.

4. *Mica-schists*. Between phyllit and gneisses appears a narrow but persistent zone of mica-schists. The different types of these rocks wear mesozonal characters. Several occurrences have a conspicuous amount of garnet (e. g. mouth of Borviz valley). Mica-schists can be deduced from the same sedimentary rock which served as initial material of the para-component of the »dioritic gneiss«. A genetic connection between the two kinds of rocks is evidenced by the circumstance, that at the greatest enlargement of the „dioritic gneiss” (around Jáhoros teteje) the mica-schist band of 4—600 m average width restricts to 40 m. (fig. 1.)

II. Epizonal Metamorphosed Rocks.

The epizonal metamorphosed rocks occurring on the area can be divided into two groups. Metamorphosed sediments of the phyllite series —predominant as to their mass — and sheared veins of igneous rocks, which penetrated the former. The veins lie generally in the plane of schistosity and appear in swarms. These dikes transformed the neighbouring rocks by hydrothermal activity. Formation of the copper bearing lodes was connected with these processes, therefore in the examination of igneous dikes importance of ore-prospecting was involved.

1. Metamorphosed Sediments.

a) *Slaty phyllites* are the prevailing ground type of the group. It is a rock of excellent schistosity which cleaves in thin plates. To weathe-

ring agencies it offers poor resistance. On the area it appears in large, almost homogeneous zones.

b) *Graphitic phyllites* play a far more subordinate role. Being less resistant to weathering it has but few exposures. Relying on scattered observations two bands of graphiticphyllite can be outlined. One of them stretches from the copper lode-outcrops to the ramifications of the Kurta brook, the other from the springs of the Fenyitő rivulet to the Kisolt valley.

c) *The group of quartzites* is richest in varieties among the metamorphosed sediments. This group includes psammitis, graphitic and chloritic quartzites, silicified porphyroids and greenstones. Two zones of these rocks were discovered, but by lack of exposures and undetermined types they cannot be shown accurately on the map. The greater one extending over 1 km in width can be spotted as follows: southern slope of Oltreze, southern branch of Várbükke ridge, northeastern side of Magasbükke valley, Kurta sarok ridge, Fenyitő valley, Virgó and Kisolt springs, Siposkő. The other zone was susceptible along the northern slope of Irottkő, Kurta and Zsendős springs. In the former zone the quartzose or graphitic types of conchoidal break are prevailing. In the later zone the silicified porphyroid and greenstone dikes dominate. An interesting type represented in both zones is a mylonitic rock consisting of fragments of the epizonal rocks cemented by silica. High cliffs of this rock were found at Fenyitő springs and on the north-western side of Szánduj valley (underneath \odot 1274).

2. Metamorphosed Igneous Dikes.

a) *Porphyroids* are noteworthy members of the epizonal series.

Their dikes appear in swarms lying in the plane of the phyllite-schistosity. They attain 2 kms in length and 200—250 ms in width. The epizonal complex was affected by several faults. The resulting dislocations can be followed precisely by observing the position of the dismembered porphyroid dikes. (fig. I.)

The porphyroids in different parts of the area vary considerably as to grain-size, chemical composition and degree of alterations. Among the types collected in the field a gradual transition can be observed from the coarse-grained types, which contain inclusions exceeding 1 cm to the finegrained varieties, which seem entirely homogeneous to the unaided eye. The amount of mafic minerals respectively silica in the porphyroids varies to a high degree. Dikes or parts of them are often chloritized or silicified, due to hydrothermal agents. These alterations are best observable in the exposures of the Sipos and Szánduj

rivulets. The hydrothermal agents affected besides the porphyroid veins themselves even the phyllitic rocks of their neighbourhood. The porphyroid veins are enclosed in a greenstone envelope, result of mineralization to which the phyllite wall-rocks have undergone. These phenomena appear most instructively on the porphyroid veins of Szánduj sarok and Kovács Péter sarka. (fig. 1.)

b) *Greenstones*. The difficulties involved in the classification of the Carpathian greenstones are evidenced by the above alterations. The mentioned greenstones originated by hydrothermal agencies are intimately mixed with the metamorphosed diabas dikes. Separation of greenstones of igneous and sedimentary origin cannot be afforded all over the area. Diabas dikes are responsible for the paragenstone cover around themselves. The similarity of ortho- and paragenstones was efficiently increased by regional metamorphism.

Among the greenstones of the area the para varieties prevail occurring frequently on the margin of porphyroid veins. Smaller quantities of greenstones derived surely from diabas dikes which are enclosed (in the center or near the footwall) by paragenstones. (Benkőreze brook, Olt valley \odot 1022.)

c) *Gabbro* was found in a solitary outcrop underlying dikes of porphyroid and greenstone (200 m northwestwards from \odot 1022 in the Olt valley). The occurrence is estimated to have lenslike extensions. The exposure was found in the bed of the Olt river showing only a few meters in length — giving no idea about its thickness. The same, slightly chloritized rock is exposed in the farther region even on the hill Nagy Völgy feje near Csikszentdomokos in a quarry. This occurrence is described by *Băncilă* (l. c.) erroneously as a diabas. Basing on the data obtained until now the rôle of the gabbro among the igneous rocks of the area cannot be stated accurately. The importance of this occurrence is augmented by the fact, that a sample of an identical rock was collected near Szomolnok (Northern Carpathians) considerably a distant point of the Carpathian crystalline by P. Rozlozsnik.

d) *Gneissic injections*. In the immediate surrounding of the mesozonal rocks the porphyroid in the phyllite are substituted by gneissic injections on the eastern bank of the Olt river. These are coarse-grained, white rocks, their lenticular masses conform with the plane of schistosity. Their strike is parallel with the phyllite-mica-schist boundary invading only in few cases into the later. In the northern part of the area, where widening outcrops of »dioritic gneiss« appear between the injection gneiss and phyllites the above gneissic injections are absent.

e) *Diabas*. Unaltered diabas dikes of insignificant thickness may occur all over the mapped area, its blocks being spread along the creek. They were found exposed in only two instances. In a quarry at the mouth of the Kisnyir brook an unweathered diabas vein is exposed imbedded in a gneissic injection. This rock is rich in calcitic enclosures. On the southern slope of Hosszu sarok (in 1150 m altitude) an other diabas vein is cropping out overlain by greenstone. Diabas has a sharp contact with greenstone showing its late intrusion, which took place only after the regional metamorphism, which had transformed earlier diabas into greenstone. Both occurrences support the conclusion, that post-metamorphic intrusions used the same fissures as the premetamorphic ones.

B) Sedimentary Rocks.

Mesozoic sediments appear on the northeastern margin of the area overlying the mesozonal metamorphosed rocks which we have described. A special study of these rocks was outside our plans. Without experience and an ability to compare I relied on previous results. The development of the sedimentary formations is generally uniform throughout the whole range.

I. Triassic.

1. *Lower Triassic dolomites* overlie the crystalline with a slight unconformity. It is light, yellow coloured, having a crystalline texture. Hardly perceptible bedding dips towards the north or northeast. The bottom of the 60—80 m high cliffs are covered by the products of erosion the underlying conglomerates (described by I. Atanasiu, Băncilă) were therefore not revealed.

From these autochthonous sediments all the following series is to be kept apart. The latter are members of an overthrust Mesozoic nappe.

2. Marly and clayey *beds of Werfenian age* form the lowest deposits and gliding surface at the same time. These are heteropic sediments with the dolomites. They crop out in small patches in the gaps of the dolomitic range. The marls were intercalated by diabas-spilit veins as documented by serpentized blocks of these rocks.

3. Sediments representing the period from the Lower Triassic up to Upper Jurassic appear deficiently and sporadically. A limes one — probably *Rhätian* — could alone be mapped of them. A 500 m long and 100 to 200 m wide range of this limestone extends at the western limit of the Nagybagymás in southeastern direction from the ⚡ 1371 dolomite cliff. Werfenian shales are underlying it. By its stratigraphical position and an analogy described by Băncilă (who classified an iden-

tical white limestone astride the road leading from Gálkut to Jávárdi as Rhätian) the Rhätian age of the limestone seems to be ascertained.

II. Jurassic.

1. Malm.

a) Kimmeridgian. The famous strata with *Aspidoceras acanthicum* exemplified by Gyilkoskő appear on the northern part of the area in the Vöröskő cliff. Disjointed fragments of the cliff 50—100 m in diameter stand out isolated surrounded by débris. (fig. 1.)

b) *Tithonian* limestones are the hugest formation of the area, highly influencing its morphology. Sedimentation continued uninterrupted and unperceived in the lower Cretaceous Requiencà limestones. The 100 to 200 m high rock-walls of Nagyhagymás, Egyes-kő, Öcsémtető, Terkő are formed by large masses, of Tithonian limestone. The beds dip slightly southwestward. The western part of Nagyhagymás represents the lower stages, while Terkő shows gradual transition to Cretaceous limestones.

From the basis of the Tithonian cliffs emerging in an almost perpendicular fashion huge talus extend towards the bottom of the slope. The gradually regressing erosion did not abrade entirely the fossil talus. Their relics remained in isolated patches on the surface of the crystalline rocks. From these relics the great extension of the Mesozoic nappe is evidenced. From the talus found 8 km distant from the actual cliffs on the western side of the Olt valley it may be concluded that the Mesozoic nappe covered even in the Pleistocene three times as great an area as today. The Olt river cut her valley through this formation during the Pleistocene causing its quick erosion. (fig. 1. 2.)

Summary.

The bulk of the area — part of the Hagymás schist-belt — consists of epi- and mesozonal metamorphosed rocks. Injection gneiss, amphibolite, »dioritic gneiss« and mica-schists are of mesozonal origin. »Dioritic gneiss« enters unharmoniously into the series, remaining foreign in it. Contrary to the opinion of former authors sedimentary constituent was found to be predominant.

Epizonal metamorphosed rocks are the slaty sediments of the phyllite series intercalated by dikes and veins of porphyroid, greenstone, gneiss, gabbro and diabas. Intrusions of porphyroid and diabas veins were accompanied by hydrothermal activity producing besides alterations and mineralizations in the wall-rock, even copper bearing lodes.

Porphyroid and greenstone dikes occur on several points of the area having identical characteristics with those exposed in the copper mine. A thorough examination of the surroundings of these dikes could not reveal any signe of a new lode-outcrop. Existence of unrevealed lode is possible but investigations did not afford support even for a geophysical survey.

On the northeastern margin of the area schists are overlain by Lower Triassic dolomite. A Mesozoic nappe is overthrust over it in which the following formations were observed: Werfenian shales, Rhätian (?) limestones, *Aspidoceras acanthicum* beds and Tithonian limestones.

G. Pantó: Raport asupra ridicărilor geologice efectuate în minele dela Bălan în anii 1941—42.

In ce privește originea gneisului dioritic al seriei mezometamorfice, față, de autorii anteriori o consideră ca fiind sedimentară. În legătură cu filoanele porfiroidice s'a produs o intensă activitate hidrotermală, care a dat naștere unei mineralizații de cupru. La marginea NE a regiunii autorul a cartat o serie compusă din marne de Werfen, calcare albe reține, strate cu *Aspidoceras acanthicum* și calcare titonice, — serie care se șariază pe soclul cristalin acoperit de dolomite triasice.

Др. Панто Габор:

ОТЧЕТ О ГОРНЕ-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЯХ; ПРОИЗВЕДЕННЫХ
В 1941—1942 Г. В РАЙОНЕ БАЛАЙБАНЯ.

Во преки мнению предыдущих авторов, „диоритгней“ совый член мезометармофической серии считает в большинстве своем седименторного происхождения. В связи с порфироидами и зеленокамнево-сланцевыми жилами произошел сильный гидротермический процесс, который вызвал в жилах рудообразование с содержанием меди. В направлении к СВ на окраине территории в покрове, передвинутом на нижний триасовый доломит, залегающий на кристаллическую основу, он составил карту серии, состоящей из: верфельских мергелей, белых полевых известняков, пластов с *Aspioceras acanthicum* и титонских известняков.

BÁNYAGEOLÓGIAI MEGFIGYELÉSEK BORSABÁNYA, AZ ARANYOS-BESZTERCE VÖLGY ÉS GYERGYÓTÖLGYES KÖRNYÉKÉNEK ÉRCELŐFORDULÁSAIN ÉS NÉHÁNY MÁS ERDÉLYI ÁSVÁNYLELŐHELYEN

Dr. Földvári Aladár és Dr. Pantó Gábor.

(5 térképvázlat — 1. ábra.)

A m. Iparügyi Miniszter 91.818/X./1941. sz. rendelete alapján a m. áll. Földtani Intézet Igazgatója megbízott az erdélyi ércbejelentések helyszíni vizsgálatával. Feladatunkat a rendelkezésünkre álló rövid idő alatt teljes egészében elvégezni nem tudtuk, a Gyergyószentmiklóstól délkeletre fekvő bejelentések helyszíni vizsgálata elmaradt.

Az alábbiakban a megvizsgált ércelőfordulásokat három csoportban tárgyaljuk :

I. Az első csoportban azokat az előfordulásokat foglaltuk össze, melyek már az előzetes vizsgálat alapján is művelésre érdemesnek látszanak.

II. A második csoportban azokat az előfordulásokat foglaltuk össze, amelyeknél az érc jelenlétét meg lehetett állapítani, a lelőhely gyakorlati jelentőségét elbírálni azonban csak további kutatások útján lehet.

III. A harmadik csoportban azokat az előfordulásokat foglaltuk össze, amelyek érckészlete már az előzetes vizsgálatok alapján is jelentéktelen, vagy a bejelentés hozzánemértők félreértésén alapult.

I. Csoport.

Borsabánya-környéki ércelőfordulások. (1. sz. térképvázlat.)

1. *Toroiaga telércsoport.* A kristályos pala környezet fölé emelkedő 1931 m-es Toronyága-kúp (Toroiaga) tömegének nagyobb részét öregszemű dacit alkotja. Déli és délkeleti lejtőjén, az Esztena-csúcs (Stana lui Vertici) K-i oldalán ϕ 1812 alatt, ahol a kristályos pala csak alárendelten jut felszínre, hét párhuzamosan futó telér kibúvása ismeretes.

A telérek 10—20° csapásirányúak, a szélsők között 1000 m vízszintes távolság van. Az egyes telérek vastagsága 1 m körül ingadozik

és 70—80^o-kal dőlnek K-felé. A kibúvások 1000—1600 m magasságban találhatóak.

A mult századvégi kutatások 6 telért találtak feltáráásra érdemesnek. Ezek ÉNy—DK-i sorrendben (kibúvásban felülről lefelé) Mihály, Katarina, Zsófia, Őrangyal, Kisasszony és Stefánia telérek. A telérek kifejlett, éles határlapok között futnak és az eruptivum határán túl a kristallinban is folytatódnak. A nagyobb részét karbonátos, alárendelten kvarcos telérkitöltés szalagosan váltakozik az ércel.

Az uralkodó érc pirit, mely a telérrendszer egyes részein kizárólagos ércesítő anyagként lép fel. Mellette szfalerit, galenit, kalkopirit, arsenopirit és bournonit az ércesedés gyakoribb ásványai. A telérek feltárása nem enged mély bepillantást a telérek fémeloszlásába. Eddigi műveléseknél minden esetben a nemesfém-tartalom hozta meg a hasznot. Ipari fémek egyedül a Zsófia és Mihály telér egyes részein jelentősek. A szfalerit, galenit, kalkopirit nem állandó vendégei a teléreknek, néhol különösen feldúsulnak, máshol csaknem teljesen háttérbe szorulnak. Hintett arsenopirit a pirit állandó kísérője, bournonit néhol a galenit-kalkopirittal társul.

Mikroszkópi vizsgálathoz a Stefánia és Mihály telérekből állt minta rendelkezésünkre. Részletes vizsgálatukra nem volt alkalmunk. A többnyire idiomorf arsenopirit és pirit kétségtelenül az első érc-kiválások. Kalkopirit és szfalerit követi őket időrendben. A szfalerit meglehetősen sötét, 10% körüli Fe-tartalmú. Egyes részein feltűnően sok kalkopirit-zárványt tartalmaz. Ezekkel azért tartjuk érdemesnek bővebben foglalkozni, mert érdekes szerkezetet sikerült rajtuk megfigyelni.

Kétféle szfalerit-kalkopirit rendszert lehetett a megfigyelt ércben élesen elkülöníteni. Az egyik az általánosan ismert szételegyedési rendszer, melyben a szfalerit rendezetlenül elszórt, vagy néhol sorokban rendeződő cseppek, esetleg csíkok alakjában tartalmazza a kalkopiritet. Ez a kalkopirit-tartalom csak a szfalerit kiválási és megszilárdulási hőmérséklete közé eső kalkopirit-oldhatóság különbségének felel meg, tehát 4—5% alatt marad. Egy másik, független rendszer, mely kristálytani irányokkal (szfalerit hasadási lapok) határolt zónákat alkot az előbbiben, közel 40% kalkopiritet tartalmaz és igen érdekes szerkezetű. Egy-másra merőlegesen elhelyezkedő, vagy egy uralkodó irányba rendeződő kalkopiritlemezek a zóna szfalerit-alapanyagának majdnem felét teszik. Szerkezetét tekintve, ez a rendszer minden valószínűség szerint egy ZnS—CuFeS-rendszer megszilárdulása. Hasonló szerkezetet ír le a dakotai Black Hills érceiből S c h w a r t z G. M. (Paragnesis of iron sulphides in a Black Hills deposit. Economic Geology. XXXII. No. 6. 1937. p. 810—825.)

G r u n e r J. W. szerint (Structural reasons for oriented intergrowth in some minerals., American Mineralogist. XIV. 1927. p. 227.) a szfalerit

kalkopirit irányított összenövésének rácsterkezeti alapjai vannak. A szfalerit hexaéder és a kalkopirit (100) (II. r. prizma) és (001) (bázis) lapjain az S-atomok közel egyező távolságban helyezkednek el, így összenövésük ezekben az irányokban lehetséges. A rendszer eutektikum-szerűségére csak az utal, hogy az általunk megfigyelt és S c h w a r t z-nál leírt rendszerek közel egyező összetételűek.

A két rendszer — továbbiakban szételegyedési és összenövési rendszer — független egymástól. A szételegyedési rendszer kalkopiritcseppei, ha éppen az összenövési rendszer zónájába esnek, abban idegen testekként foglalnak helyet. Az összenövési rendszer lemezeinek sűrűségét és elhelyezkedését nem befolyásolják, azokkal egybe nem olvadnak. Más a helyzet a nagyobb kalkopirit foltokkal, amelyekről éppen különös megjelenésük alapján feltételezzük, hogy a rendszernél idősebbek. Az összenövési rendszer képződésében ezek anyagukkal résztvehettek. Rezorbcíós, kimart szegélye van nemcsak a zónába eső, de még annak közelében elhelyezkedő kalkopirit foltoknak is. Vannak az összenövési rendszeren olyan kalkopirit foltok is, melyek a rendszerrel egyidőseknek tűnnek. Ezek a CuFeS-ban gazdagabb részeken kalkopiritlemezek összeolvadása útján keletkezettek. Ezek szegélye rojtos, az összenövési rendszer kalkopiritlemezei irányában ágak nyúlnak ki belőlük.

A szételegyedési és összenövési rendszerek között bizonyos összefüggés és párhuzamosság van, annyiban legalább, hogy az összenövési rendszer zónái ott jelennek meg, ahol a szfaleritben a szételegyedési kalkopiritcseppek is a legsűrűbbek. Az összenövési rendszer zónái azonban elsősorban az idősebb korrodált kalkopirit-szemek közelében, gyakran azok szegélyével párhuzamosan helyezkednek el. Ez a kép arra enged következtetni, hogy a szfaleritben oldott kalkopirit mennyisége főleg a rezorbeált kalkopiritszemek közelében érte el azt a koncentrációt, amely a lehülés során az összenövési rendszer kiválásához vezetett.

Szfalerit-kalkopirit szételegyedési rendszerekkel részletesen foglalkozik S z t r ó k a y K á l m á n a gyöngyösoroszi ércek leírása során. (S z t r ó k a y K.: A Gyöngyösoroszi-i ércelefordulás mikroszkópiai vizsgálata. Matematikai és Természettudományi Értesítő. LVIII. 1939. p. 904—916.) Szerinte ezek az összenövési formák mind a lehülés módjától és sebességétől függő, változó kifejlődésű szételegyedési rendszerek. Általános fizikai-kémiai törvények és saját mikroszkópi anyagunk alapján mi szételegyedési rendszereket csak az összetétel bizonyos határai között tételezünk fel, ezen kívül irányított összenövésre visszavezethető szöveti formát is találtunk. A szételegyedési rendszerek összetételét feltétlenül megszabja a kiválás és megszilárdulás közötti oldhatóságcsökkenés.

A megfigyelt rendszerekre nem tartjuk érvényesnek R a m d o h r (Schneiderhöhn-Ramdohr: Lehrbuch der Erzmikroskopie. 2. kötet.

1931. p. 106.) idézett megállapítását sem, hogy a szételegyedési és összenövési rendszerek elkülöníthetők ne lennének. Éppen egymás melletti egymástól független kifejlődésük bizonyít amellet, hogy a rendszereknek nincs geológiai hőmérő-értékük, sem a kiválási hőmérsékletre, sem a megszilárdulás hőmérsék-területére és sebességére vonatkozóan. Abban, hogy szabálytalan cseppek, vagy kristálytani irányokban elhelyezkedő lemezek alakjában kerül egymás mellé a két fázis, az összetétel szerepe a hőmérsékleti viszonyoknál sokkal döntőbbnek látszik. Pontosabban ezt csak a ZnS—CuFeS-rendszer fázisdiagrammjának ismeretében lehetne értelmezni.

Diffúziós jelenségekre utaló megfigyelésünk nincs, azoknak a megfigyelt rendszer kialakulásában jelentőséget nem tulajdonítunk.

A telérek kétségkívül érdemesek alaposabb kutatásra. A Székes p. (Par. Secu) 887 pontjától 400 m-el É-ra indított Imre altáró csak két telér keresztezéséig van kihajtva. Ennek továbbhajtásával érdemes lenne az egész telérvonalat ezen, a legfelső kibúvásnál 600 m-el mélyebb szinten harántolni és meggyőződni a telérek függőleges kiterjedéséről és fémtartalmának állandóságáról. Mélyebb szintek megkutatása azért is ajánlatos, mert a magasabb szintekkel szemben a nemesfémek rovására az ipari fémek jelentős feldúsulása várható.

2. *Makerlói bányászat.* A Toronyága ÉNy-i lejtőjén a DK-i oldal teléreinek kibúvásától kb. 2 km-nyire jelentősebb teléres ércesedés ismeretes. Irányban a telér a toronyágai telérek egyikének folytatása s az egybeesés az elválasztó hatalmas krisztallintömeg ellenére is összefüggésre utal. A völgyet, ahol a régi kutatás az 1931 m Toronyága csúcstól 1 km-rel ÉÉK-re folyt, Makerlónak (Măcarlau) hívják.

A völgy északnyugati oldalán kb. 10 m-es harántvágat van a 30° csapású álló telérré hajtván. A telér 70—100 cm vastag, vállapjai élesek, kitöltése 15 m csapáshosszban és 8—10 m magasságban le van fejtve. Nem volt rá módunk, hogy a vājvégek vastag mállási kéreggel borított felületét nagyobb darabon megújítsuk. Ércet száiban így nem láttunk.

A telér határozott tektonikus hasadékkitöltés, falain vízszintes elcsúszás nyomát, ott, ahol a telér a völgyet keresztezi, a külszínen is megfigyelhettük.

Az előbbi táró felett kb. 50 m-el, a völgy délkeleti oldalán csapásirányú, jelenleg beomlott táró volt a telérré telepítve.

Az ércelőfordulás mellékkőzete igen erősen átalakult, durvaszemű dácit, mely közzetteléreként húzódik a kristályospalában. Leggyakrabban csaknem teljesen kifehéredett, erősen elkovásodott darabok, találni kevésbé kovás, kloritosodott, kaolinosodott darabokat is. A hányón bőven kerültek elő különböző mértékben ércel, főként pirittel impregnált kőzetpéldányok is.

Telérkitöltésként is csak az elková sodott mellékkőzet nevezhető meg, mást a hányókon nem találtunk. A fehéres, gyakran laza, morzsálódó kitöltésben az ércek nagyobb szemek, foltok alakjában jelennek meg, kristályaik gyakran idiomorfok. Galenit a leggyakoribb érc, utána pirit, kalkopirit és alárendelten szfalerit következik.

A telérhasadék éles és kifejezett volta is valószínűvé teszi, hogy a telér nagyobb kiterjedésben esetleg a Toronyága-i telérekig követhető, a mellékkőzet igen erős elváltozásai pedig jelentős hidrotermális tevékenységről tanuskodnak. Kézenfekvő tehát ezen a területen komolyabb ércesedést feltételezni. A felhagyott tárók újrainyitásával nem túlnagy anyagi áldozatok árán biztos adatokat nyerhetnénk az előfordulás megítéléséhez.

3. *Cisla-völgyi bányák.* Az Elős-patakba (Râul Cisla) Borsabányától keletre 2,5 km-re beömlő bővizű patak völgyében, az Oldalsarkától (Coltul din Fața) nyugatra két ércelőfordulást vizsgáltunk meg. Az oldalvölgy torkolatánál szénsavas, vasas ásványvíz fakad.

a) *Rudolf-bánya.* Az említett oldalvölgy torkolattól számított 2. nyugati mellékvölgyében (1333 m ponttól lefutó völgy) gyenge pirites, kalkopirites telérkibúvás van. A környéken igen elterjedt pisztacitfoltos zöldkövesedett dacit a mellékkőzet. Alapanyaga csaknem teljesen kristályos, benne a plagioklászok és az amfiból középnagy beágyazásai találhatóak. Ebben a kőzetben néhány cm-es kalkopirit erek húzódnak 195⁰ csapással. Velük párhuzamosan egy elkvarcosodott, kevésbé zöldkövesedett, pirittel impregnált zóna húzódik a dacitban. A helyszínen szerzett értesülés szerint e zóna mellett vastagabb kaolinós ereket is tártak fel. A telérecskék alá az oldalvölgyből, valamint a mellékvölgyből néhány méterrel a kibúvás alól, tárókat hajtottak. Csak az utóbbi volt járható 25 m hosszúságban. A vékony érces ereket ebben is láttuk. Az oldalvölgyből hajtott táró hányóján a pirites, kalkopirites darabokon kívül néhány magnetittel hintett, tömör, kvarcos darab is került elő, melyek gyengébb kontakthatásra utalnak. Ez a táró, hányóteréből ítélve, a kibúvásban ismert telérecskéken túl lehetett kihajtva. Az ércelőfordulás nem tekinthető gyakorlati fontosságúnak.

b) *Pirrhotin-lencsék előfordulásai.* Az előbbi oldalvölgyben, az Oldalsarok Ny-i lejtőjén, az előbbi előfordulástól mintegy 800 m-rel ÉK-re, közvetlenül a völgytalpon grafitos fillitbe ágyazott pirrhotinlencsék kibúvása ismeretes. A palásság síkjában elhelyezkedő 1,5—2 m maximális vastagságú és 4—5 m hosszú két lencse található itt, vastag mállási kéreggel borítva. A nagyobbik, alsó lencse DNy-i végénél egy kettéágazó, rövid, elárasztott táró indul a fillit csapására merőlegesen.

A pirrhotin 2—3 mm-es szemekből áll, tömött, meglehetősen homogén. A gyakori ikerlemezeség a reá hatott erős nyomás következménye.

A repedések mentén előrehaladó markazitosodás kezdeti szakaszban van még és mállási folyamatnak tekinthető.

A völgy Ny-i oldalán a pirrotinelőfordulással szemben andezitsziklák találhatók, 20 m-rel feljebb már kvarclencséseket tartalmazó fillit van szálban.

A helybeli lakosok szerint a völgy felső szakaszán még több hasonló előfordulás ismeretes. Tekintettel a lencsék kicsinségére és előfordulásuk szabálytalanságára, a kutatás ezen a területen nem látszik indokoltnak.

Az Elős-p. völgyén felfelé haladva, az Oldalsarok felett az útmenti sziklákon megfigyelhető a dacit áttörése a filliten. A két kőzet érintkezési lapja 60° felé 65° dőlésű.

A Malom-patak (Par. Morii) beömlése előtt az út éles kanyarulatában a fillitben dacittelér figyelhető meg. A dacittelérben a telér 335° -os csapásával párhuzamosan elrendeződött fillitzárványok vannak.

A Sándor-forrás szénsavas, kénhidrogénes, vasas ásványvíz, fehéres kvarcitpalából tör fel.

4. *Borló (Bárloia) bánya.* Az Elős-patakba Borsabányától kb. 6,5 km-re az igen bővízű Kötörő-patak (Par Cătăramei) ömlik. Ennek torkolatától számított első Ny-i mellékvize a Borló-patak, mely a hasonló nevű bánya mellett folyik el.

Huzamos művelés után felhagyott bánya, a hányótérből többszáz méternyi kihajtásra lehet következtetni. Állítólag vízbetörés miatt állt le a bánya, a megkezdett altáró kihajtásához nem volt a vállalkozásnak fedezete. Valamennyi táró elfullasztott. Ércdúsító berendezésnek nem találtak nyomait.

Egészen világos, fehéres szericitpalához kötött piritlepre telepítették a bányászatot, a tömzsöt 50 m szintközben tárták fel. A hányón néhány t. érc látható. Tömör, alig szennyezett érc, túlnyomó része meglehetősen aprószemű, idiomorf pirit. Szinte elmaradhatatlan kísérője az apró szemekben hintett szfalerit. Az egész tömegnek mintegy 20%-át teszi, sötétszínű, magas vastartalmú. E két érc között korkülönbséget megállapítani nem sikerült.

Utólagos beszívargás termékei a hézagokat kitöltő galenit és kalkopirit. A galenit a szfaleritet néhol meg is támadta, amint az a körvonalai-ból pontosan kivehető (l. I. ábra. 330 old.). Tekintettel keletkezésük körülményeire, ezek az ércek nincsenek a tömzsben egyenletesen eloszolva, foltonkint jobban feldúsulnak, máshol csaknem teljesen hiányoznak.

Bejárható feltárások hiányában az érckészletről itt sem lehetett fogalmat alkotnunk, a külszínen azonban komoly bányászat nyomai láthatók, amely aligha aknázta ki teljesen az előfordulást. Korszerű ércdúsítással a piriten kívül bizonyosan a Cu, esetleg Pb is kitermelhető, így az előfordulás kutatására feltétlenül érdemes.

5. *Guraboj bányája*. A Borsabányától ÉK-re, ÉNy-DK irányban húzódó Óramező (Lunca Ceasa) gerinc DNy felé kinyúló 1805 m-es Kecskelába (Piciorul Caprii) nevű orrán, a háromszögelési ponttól 1 km-rel nyugatra, 1300 m magasságban az előbbihez igen hasonló, még kiterjedtebb bányászat nyomai találhatók.

A Borsabányáról ide felvezető szerpentinút mentén világos dacidit található szálban, melyet sötétszínű andezittelérek törnek át. Három táróval, melyek közül jelenleg egy sem járható, kb. 100 m-es szintközben tárták fel a kvarcitpalában levő pirittelepét. A hányótérből, valamint a még meglévő kötélpályaoszlop alapozásokból huzamosabb és nagyobb üzemi bányászatra lehet következtetni.

Az érc a borlóihoz igen hasonló, ugyancsak piritet, szfaleritet, galenitet és kalkopiritet tartalmaz. Itt még gyakoribbak a kalkopiritben gazdag foltok, mint az előbbinél.

Az előfordulást, mivel a bányászat nem az érckészlet lefejtése, hanem lavinapusztítás miatt maradt abba, ugyancsak érdemesnek tartjuk a további kutatásra.

6. *Feketepataki bányája*. A Székes-patak (Par. Secu) 1004 m-es pontjától 500 m-rel D-re, a Feketepatak betorkolásánál, 5—10 cm-es kalkopirit, pirittartalmú telérre telepített kutatás van. Harántvágatot hajtottak a kibúvás alá és a telért csapásirányú vágattal mintegy 20 m hosszban lefejtették.

A mellékközet ép, szürke dacidit, ÉK-DNy irányú vállapok figyelhetők meg benne. A telérkitöltés kvarcos, kalcitos, sok üreggel. A kalkopirit és pirit idiomorf, meglehetősen nagy kristályokban jelenik meg, de nem teszi ki a telér 10%-át sem.

A telér a toronyágai telérrendszer szegényes kiágazása, gyakorlati szempontból az előfordulás figyelmet nem érdemel.

7. A felkeresett ércelőfordulásokon kívül a következő három fontosabb kutatásról szereztünk még értesülést:

Pui bányája, a Szép-dűlőnek (Dealul Frumos) a Vinyeszér-p. (Valea Viniseara) 898 m-es pontjához lehúzódnó mellékgerincén kisebb piritkutatás.

A Kőtörő-pataknak a Borló-patak beömlése feletti szakaszán pirit- és nemesfémkutatás.

Az Elős-pataknak a Kőtörő-patak beömlése feletti szakaszán pirit és kalkopirit után kutattak.

Borsabánya környékének rendkívül érdekes földtani viszonyairól már néhánynapos rövid tartózkodás alatt is érdekes kép alakult ki. Borsabányától délre emelkedő Bagoly-szikla hegyen (Piatra baici) megfigyelhető volt, hogy a Radnai-havasok előterének kréta-eocén sorozata rátalódott a Máramarosi-havasok kristályos paláira.

A Bagoly-sziclának az Elős-völgy (Cisla-völgy) felőli oldalán erőteljesen gyűrt grafitos fillit fölött nummulinás, krinoidás eocén mészkő következik, melynek a grafitos palával érintkező alsó része fehér márvánnyá alakult át. A nummulinás mészkő felett csillámos homokkő- és márgarétegek következnek.

Az Elős-pataktól északra a Botos (Botița) gerinc orrán fehér márvány és alatta fillitréteg van feltárva.

Úgy az Elős-patakban, mint a Székes-(Secu)patakban megállapítható, hogy a fillitet hatalmas dacittömegek törik át, melyek helyenkint a fillitből leszakított zárványokat tartalmaznak. A dacittömeg helyenkint erősen zöldkövesedett, epidotosodott, rendkívül durvaszemű, alapanyagot alig tartalmaz. Mindezek a jelenségek arra mutatnak, hogy a daciterupciók itt nagyobb tömegekben, valószínűleg nem a felszínen merevedtek meg. A dacittömegetsötétszínű andezittelérek járják át. A fiatal vulkánosságnak nyomai szénsavas források alakjában jelentkeznek, Oldalsarok-völgy (Kolbul-völgy) és Sándor-forrás.

A Székes-patak fejeinél lévő hágón újra kristályospalák jelentkeznek és észak felé lehúzódnak a Vasér-völgyig. Borsabánya környékére vonatkozó megfigyeléséről 3 szelvényrajz kíséretében Földvári A., Pávai-Vajna F. »Felső-Izavölgy környékének geológiája« című előadásához való hozzászólásában számolt be. (Beszámoló a Magyar Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól. V. 1943. 6. füzet, p. 353—355.)

Úgy gyakorlati, mint tudományos szempontból rendkívül fontos lenne elsősorban Borsabánya közvetlen környékének, a 4973/2 térképlapnak, továbbá a tőle északra lévő 4873/4-es lapnak, valamint a keletre lévő 4974/1 és 4873/3 jelű 1:25.000-es térképlapok közel eső részét földtanilag térképezni. Az ezen lapokra eső Máramarosi-havasok délkeleti részének felvétele így csatlakozna Kräutner A.-nak a Radnai-havasokról készített térképéhez.

II. Csoport.

A) Radnalajosfalva-környéki ércelőfordulások. (2. térképvázlat.)

1. A Beretélő (Bretila) hegy déli oldalán, a Kerek-mező (Poiana Rotunda) 1541 m ponttal szemben, kb. 1200 m magasságban régi bányászat nyomai találhatóak. 100 m-es szintközben telepített és már beomlott két csapásirányú táróval és egy kutatóárokka a paragneiszben vonulatot képező magnetitlencsét tarták fel. A vonulat csapása a paragneiszével egyező 330—350° közötti. A bányákat a XIX. század végén Manz osztrák vállalkozó művelte.

A paragneisz apró- és durvaszemű, csillámban gazdagabb és szegényebb típusokat vegyesen tartalmaz.

A tárók hányóin a kitermelt érc maradéka még megtalálható. Tömött, apró- és durvaszemű tiszta magnetit, hematittal vegyes és túlnyomólag hematitből álló darabok; kvarcsezemeket tartalmazó ércek és ércbehintést tartalmazó mellékközetdarabok egyaránt találhatók. A hematit legnagyobb részét másodlagos, martitosodás révén keletkezett. Néhány pirites darabot is találtunk.

A magnetitlencsék vonulatát feltárásokkal kb. 3 km hosszúságban követték. A feltárások elszórtóságából és a hasonló bukovinai előfordulások ismert szelvényéből (B. Walter: Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien. XXVI. 1876. p. 345.) következőtve, nem lehet a vonulat mentén nagyobb összefüggő érckészletet remélni, bejárható feltárások teljes hiánya miatt azonban kizárni sem lehet. A terület mágneses geofizikai felvételre érdemes lenne.

2. A Cibó-pataki határvadász laktanyától Ny-ra a *Kis Cibó-patak* (Izv. Cibeul mic) *torkolatától É-ra* emelkedő 1278 m magas gerinc alján, közvetlenül az országút felett *Mn-érc kutatások vannak*. Az országút feltárásában fillit, a hegyoldalban fehér márványrétegek találhatók. A fillitbe az ottlakók szerint 310° irányú vonulatban gyenge oxidos Mn-érc települt. Sem minőségileg, sem mennyiségileg bányászatra nem alkalmas. Hasonló típusú és keletkezésű, de jelentősebb a közeli bukovinai Jakóbény-i előfordulás (B. Walter, loc. cit.).

3. A közlekedési útvonalat képező Cibó-pataknak az 1 : 25.000 térképen Cimbora-patak (Cimbroslava) néven jelölt, a helybeliek által *Kanál-pataknak* nevezett mellékvölgyében régi bányászat nyomai találhatók. A Cimbora-patak völgyében vezető út mentén, a völgy D-i oldalán, a patak torkolatától 1 km-nyire az Omlás-tető (Derimoasa) 1457 m-es pontjától kiinduló É-i irányú patak betorkolásától K-re, 170° irányú beomlott táró található. A Cimbora-patak torkolatánál 200° felé dőlő márvánnyá alakult mészkőrétegek, a bánya környékén pedig fillit van feltárva.

A táró előtt talált darabok alapján az előfordulás telér, túlnyomóan kvarcos, részben ankerites telérkitöltéssel. Karbonáthoz kötve *galenitet*, kvarccal *piritet*, *kalkopiritet*, *szfaleritet* tartalmazott. A táró tól ólomércre hajtották, mely hallomás szerint újjnyi vastag, elágazó erekben volt található. A táró előtt a völgyben zúzómű állott, az emellett talált meddőhányó kiterjedése nem enged tartós bányászatra következtetni.

Állítólag a Cimbora-pataktól É és D-re levő párhuzamos völgyekben is találtak Pb-érc nyomokat.

Az említett táróval szemközt, a Cimbora-patak É-i oldalán több régi hányó van, melyeken azonban csak meddő telérkvarcot találtunk. Hallomás szerint pirit után kutattak, állítólag a völgy szintje alatt

aknában megtalálták az ércet. A Cimbora-pataki ércelőfordulások gyakorlati eredménnyel nem biztatnak.

Néhány szóval érdemes megemlékezni a Cibó-patak mentén észlelt feltárásokról. A Cibó-patak torkolatánál jobb oldalon durva kavicsokat tartalmazó fillit, valamivel feljebb csillámos kárpáti homokkő kerül felszínre. Tovább felfelé a völgyön erős préselés nyomát mutató kristályos mészkő jelentkezik. Helyenkint a kristályos mészkő közé ismét egy-egy fillitzőna iktatódik, ami a vidék pikkelyes szerkezetére utal. Úgy látszik, hogy a bal oldalon levő hatalmas *mészkőszirt* a jobb oldalon levő *fillitrétegek fölé van tolva* egy, látszólag a Cibó-patakkal párhuzamos sík mentén. A Cibó-patak torkolatától számított első nagyobb mellékvölgy táján vörösszínű, zölderes, homokos márgarétegek találhatók, melyek helyenkint a bal oldalra is átnyúlnak. A márga mikropaleontológiai vizsgálatát *Majzon László* végezte, *Globotruncaná*-s fauna alapján megállapította a márgák felsőkréta korát. A vörös márgarétegeket egy meredeken álló mészkőszirt dőfi át, míg a mészkőszirt rétegei igen meredeken állanak, addig a márgarétegek sokkal laposabb dőlésűek. A mészkő néhol teljesen fehérszínű márvány, melyben helyenkint vékony kvarcrétegek helyezkednek el, néhol sötétszürke lemezes és kovás.

4. A Radnalajosfalva feletti Esztenás patakból (Izv. Stănișoarei) bejelentett piritelőfordulás a bemutatott minták szerint bányászati szempontból semmi figyelmet nem érdemel. Csupán egy gneisszerű kőzetben található *piritbehintésről* van szó.

5. *Ólomércelőfordulást* jelentettek az Aranyos Beszterce Radnalajosfalvától K-re eső *Deák-patak* (Păr. Deaca) nevű jobboldali mellékvizének völgyéből is. Az előfordulás a bemutatott minták alapján a Cimbora-patakihoz mindenben hasonlóan tekinthető.

B) Gyergyótölgyes (Gyergyóholló) környéki ércelőfordulások.

1. A gyergyóhollói Szárazvölgy (Valea Seacă) Iharos-patak (Par. Paltinului) (l. 3. sz. térképvázlat) mellékvölgyében 1000 m magasságban a völgy végső kettéágazásánál, Nagysarok (Pic. cel mare) 1244 m pontjától 500 m-re D-re meglehetősen kiterjedt bányakutatást találtunk. A völgytalpon három kutatótárával és egy kutatóaknával, a völgytalp felett kb. 20 m-rel még egy további tárával nyitották meg az ólom- és cinkércelőfordulást. A feltárások közül csak az utóbbi sikerült bejárni, a többi vízzel elárasztott, részben beomlott.

A feltárásoktól 70 m-re DNy-ra a porfiroid és a töle Ny-ra levő fillit érintkezési lapja ÉK-DNy irányban keresztezi a völgyet. Megfigyeléseink szerint az ércelőfordulás 258° irányú, 80° dőlésű telérhez kötött, mellékköze a durvaszemű, savanyú porfiroid.

A telér kibuvása is ismert, kitöltését kb. 15 m csapáshosszban és ugyanilyen magasságban egy 15 m-rel mélyebben a kibúvás alá harántul hajtott táró segítségével kiszedték. A telérüreg 1,5—2 m vastagságú, éles vállapjai vannak. A vájvégeken zöldesszürke, meglehetősen homogén, pirittel hintett telérkitöltés látható szálban, mely vékonycsiszolatának vizsgálata alapján törmelékes szövetű és teljesen elkovásodott kőzet. A részben aprószemű kvarcból, részben sugaras rostoszerkezetű kalcedonból álló kőzetben az eredeti kőzet elegyrészeinek körvonalai még megfigyelhetők. Utólag, repedések mentén a kőzet pirittel, karbonáttal impregnálódott. Utóbbi többnyire jelentős vastartalmú.

Ercet szálban sehol sem találtunk, csak a völgytalpon levő tárók és kutatóakna hányóin. Ezek részben haránt-, részben csapásirányú vágatok, melyek ugyanazt a telért tárták fel mélyebb szinteken. Az érc tömeges, tömött szfalerit és galenit. A két érc egykorúnak látszik, a galenit mennyisége lényegesen alárendeltebb. A szfalerit színéből ítélve 10%-on aluli vastartalmú. A hányón talált darabok némelyik oldalán meglevő piritkérgék arra engednek következtetni, hogy ezek nagyobb, pirittel bevont ércskonkréciók, »muglyák« töredékei. Ezek az ércmuglyák rendszertelenül helyezkednek el a meddő telérkitöltésben. A kibúvás készletének lefejtése után az alsóbb szinteken, a hányókon heverő néhány q érc tanúsága szerint újból megütötték az ércet. Minthogy azonban ezeket a feltárásokat bejárni nem tudtuk, az érckészletet a látottak alapján megítélni nem lehet.

A muglyatöredékeken kívül kvarcos, alárendelten karbonátos telérkitöltésben hintett érc is található. A karbonát többnyire ankerit. A mállási zóna lyukacsos telérkvarcán utólag keletkezett markazit kristályai ülnek.

2. Az Iharos p.-ban feltárt telér valószínű folytatása az innen három km-nyire KDK-re fekvő *Baraszóvölgyi feltárás*. Az Alsóhollótól induló Baraszóvölgy felső részén, a Bács-patak (Par. Bacei) és Sorpatak (Par. cu Linia) közötti 1077 m magas hegyorron 900 m magasságban két K-Ny irányú beomlott táró van. A mellékkőzet üledékes eredetű kloritpala, erősen préselt, vékonylemezes kőzet. Uralkodó elegyrészei kvarc, klorit, muszkovit. A hányón talált kloritpaladarabok között olyanok is akadtak, amelyekben a mikroszkópi vizsgálat kétségtelenül kvarcporfirból származó földpátszemeket mutatott ki. Ez a megfigyelés arra mutat, hogy az üledékes eredetű kloritpala anyagához a porfirkitörések hamuja is hozzákeveredett.

A hányón néhány érces telérdarab is található, ankeritben néhány cm-es galenitfészkek. A táróktól 100 m-rel ÉK-re kloritos aprószemű porfiroid darabjai hevernek a hegyoldalban.

A Baraszó völgy keleti oldalán durvaszemű, igen savanyú, hälléflintaszerű porfiroid látható szálban. Hasonló porfiroidot tártak fel.

a Baraszó völgy Komárnok (Valea Comarnicului) nevű mellékvölgyének betorkolásától D-re, ugyancsak a völgy K-i oldalán.

Ez az ércelőfordulás az előbbinél sokkal jelentéktelenebb, csak az előbbi kiterjedésére szolgálhat útmutatásként.

c) *Gyergyóbélbor-környéki csillámelőfordulás*
(l. 4. sz. térképvázlat).

Gyergyóbélbor községtől ÉNy-ra, a Doborány sarka nevű gerinc DNy-i orrán fehér márvány és szürke mészkő található. A gerincen felfelé haladva andezitbombákkal teli andezittufa, majd lemezes, igen vékony, fehérszínű mállási kéreggel bevont piroxénandezit található a felszínen. A Doborány 1237 m magas csúcs, fehér márványból és szürke mészkőből áll. A csúcstól keletre levő nyeregben végződik a piroxénandezit. A nyeregből fakadó forrás völgyében csillámpala figyelhető meg, melyben 30—40 cm vastag, majdnem kizárólag kvarcból és csillámból álló pegmatit található, a csillámpaláéval egyező 25° irányú 22° -os dőléssel. A 4×4 cm nagyságot elérő csillámlemezek repedezettek, hajlottak. Mikroszkóp alatt igen sok érczárvány látható bennük, elektrotechnikai felhasználás szempontjából tehát gyenge minőségű.

Kisérőásványok: turmalin, rózsaszínű K-földpát.

A mellékközet durvaszemű, gránátmentes, mezozonális csillámpala.

Bélbor község területén jelenleg igen sok vasas, CO_2 -as, gyengén H_2S -es ásványvízforrás található, melyek közül 9 foglalt, állandó használatban van. A források Telegdi Róth Károly szerint a dolomitvonulatot határoló vetődésen helyezkednek el. (T. Róth K.: Über die Entstehung der Lignitbecken bei Bélbor, Borszék und Ditró. K. u. K. Kriegsvermessung Nr. 1. 1918.)

d) *Ditró-környéki földpátelőfordulás.*

Helyszínen szerzett értesülések szerint a ditrói Tászk-patak völgyében földpátelőfordulás van. A lelőhelyet (a Tászk-patak völgyében levő 940 m-es ponttól D-re, a völgy K-i oldalán) felkeresve megállapítottuk, hogy a normális eleolitszenitben levő eleolitszenitpegmatitokról van szó. Ezek a pegmatitok a szenitben szabálytalanul elosztott 20—30 cm vastagságú slirek. Környezetükben ugyancsak szabálytalanul elosztott repedések mentén a szodalittartalom is megnő az eleolitszenitben.

A pegmatitban levő földpátok néhány cm-es nagyságúak. Közöttük eleolit- és amfiból kristályok találhatóak és így nyers állapotban kerámiai célokra kevésbé alkalmasak. Bányászatuk az előfordulás szabálytalansága miatt sem kedvező.

A Gyergyóalfaluról Parajdra vezető műútnak a bucsintetői oldalán levő 79,3 km-től ÉÉNy-ra 3 km-re, a Felleszilása-Titkos mező (Poena Gainusei) gerinc ÉNy-i oldalán kb. 1500 m magasan 130 m hosszú K-Ny csapású telérre hajlott táró található. A mellékkőzet átalakult andezittufa, melyet andezittelérek járnak át. Harántvágatokban a telért közrefogó, pirittel gazdagon impregnált zóna mindkét oldalon kb. 6 m vastagságban figyelhető meg.

A telér csaknem álló, átlag $\frac{1}{2}$ m vastag. Ácsolás miatt kitöltése csak néhol látható. Egy helyen érces, opálosodott andezittufát, másutt gazdagon pirites, kloritos andezitsalakot tartalmaz. A telér vállapjai élesek, tektonikus eredetre utalnak. A táró 100 m-e táján piroxénandezit lép fel és ezentúl a telért a bányaműveletekben nem tudták újra megtalálni.

A hányón a pirittel hintett kvarcos, kalcedonos telérkitöltésből is kerültek elő darabok, melyek szabadszemmel, de a mikroszkópi kép alapján is igen hasonlítanak a Nagybánya-környéki (Borpataki) aranyos telérkvarchoz. A helyszínen gyűjtött minta nemesfémtartalma 2 g/t alatti. A telér odoraiban 4 cm nagyságot is elérő, mindkét terminális végén jól kifejlődött kvarckristályok vannak.

A bányaművelés kiterjedéséből, valamint a helyszínen maradt berendezésekből ítélve ez a vállalkozás csupán kutatásjellegű lehetett.

III. Csoport.

A) *A Telcs-i ércbejelentés megvizsgálása.*

Telcstől É-ra a Fiad-völgyben (Valea Fiadu) a Nyires-patak (Valea Mesteacanului) beömléséig megfigyelhető szálban a kárpáti homokkő. A Nyires-patak törmeléke már különböző andezitek görgetegeiből áll. A völgyben sós, szénsavas forrás fakad.

A völgynek a Barány (Vrf. Branu) alatti sok ágra szakadásánál 1300—1400 m magasan zöldkövesedett andezitek vannak szálban, melyekben közel KNy csapású, piritbehintéses, világosabb slirek találhatók. Ezek képezték a bejelentés alapját, így annak gyakorlati jelentősége nincs.

Az andezitben 1—2 cm-től 10 cm-ig kivastagodó világosabb andezitinjekciók találhatók.

B) *A Mákói bejelentés megvizsgálása.*

Mákó községben a falu Ny-i végén levő D-ről É felé folyó patakban, ahol az az utat keresztezi, a patak hordalékában markazitkonkréciók felhalmozódását észlelték. Ezeket a markazitkonkréciókat nyilván a patakban jó feltárásokban található középső eocénkori teraszos tarka agyagrétegekből mosta ki a patak. Gyakorlati jelentőségük nincs.

MONTANGEOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN ÜBER ERZVORKOMMEN IN BORSABÁNYA, IM TAL DER ARANYOS-BESZTERCE, IN DER UMGEBUNG VON GYERGYÓTÖLGYES UND ANDEREN SIEBENBÜRGISCHEN MINERALFUNDORTEN

Von Dr. A. Földvári und Dr. G. Pantó.

(Mit 5 Kartenskizzen und 1 Textfigur)

Im Auftrage der Ung. Ministers für Industrie untersuchten wir die angemeldeten Erzvorkommen Siebenbürgens. Infolge Zeitmangels konnte ein Teil der Aufgabe nicht durchgeführt werden, sodass die Untersuchung der Erzvorkommen südlich Gyergyószentmiklós wegleiben musste.

Wir beschäftigen uns mit den untersuchten Erzvorkommen in drei Gruppen :

1. In der ersten Gruppe werden die Vorkommen behandelt, welche schon auf Grund einer Voruntersuchung abbauwürdig scheinen.

2. In der zweiten Gruppe werden die Vorkommen behandelt, welche zwar erzführend sind, jedoch zur Beurteilung der Abbauwürdigkeit weiterer Untersuchung bedürfen.

3. In der dritten Gruppe folgen Erzvorkommen die schon durch die Voruntersuchung als bedeutungslos erkannt, oder durch Unkenntniss als Erzvorkommen angemeldet wurden.

I. Gruppe.

Erzvorkommen der Umgebung von Borsabánya. (Kartenskizze I.)

1. *Erzgangruppe Toroiaga.* Die Masse des 1931 m hohen Toronyága (Toroiaga), welche sich über die kristalline Umgebung erhebt, wird meist aus grobkörnigen Dazit gebildet. An seinem südlichen und südöstlichen Abhang (Esztena-csúcs, Stana lui Vertici), unter der Φ 1812, wo der kristalline Schiefer nur untergeordnet auftritt, sind Ausbisse von 7 miteinander gleichsinnig laufenden Erzängen bekannt.

Die Gänge streichen $10-20^0$, zwischen den äussersten ist cca 1000 meter horizontaler Abstand. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt um einen Meter, und fallen mit $70-80^0$ gegen Osten. Die Ausbisse befinden sich in einer Höhe von 1000—1600 meter.

Die Schürfungen am Ende des vorigen Jahrhundertendes fanden 6 Gänge abbauwürdig. Diese sind in NW—SE Reihenfolge: Mihály, Katarina, Zsófia, Órangyal, Kisasszony, Stefánia. Die Gänge laufen zwischen gut ausgebildeten Gränzflechen und setzen sich über die Grenze des Eruptivums bis ins Kristallin fort. Die hauptsächlich karbonatische, untergeordnet quarzitische Gangart wechselt bänderweise mit dem Erz ab.

Das vorherrschende Erz ist Pyrit, welches an einzelnen Stellen des Gangsystems als ausschliessliches Erzmittel auftritt. Neben dem Pyrit finden sich Sphalerit, Galenit, Chalkopyrit, Arsenopyrit, Bournonit als häufigere Erzminerale. Die Aufschlüsse ermöglichen keinen tieferen Einblick in die Erzverteilung der Gänge. Bei dem bisherigen Abbau war der Gehalt an Edelmetallen allein nutzbringende. Erze von industriellem Wert wurden nur in Mihály und Zsófia-Gang aufgefunden. Sphalerit, Galenit, Chalkopyrit sind nicht ständige Bestandteile der Gänge. An einzelnen Stellen sind sie besonders angereichert, an anderen fehlen sie fast vollkommen. Eingesprengter Arsenopyrit ist ständiger Begleiter des Pyrits, Bournonit findet sich stellenweise mit Galenit-Chalkopyrit vergesellschaftet.

Zum mikroskopischen Untersuchung stand uns Erz aus dem Stefánia- und Mihály-Gänge zu Verfügung. Zu einer eingehenden Untersuchung hatten wir keine Gelegenheit. Der zumeist idiomorphe Arsenopyrit und Pyrit sind zweifellos die ersten Erzausscheidungen. Sie werden chronologisch von Chalkopyrit und Sphalerit gefolgt. Sphalerit ist ziemlich dunkel und enthält cca 10% Fe. In einzelnen Teilen enthält er auffallend zahlreiche Chalkopyrit-Einschlüsse. Mit diesen halten wir es notwendig uns näher zu beschäftigen, da sie eine interessante Struktur aufweisen.

Zwei voneinander verschiedene Sphalerit-Chalkopyrit Systeme konnten im Erz beobachtet werden. Das eine ist das gewöhnliche Entmischungs-System, in welchem Sphalerit den Chalkopyrit in Form von unregelmässig zersträuten oder in Reihen auftretenden Tropfen oder Schnüren enthält. Dieser Chalkopyritgehalt entspricht nur dem Unterschied der Chalkopyrit-Lösungsfähigkeit, das ins Intervall der Ausscheidungs- und Erstarrungstemperatur des Sphalerits fällt, bleibt also unter 4—5% CuFeS. Ein zweites unabhängiges System, welches von Kristallographischen Flächen (Spaltflächen des Sphalerits) bestimmten Chalkopyritzonen im Sphalerit bildet, enthält 40% CuFeS und besitzt eine sehr interessante Struktur. Die auf einander senkrecht oder in einer vorherrschenden Richtung angeordnete Chalkopyritlamellen betragen ungefähr die Hälfte der Sphaleritgrundmasse. In Anbetracht seiner Struktur kann dieses System nur als die Erstarrung eines ZnS—CuFeS-Systems angesehen werden. Eine ähnliche Struktur beschreibt aus den Black-Hills in Dakota G. M. Schwartz. (Paragenesis of iron Sulphides

in a Black-Hills deposit. Economic Geology XXXII No 6, 1937. p. 810—825.)

Nach J. W. Gruner (Structural reasons for oriented intergrowth in some minerals, American Mineralogist XIV. 1927. p. 227) hat die orientierte Verwachsung von Sphalerit und Chalkopyrit ihre Bedingungen in der Gitterstruktur. Im Sphalerithexaeder und im Chalkopyrit (100) (Sekundärprisma) und (001) (Basis) befinden sich die S-Atome annähernd in gleichen Abständen voneinander. Dadurch ist Ihr Verwachsen in diesen Richtungen möglich. Darauf dass das System eutektartig ist, weist nur, dass das von uns beobachtete System annähernd die gleiche Zusammensetzung hat, wie das von Schwartz beschriebene.

Die zwei Systeme — im weiteren das Entmischungs- und Verwachsungssystem — sind voneinander unabhängig. Die Chalkopyritropfen des Entmischungssystems nehmen, wenn sie gerade in eine Verwachsungszone fallen, in diesem als Fremdkörper Platz. Sie beeinflussen die Dichte und die Verteilung der Lamellen des Verwachsungs-Systems nicht, und vereinigen auch nicht mit ihnen Anders ist die Lage mit den grösseren Chalkopyritflecken, von welchen gerade infolge ihres eigenartigen Auftretens, angenommen werden kann, dass sie von beiden Systeme älter sind. Sie konnten mit ihrem Material im Verwachsungssystem teilgenommen haben. Einen zackigen Resorptionsrand weisen nicht nur die in das System fallende, sondern auch in ihrer Nähe auftretende Chalkopyritflecken auf. Im Verwachsungssystem befinden sich Chalkopyritflecken, welche mit dem System gleichaltrig sein dürften. Diese entstanden in den CuFeS Anreicherungen aus der Verschmelzung der Chalkopyritlamellen. Ihr Rand ist gezackt und in der Richtung der Chalkopyritlamellen des Verwachsungssystems strecken sich Äste aus ihnen herans.

Zwischen den zwei Systemen besteht ein gewisser Zusammenhang und Parallelität, wenigstens in dem Ausmasse, dass die Zonen des Verwachsungssystems gerade dort erscheinen wo im Sphalerit die Entmischungs-Chalkopyrit Tröpfe am dichtesten sind. Die Zonen des Verwachsungssystems befinden sich meistens in der Nähe der korrodierten, älteren Chalkopyritkörner und laufen mit diesen parallel. Dieses Bild lässt die Folgerung zu, dass die Menge des in dem Sphalerit gelösten Chalkopyrits, in der Nähe der resorbierten Chalkopyritkörner eine solche Konzentration erreicht hat, welche bei der Abkühlung zum Auftreten eutektischer Verwachsung nötig war.

Mit Entmischungssystemen von Sphalerit—Chalkopyrit beschäftigt sich K á l m á n S z t r ó k a y, in seiner Arbeit über die Erze von Gyöngyösoroszi, eingehender. (K. Sztrókay: A gyöngyösorosziércelőfordulás mikroszkópiái vizsgálata. Mathem. és Természettud. Értesítő LVIII. 1939. p. 904—916.) Nach seiner Meinung hängen diese

Verwachsungsformen, von der Art und Geschwindigkeit der Abkühlung zusammen, und sind Entmischungssysteme verschiedener Ausbildung. Auf Grund allgemeiner physikalisch-chemischer Gesetze und dem uns zur Verfügung stehenden mikroskopischen Material, nehmen wir Entmischungssysteme nur innerhalb Grenzen eines bestimmten Bereiches des niedrigen CuFeS-gehalts an. Ausserdem fanden wir auch Strukturformen an, welche auf eutektische Verwachsung zurückzuführen sind. Die Zusammensetzung der Entmischungssysteme wird durch die Löslichkeitsverminderung bedingt, welche auf den Temperaturunterschied zwischen Ausscheidung und Erstarrung fällt.

Auf die beobachteten Systeme, scheint die Auffassung *Ramdohrs* (*Schneiderhöhn—Ramdohr*: Lehrbuch der Erzmikroskopie. 2. Band 1931. p. 106) nach welcher die Entmischungs- und Verwachsungssysteme voneinander nicht zu trennen wären, nicht zuzutreffen. Gerade das nebeneinander Auftreten und Selbstständigkeit beider Systeme beweist dass sie keinen geologischen Temperaturwert haben, so dass sie die Ausscheidungstemperatur des Erstarrungs-Temperaturbereich und Geschwindigkeit betreffend keine Schlüsse zulassen. In Bestimmung dessen ob die zwei Phasen in Form von unregelmässigen Tropfen und in kristallographischen Richtungen geordneten Lamellen zur Ausscheidung gelangen, scheint die Rolle der Zusammensetzung wichtiger zu sein, als die der Temperaturverhältnisse. Genauer könnte dies nur im Kenntniss des Phasendiagrammes des Systems ZnS—CuFeS beurteilt werden.

Über Diffusionserscheinungen haben wir keine Beobachtungen, wir messen ihnen auch in der Ausbildung der Systeme keine besondere Bedeutung bei.

Die Gänge sind einer näheren Untersuchung wert. Der im Székes-Bach (Par. Secu) 400 m nördlich von ϕ 887 vorgetriebene Imre-Stollen, hat nur zwei Gänge durchgefahren. Durch sein Vorwärtstreiben wäre es erwünscht die ganze Ganggruppe durchzufahren und in der vom höchsten Ausbiss gerechnet 600 Meter tiefer liegenden Teufe sie auf Beständigkeit, vertikalen Ausbreitung und Gleichmässigkeit der Erzverteilung zu untersuchen. Die Anschürfung tieferer Horizonte ist auch darum ratsam, weil in diesen, im Gegensatz zu höheren Horizonten, die Anreicherung industriell wichtiger Metalle statt edler, zu erwarten ist.

Grubenbetrieb von Makerló.

Am nordwestlichen Abhang des Toroiaga, von den Gangausbissen der Südostflanke ungefähr 2 km entfernt, sind gleichfalls wichtigere Erzgänge bekannt. In Richtung bilden sie die Fortsetzung eines Ganges von Toroiaga, trotz der zwischenliegenden gewaltigen kristallinen

Masse. Das Tal, wo alte Schürfungen 1 km nordnordöstlich des 1931 m hohen Toroiaga bestanden, wird Makerló (Macarlau) genannt.

Am nordwestlichen Hang des Tales wurde ein 10 meter langer Stollen senkrecht auf einen 30⁰ streichenden stehenden Gang vorgetrieben. Der Gang ist 70—100 cm mächtig, scharf begrenzt, seine Ausfüllung ist in 15 meter Streichen in einer Höhe von 8—10 m abgebaut. Wir hatten keine Möglichkeit die anstehenden mit einer dicken Verwitterungskruste bedeckten Erze aufzufrischen und an grösseren Teilen in unverwittertem Zustande zu beobachten.

Der Gang füllt eine tektonische Spalte aus. An seinen Wänden konnten Spuren horizontaler Bewegungen — dort wo der Gang das Tal durchquert auch an der Oberfläche — beobachtet werden.

50 meter über den angeführten Stollen an der südöstlichen Seite des Tales wurde in der Streichrichtung ein Stollen vorgetrieben, der jetzt eingestürzt ist.

Das Nebengestein des Erzvorkommens ist ein stark veränderter grobkörniger Dazit, welcher sich in Form eines Gesteinsganges durch die Kristallinen Schiefer zieht. Am häufigsten sind die fast vollkommen ausgebleichten, stark verkieselten Stücke, doch gab es auch weniger verkieselte chloritisierte und kaolinisierte Stücke. Aus der Halde kamen verschiedener massen vererzte Handstücke, meist mit Pyrit imprägnierte Gesteine, zum Vorschein.

Als Gangart kann nur das verkieselte Nebengestein betrachtet werden, anderes konnten wir an der Halde nicht finden. In der weisslichen, stark mürben, lockeren Ausfüllung tritt das Erz von grösseren Körnern und Flecken auf, die Kristalle sind oft idiomorph. Galenit ist am häufigsten, hiernach folgt Pyrit, Chalkopyrit und untergeordnet Sphalerit.

Der scharfe gut begrenzte Charakter der Gangspalte lässt voraussetzen, dass der Gang in einer grösseren Ausdehnung eventuell bis zu den Gängen von Toronyága zu verfolgen wäre. Das stark veränderte Gestein zeugt von einer intensiven hydrothermalen Wirkung. Es liegt daher an der Hand in diesem Gebiet eine intensive Vererzung anzunehmen. Durch Wiedereröffnung der alten Stollen könnte ohne grösserer materiellen Aufwand ein Einblick in die Vererzungsverhältnisse erhalten werden.

3. *Gruben im Előspatak-Tal.* In den Elősbach (Râul Cislă) 2.5 Km von Borsabánya einmündenden wasserreichen Seitenbach, westlich von Oldalsarka (Coltul din Fața) untersuchten wir zwei Erzvorkommen. Bei der Talmündung entspringt ein eisenhaltiger Säuerling.

Rudolf-Grube. In dem vorerwähnten von der Talmündung gerechneten zweiten westlichen Seitental, welches von 1333 m abläuft, findet man einen schwach pyritischen, chalkopyritischen Gangausschnitt. Das

Nebengestein ist ein, in dieser Gegend verbreiteter, pistazitfleckiger, chloritisierter Dazit. In seine fast vollkommen kristalline Grundmasse sind mittelgrosse Plagioklase und Amphibole eingebettet. In diesem Gestein ziehen einige centimeter dicke Chalkopyritadern in Streichrichtung 195° . Mit ihnen parallel läuft eine weniger chloritisierte, verkieselte, mit Pyrit imprägnierte Zone im Dazit. Auf Grund von an Ort und Stelle erhaltenen Informationen treten in dieser Zone auch mächtigere kaolinisierte Adern auf. Die dünnen Gänge wurden von der Seiten und vom Nebental mit Stollen unterfahren. Nur der letztere war in einer Länge von 25 meter gangbar. Die dünnen Erzgänge waren auch in diesem zu beobachten. Aus der Halde des Stollens, welcher vom Seitental vorgetrieben wurde, konnten — ausser den Pyrit- und Chalkopyritstücken Handstücke gesammelt werden, welche — aus magnetithaltigem Quarz bestanden und auf eine schwächere Kontaktwirkung schliessen lassen. Aus der Halde beurteilt wurde der Stollen weit über die Vererzung vorgetrieben. Das Vorkommen besitzt keine praktische Bedeutung.

b) *Vorkommen von Pyrrhotinlinsen.* Am Westhang des Oldalsarok, von der Rudolf-Grube cca 800 meter talaufwärts, sind Ausbisse von Pyrrhotinlinsen an der Talsohle bekannt, welche in graphitische Phyllite eingebettet sind. Die zwei, parallel zur Schieferung angeordneten, $1.5-2$ meter mächtigen, $4-5$ meter langen Pyrrhotinlinsen sind mit einer dicken Verwitterungskruste bedeckt. Am SW-Ende der grösseren, unteren Linse wurde ein verzweigter, kurzer Stollen, senkrecht zur Phyllitstreichrichtung vorgetrieben, der unter Wasser steht.

Der Pyrrhotin besteht aus $2-3$ mm grossen Körnern und ist dicht, ziemlich homogen. Die häufige Zwillingungsverwachsung ist Folge der Dynamometamorphose. Der längst den Spalten beginnende Markasitisierungsprozess ist nicht weit fortgeschritten und ist als eine Verwitterung zu betrachten. Am Westhang des Tales gegenüber des Pyrrhotinvorkommens befinden sich Andesitfelsen, 20 meter weiter tritt schon Quarzlinen enthaltende Phyllit zutage.

Nach Ansage der Bewohner sollen am oberen Teil des Tales noch mehrere ähnliche Vorkommen bekannt sein. In Anbetracht der kleinen Linsen und der Unregelmässigkeit des Vorkommens ist hier ein weiteres Forschen nicht angebracht.

Das Elös-Tal aufsteigend, oberhalb von Oldalsarok kann der Durchbruch des Dazites durch die Phyllite beobachtet werden. Die Kontaktfläche der beiden Gesteine ist in Richtung 60° , und weist ein Einfallen von 65° auf.

Vor der Einmündung des Malom-Baches (Par. Morii) bei der scharfen Wegkrümmung kann im Phyllit ein Dazitgang beobachtet werden. Im Dazitgang befinden sich, — parallel mit seinem in Richtung 335° laufenden Streichen angeordnet — Phylliteinschlüsse.

Das Wasser der Sándorquelle, welches ein eisenhaltiger, schwefelwasserstoffhaltiger Säuerling ist, entspringt aus weisslichen Quarzitschiefern.

4. *Borló (Bârloia) Grube.* 6·5 km von Borsabánya, mündet in den Elös-Bach der wasserreiche Kötörö-Bach (Par. Cătărămei). Sein erster westlicher Nebenbach ist der Borló-Bach, welcher neben der gleichnamigen verlassenen Grube dahinfließt.

Die Grube wurde nach längerem Abbau verlassen wie dies aus der mächtigen Halde hervorgeht. Die Grube wurde wegen Wassereinbruch verlassen, das Weitertreiben eines angefangenen Erbstollens konnte aus finanziellen Gründen nicht fortgesetzt werden. Alle Stollen liegen unter Wasser. Spuren einer Erzaufbereitungsanlage konnten wir nicht entdecken.

Der Abbau ist auf einen Pyritlager angelegt, welcher an einen ganz weissen hellen Serizitschiefer gebunden ist. Der Erzstock wurde in 50 meter vertikalen Bereich aufgeschlossen. Auf der Halde befinden sich einige Tonnen Erz angehäuft.

Das Erz ist dicht, dichter feinkörniger idiomorpher Pyrit, nur wenig verunreinigt. Er ist immer mit dunklen in kleinen Körner eingesträuten hoch eisenhaltigen Sphalerit begleitet, welcher ungefähr 20% der Gesamtmasse ausmacht. Den Altersunterschied konnten wir zwischen den beiden Mineralien nicht feststellen. Produkte einer späteren Einsickerung sind die spaltenausfüllende Galenit und Chalkopyrit. Der Galenit hat den Sphalerit stellenweise auch angegriffen, wie dies aus den Umrissen auch genau hervorgeht (s. Abb. 1. Seite 330.). Als Folge ihrer Entstehung sind Galenit und Chalkopyrit im Stock nicht gleichmässig verteilt. An einzelnen Stellen sind sie angereichert, an anderen fehlen sie vollkommen.

Da die Stollen unbegangbar waren, konnte über den Erzvorrat keine Schätzung angestellt werden, obzwar aus den Halden auf ein wichtiges Erzvorkommen zu schliessen wäre, das sicherlich nicht vollkommen abgebaut ist. Mit einer modernen Aufbereitungsanlage könnte ausser dem Pyrit auch Cu oder Pb gewonnen werden. Daher ist ein weiterer Untersuch des Vorkommens anzuraten.

5. *Guraboj Grube.* Nordöstlich von Borsabánya, am in NW—SE Richtung laufenden Óramezö-Grat (Lunca Ceasa) befindlichen 1805 m hohen Kecskeháza (Piciorul Caprii), ungefähr ein kilometer westlich des Triangulationspunktes konnte eine dem vorerwähnten ähnlicher, noch ausgedehnter Grubenbetrieb in einer Höhe von 1300 meter aufgefunden werden.

Von dem aus Borsabánya heraufführenden Serpentinweg kann heller anstehender Dazit beobachtet werden, welcher von dunklen Andesitgängen durchbrochen wird. Das Vorkommen wurde in 100 m

Höhenunterschied durch drei Stollen, von welchen heute keiner be- gangbar ist, angefahren. Das Erz ist Pyrit, welcher im Quarzitschiefer auftritt. Aus der Halde und dem Reste einer Drahtseilbahn, muss auf einen grösseren Abbau geschlossen werden.

Das Erz gleicht dem von Borló. Auch hier enthält der Pyrit Galenit, Sphalerit und Chalkopyrit. Hier sind die Anreicherungen von Chalkopyrit noch häufiger wie bei Borló. Das Vorkommen dessen Abbau nicht wegen Erschöpfung der Vorräte, sondern wegen Lavinenkatastrophe eingestellt wurde, halten wir für einen weiteren Untersuchung wert.

6. *Grube von Feketepatak.* 500 meter südlich des Punktes 1004 des Székes-Baches, (Părau Secu) an der Einmündung des Feketepatak, wurde eine Schürfung auf einen 5—10 cm mächtigen Chalkopyrit und Pyritführenden Gang vorgetrieben. Der Gang wurde mit einem Querstollen angefahren und dann mit einem Längsstollen in einer Länge von cca 20 m abgebaut. Das Nebengestein ist frischer grauer Dazit. Die Gangaufüllung ist quarzig, kalzitisch, mit vielen Hohlräumen. Chalkopyrit und Pyrit sind idiomorph, bilden grössere Kristalle, doch machen sie kaum 10% der Gangmasse aus. Der Gang ist eine ärmliche Abzweigung der Ganggruppe von Toronyága und hat keine praktische Bedeutung.

7. Ausser den erwähnten Erzvorkommen konnten wir von folgenden drei wichtigeren Schürfungen kennntniss erhalten: *Pui Grube.* Pyritschürfung am Nebengrat, welcher sich zur \odot 898 zwischen Szépdülö (Dealu Frumos) und Vinyeszér Bach (Valea Viniseara) hinzieht.

Edelerzforschung oberhalb der Einmündung des Borlóbaches in den Kötörö-Bach.

Am Elös-Bach oberhalb des Einmündung des Kötörö-Baches wurde nach Pyrit und Chalkopyrit geschürft.

Von den ausserordentlich interessanten geologischen Verhältnissen von Borsabánya, konnten wir uns bereits bei unserem kurzen Aufenthalt ein Bild machen. Auf der südlich von Borsabánya liegenden Bagoly-szikla (Piatra baici) konnte beobachtet werden, dass die Kreide-Eozän Serie des Vorlandes der Radnaer Gebirge, auf das Kristallin der Máramaroser Gebirge aufgeschoben ist.

Auf der Seite der Bagoly-szikla, welche gegen dem Elös-Bach (Cisla Tal) liegt folgt auf stark gefaltetem graphitischem Phyllit Nummulinen- und Crinoideenführender Eozänkalk, dessen unterer Teil am Kontakt mit dem Phyllit in weissen Marmor umgewandelt ist. Über den Nummulitenkalk folgen Glimmersandsteine und Mergellagen.

Nördlich des Elösbaches am Botos (Botița) Grat ist weisser Marmor Phyllitschichten überlagernd aufgeschlossen.

Im Elös-Bach, sowie im Székes (Secu) Bach konnte festgestellt werden, dass die Phyllite von gewaltigen Dazitmassen durchbrochen wurden, welche stellenweise Phylliteinschlüsse enthalten. Die Dazitmasse ist stellenweise stark chloritisiert, epidotisch, sehr grobkörnig, und enthält kaum eine Grundmasse. Alle diese Erscheinungen beweisen, dass die Dazitmassen in der Tiefe zur Erstarrung gekommen sind. Die Dazitmassen werden durch dunkle Andesitgänge durchbrochen. Spuren des jüngeren Vulkanismus werden durch Säuerlinge angezeigt (Oldalsarok-Tal (Kolbul) und Sándor-Quelle).

Am Pass, welcher bei dem Talkopf des Székesbaches liegt, treten wieder kristalline Schiefer auf, welche sich bis in das Vasér-Tal hinunterziehen. Über seine Beobachtungen in Borsabánya referierte A. Földvári mit drei Profilen gelegentlich des Vortrages Franz Pávay - Vajna: Über die Geologie des Oberen Izatales (Diskussionsitzungen des Ung. Geologischen Instituts 1943 V. Band. 6 Heft. pp. 353—355). Es wäre in wissenschaftlicher wie in praktischer Hinsicht von Wichtigkeit die Umgebung von Borsabánya (die Blätter 4973/2, 4873/4, 4974/1 und 4873/3) geologisch genauer aufzunehmen, um dadurch den Anschluss an die Aufnahmen Kräutner's im Radnaer Gebirge zu erhalten.

II. Gruppe.

A) *Erzvorkommen der Umgebung von Radnalajosfalva* (mit Kartenskizze 2.).

1. An der Südseite der *Beretéld* (Bretila) Höhe, dem Kerekmező (Poiana Rotunda), \odot 1541 gegenüber in einer Höhe von ungefähr 1200 meter, sind Spuren eines alten Bergbaues zu erkennen. In einem Höhenbereich von 100 meter wurden durch in der Streichrichtung vorgetriebenen, bereits eingebrochenen Stollen und Schürfgraben im Paragneiss einige Magnetitlinsen aufgeschlossen. Das Streichen der Linsen stimmt mit dem der Paragneisse überein, (330—350°). Die Gruben wurden am Ende des XIX. Jahrhunderts durch einen Unternehmer namens Manz aus Österreich abgebaut. Der Paragneiss weist fein und grobkörnige, glimmerreichere und ärmere Varietäten auf.

Auf den Halden ist das abgebaute Erz noch wiederzufinden. Es ist ein dichter fein- bis grobkörniger reiner Magnetit, welcher teilweise mit Haematit gemengt auftritt. Es sind quarzhaltige Erze, sowie Quarze mit Erzeinsprenglingen zu finden. Der Haematit ist von sekundären Ursprung. Auch einige Pyritstücke konnten gefunden werden.

Der Zug der Magnetitlinsen wurde durch Schürfungen in einer Länge von cca. 3 km verfolgt. Aus der Zerstretheit der Vorkommen,

und aus dem bereits aus der Bukowina bekannten ähnlichen **Erzvorkommen** (B. W a l t e r: Die Erzlagerstätten der Südlichen Bukowina. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, XXVI. 1876. p. 345) kann auf einen zusammenhängenden grösseren Erzvorrat nicht geschlossen werden. Doch kann diese Möglichkeit in Mangel von Aufschlüsse auch nicht ausgeschlossen werden. Das Gebiet würde sich zur magnetometrischen Untersuchung eignen.

Westlich der Grenzückerkaserne des Cibó-Baches, von der Mündung des *Kis-Cibó-Baches* (Izv. Cibeul mic) nördlich liegendem 1278 m hohen Rücken, unmittelbar unter dem Grat oberhalb der Landstrasse, befinden sich *Manganerzforschungen*. In den Aufschlüssen längst der Strasse steht Phyllit und weisser Marmor an. Im Phyllit, welcher sich in Richtung 310° hinzieht, wurde schwaches oxydisches Manganerz gefunden.

Es ist weder quantitativ noch qualitativ abbauwürdig. Ein Vorkommen von ähnlicher Ausbildung, doch bedeutender Ausmass ist das in der Nähe befindliche von Jakobeni (B. W a l t e r loc. cit.)

3. In dem auf der Karte 1:25.000 als »Cimbora«-Bach (Cimbrolava) angegeben, von den Einwohnern als Kanal Bach bezeichneten Seitental des die Verkehrlinie bildenden Cibo-Baches können Spuren älterer Schürfungen gefunden werden. Längst des in dem Cimbora-Bach führenden Weges, an der südlichen Talseite, bei der Einmündung des kleinen Baches, welcher von der Omlás-tető (Derimoasa) 1457 m herabläuft, befindet sich ein in Richtung 170° vorgetriebener eingestürzter Stollen. Bei der Mündung des gegen 200° fallender Cimborabaches ist weisser Marmor, an der Schurfstelle Phyllit aufgeschlossen.

Aus den auf der Halde gefundenen Stücken wurde hier ein quarzisch-ankeritischer Gang abgebaut, welcher an Karbonat gebunden Galenit, Pyrit, Chalkopyrit und Sphalerit enthält. Der Stollen wurde auf Bleierz vorgetrieben, welches nach Ansage, fingerdick in verzweigenden Adern angetroffen wurde. Im Tal stand ein Stompfwerk, doch kann auf Grund des in seiner Nähe gebliebenen Halde auf keinen andauernden Abbau geschlossen werden.

Angeblich wurden südlich des Cimborabaches in anderen mit diesem parallel laufenden Tälern auch Bleierze gefunden.

Gegenüber des erwähnten Stollens an der Nordseite des Cimborabaches befinden sich mehrere ältere Halden, auf welchen jedoch nur taubes Gangart (Quarz) zu finden ist. Nach Ansage wurde hier auf Pyrit geschürft, und in einer unter der Talsohle liegenden Schacht, wurde das Erz auch gefunden. Die Erzvorkommen des Cimborabaches dürften keine praktische Bedeutung haben.

Mit einigen Worten müssen noch die Aufschlüsse des Cibó-Baches erwähnt werden. Bei der Mündung des Baches an der rechten Seite, treten grobe Schotter enthaltende Phyllite, talaufwärts glimmerreichere Karpathensandsteine auf. Noch weiter nach oben findet man stark gepressten kristallinen Kalk. Stellenweise treten unter den kristallinen Kalken eingeschaltet Phyllitzonen auf, was auf den Schuppenbau des Gebietes schliessen lässt. Es scheint als ob der auf der linken Seite aufragende gewaltige Kalkriff, längst einer mit dem Cibó-Bach gleichsinnigen Fläche, auf die an der rechten Seite aufgeschlossene Phyllitserie geschoben wäre. In der Umgebung des von der Mündung des Cibó-Baches gerechneten ersten grösseren Seitentales, treten rötliche bis grünliche sandige Mergellagen auf, welche sich auf die linke Seite hinüberziehen. Durch die Untersuchungen Majzon's, der in diesen Mergeln Globotruncanas nachweisen konnte ist das Oberkreidealter der bunten Mergel zweifellos. Die roten Mergel werden durch einen steilstehenden Kalkriff durchspießt, da die Kalklagen, von flach einfallenden Mergellagen umgeben, steil stehen. Der Kalkstein ist stellenweise ein rein weisser Marmor, in welchem sich hier und da dünnen Quarzlagen einschalten, doch ist er auch stellenweise dunkelgrau, plattig und verkieselt.

4. Das aus dem Estenabach (Izv. Stănișoarei) bei Radnalajosfalva angemeldete Pyritvorkommen, hat auf Grund der vorgelegten Muster keine praktische Bedeutung. Es handelt sich hier lediglich um Pyriteinsprenglinge in einem gneissähnlichem Gestein.

5. Ein Bleierzvorkommen wurde angemeldet, welches aus dem rechtseitigen Nebental des Deákpaták (Pár. Deaca) westlich von Radnalajosfalva, liegt. Der Erzmuster nach scheint das Vorkommen mit denen vom Cimborabach übereinzustimmen.

B) *Erzvorkommen aus der Umgebung von Gyergyótölgyes (Tulghes).*

Im Nebental des gyergyóhollóer Száravölgy (Valea Seca) genannt Iharospatak (Par. Paltinului) — (siehe Kartenskizze 3), in einer Höhe von 1000 meter bei der Endverzweigung des Tales, 500 meter südlich vom 1244 Nagy sarok (Pic. cel mare) — konnten ausgedehnte Schürfungen gefunden werden. Am Talsohle mit drei Stollen und einem Schürfschacht, 20 meter über der Talsohle mit einem weiteren Schürfstollen, wurden die Blei und Zinkerzvorkommen angefahren. Von den Stollen konnte nur der letzte begangen werden, da die übrigen unter Wasser, oder zum Teil schon eingestürzt waren. 70 meter südwestlich der Aufschlüsse, durchqueren die Kontaktflächen des Phyllites und des Porphyroids die Talsohle in NE-SW-licher Richtung. Nach unserer Beobachtung ist die Richtung des Erzvorkommens 258° mit einem Ein-

fallen von 80°. Das Nebengestein ist ein grobkörniger saurer Porphyroid.

Der Ausbiss des Ganges ist auch bekannt, er wurde in 15 meter Streichen und in der gleichen Höhe, durch einen Querstollen angefahren und abgebaut. Die Gangspalte ist 1.5—2 meter breit und besitzt scharfe Seitenwände. An den Schürfenden steht grünlichgrauer mit verhältnismässig homogenen Pyrit gesprenkeltes Gangmittel an, welches im Dünnschliff ein vollkommen verkieseltes Gestein kataklastischer Struktur darstellt. In dem zum Teil aus feinkörnigen Quarz, zum Teil aus faserigem Chalcedon bestehenden Gestein, können die Umrisse des Originalgesteines noch erkannt werden. Nachträglich wurde es längst Spalten mit Pyrit und Karbonaten imprägniert. Das letztere ist meist hoch eisenhaltig.

Erz konnten wir anstehend nicht mehr finden, nur an den Halden des Talbodens. Die Schürfschächte und Stollen sind zum Teil Quer zum Teil Längsschläge in allen wurde derselbe Gang angefahren. Das Erz ist massiger Sphalerit und Galenit. Beide sind gleichaltrig, Galenit ist stark untergeordnet. Der Sphalerit weist seiner Farbe nach Eisengehaltig unter 10% auf. Die auf den Halden gefundenen grösseren, mit Pyrit inkrustierten Erzstücke, dürften Stücke von Erzkongregationen sein. Diese Kongregationen treten unregelmässig in dem tauben Gestein auf. Nach dem Abbau des Ausbisses, wurde das Erz nach dem auf der Halde liegenden einigen q. Material beurteilt, wiederum angegriffen. Da die Stollen uns nicht zugänglich waren, konnten wir die Menge nicht schätzen.

Ausser den Erzkongregationen kann untergeordnet noch in karbonatischen Gangmittel eingesprengtes Erz gefunden werden. Das Karbonat ist zumeist Ankerit. In dem löchrigen Gangquarz der Verwitterungszone finden sich nachträglich gebildete Markasitkristalle.

2. Die Fortsetzung des im Iharos Bach aufgeschlossenen Ganges ist das Vorkommen im Baraszó-Tal. Am oberen Teil des von Alsóholló beginnenden Bács-Baches (Par. Bacei) und Sor-Baches (Par. cu Linia) befindet sich eine 1077 m hohe Berglehne, an welcher in einer Höhe von 900 meter ein eingestürzter Stollen zu finden ist. Das Nebengestein ist ein dünn geschieferter stark gepresster sedimentärer Chloritschiefer. Die Hauptbestandteile sind Quarz, Chlorit, Muskovit. Unter den auf der Halde gefundenen Chloritschieferstücke finden sich einige in welchen zweifellos aus Quarzporphyren herstammende Feldspatkörner nachgewiesen werden konnten. Das beweist, dass zu dem sedimentogenen Chloritschiefer Tuffe von Porphyruptionen beigemischt wurden.

Auf der Halde sind einige Erzstücke zu finden. Im Ankerit liegen einige Galenitnester. 100 meter nordöstlich des Stollens stehen am Talhang chloritische feinkörnige Porphyroide an.

Am Osthang des Baraszó-Tales steht grobkörniger sehr saurer, hällensflintaartiger Porphyroid an. Ein ähnlicher Porphyroid steht südlich des in das Tal mündenden Komárnok (Val. Comarnicului) genannten Seitentales, gleichfalls auf der Ostseite, an.

Das Erzvorkommen ist viel unbedeutender, als das vorige und könnte nur als Fingerzeig für die Verbreitung jener dienen.

C) *Glimmervorkommen der Umgebung von Gyergyóélbor (Bilbor).*
(Kartenskizze 4.)

Nordwestlich von dem Ort Gyergyóélbor (Bilbor) an der Südwestseite des Doborány (Dobranul) genannten Rückens steht weisser Marmor und grauer Kalkstein an. Längs des Grates aufwärts liegt mit Andesitbomben gemengter Andesittuff, dann folgt dünnplattiger mit dünner weisser Verwitterungskruste bedeckter Pyroxenandesit an der Oberfläche. Im Talkopf der aus dem Grat entspringenden Quelle, tritt Glimmerschiefer zutage in dem 30—40 cm mächtige fast nur aus Glimmer und Quarz bestehende Pegmatitlinsen auftreten. Das Streichen ist gleichsinnig mit dem des Glimmerschiefers (25° mit 22° Einfallen). Die bis 4 x 4 cm. Durchmesser erreichende Glimmerplatten sind zersprungen und verbogen. Unter dem Mikroskop sind zahlreiche Erzeinschlüsse zu finden, sodass ihre Verwendung für elektrotechnischen Zwecke als minderwärtig zu beurteilen ist.

Begleitminerale: Turmalin, rosafarbiger Orthoklas.

Nebengestein: grobkörniger granatfreier, mesozonaler Glimmerschiefer.

In der Gemarkung von Élbor sind gegenwärtig zahlreiche eisenhaltige schwach H_2S -haltige Säuerlinge zu finden von welchen 9 in ständigem Gebrauch sind. Die Quellen treten nach K. Roth v. Telegdi längst einer den Dolomitzug begrenzenden Verwerfung auf. (K. Roth v. T.: Über das Entstehen der Lignitbecken von Élbor, Borszék und Ditró. K. u. K. Kriegvermessungs Nr. 1, 1918.)

D) *Feldspatvorkommen in der Umgebung von Ditró (Ditrau).*

Auf Grund von an Ort und Stelle erhaltenen Informationen befindet sich im Tászokbach bei Ditró ein Feldspatvorkommen. Den Fundort (Südlich des im Tászok Bach befindlichen \odot 940 m, am Osthang des Tales) aufsuchend, konnten wir feststellen dass es sich um eine in dem normalen Eleolitsyenit auftretenden Eleolitsyenitpegmatit handelt. Diese Pegmatite sind im Syenit unregelmässig verteilte 20—30 cm dicke Schliere. In ihrer Umgebung — gleichfalls längs unregelmässig verlaufenden Spalten — wächst der Sodalitgehalt des Eleolitsyenits.

Die im Pegmatit auftretende Feldspate sind einige centimeter lang. Zwischen ihnen befinden sich Eleolit- und Amphibolkristalle, so dass der Feldspat für keramische zwecke wenig geeignet ist. Sein Abbau ist auch wegen der unregelmässigen Verteilung wenig günstig.

E) *Erzvorkommen von Mezöhavas.*

(Kartenskizze 5.)

3 km nordnordwestlich von Kilometerstein 79.3 der Landstrasse Gyergyóújfalu—Parajd, am Nordwesthang des Felleszilása—Titkosmező—Rückens (Poena Gainusei), in einer Seehöhe von 1500 meter, wurde ein Schürfstollen auf einen 130 meter langen Erzgang vortrieben. Das Nebengestein ist ein umgewandelter Andesittuff, welcher durch Andesitgänge durchzogen ist. Im Querstollen ist die mit Pyrit imprägnierte cca 6 meter breite Zone, welche den Gang umgibt, abgeschlossen. Der Gang ist fast stehend und cca. $\frac{1}{2}$ meter breit. Die Ausfüllung ist wegen der Zimmerung nur stellenweise zu sehen. An einer Stelle enthielt er vererzten verkieselten Andesittuff, an einer anderen reich pyritische, chloritische Andesitschlacke. Die Seilbänder sind scharf und weisen auf tektonischen Ursprung hin. Bei dem 100. meter des Stollens tritt Pyroxenandesit auf. Weiter konnte der Gang nicht wiedergefunden werden.

Aus der an der Halde gefundenen Stücke, welche mit Pyrit gesprengten Quarz und Chalcedon enthalten, gleichen makroskopisch so wie mikroskopisch die goldführenden Gangquarze von Nagybánya (Umgebung von Borpatak). Der Edelerzgehalt des an der Halde gesammelten Musters liegt unter 2 gramm/tonne. In den Gangdrusen finden sich bis 1 cm lange terminal gut ausgebildete Quarzkristalle,

Nach den hinterlassenen Spuren geurteilt konnte der ganze Betrieb nur den Charakter einer grösseren Schürfung haben.

III. Gruppe.

A) *Untersuchung der Erzanmeldung bei Telcs (Telciu).*

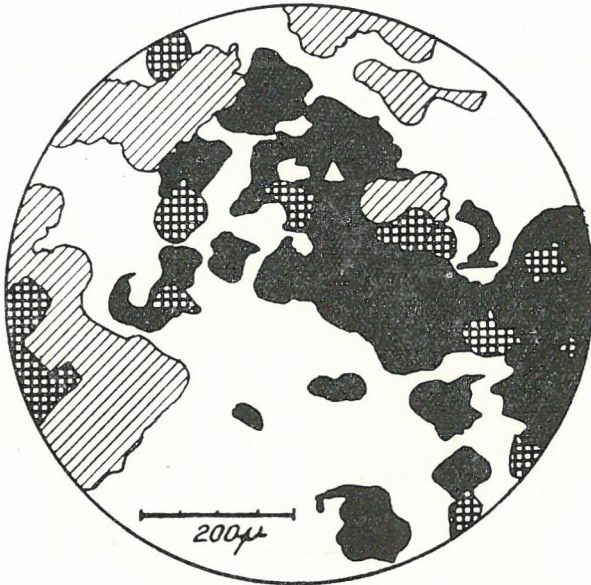
Nördlich von Telcs, im Fiad Tal (Valea Fiadu) bis zur Einmündung des Nyires Patak (Valea Mesteacanului) steht Karpatischer Sandstein an. Das Geröll des Nyires-Baches besteht aus verschiedenen Andesitarten. Im Tal entspringt ein salziger Säuerling.

Bei Verzweigung des Tales unterhalb des Barány (Vrf Branu) in einer Höhe von 1300—1400 stehen chloritisierte Andesite an, welche E—W laufende mit Pyrit gesprenkelte Schlieren enthalten. Diese waren Gegenstand der Anmeldung, welche jedoch keine Bedeutung besitzt.

Im Andesit findet man 1—2 —10 cm. dicke lichtere Injektionen.

B) *Untersuchung der Erzanmeldung bei Mákó.*

In den am Westende des Ortes Mákó fliessenden kleinen Bach, wurde an einer Stelle, wo dieser den Weg schneidet, eine Anhäufung von Markasitkonkretionen beobachtet. Diese Konkretionen stammen wahrscheinlich von den mitteleozänen terrestrischen bunten Tönen, welche von dem Bach ausgewaschen werden. Sie besitzen keinerlei praktische Bedeutung.



1. ábra. Szfaleritet galenit szoritja ki. Fekete: szfalerit; fehér: galenit; kockás: pirit; vonalazott: meddő. Nagyítás: 1 : 100.

1. Figur. Zinkblende wird von Bleiglanz verdrängt. Schwarz: Zinkblende; weiss: Bleiglanz; gittert: Schwefelkies; Schraffiert: Gangart. Vergrösserung: 1 : 100.

Din jurul Borșei sunt studiate grupurile de filoane exploatabile dela Toroiaga, Măcărlău și valea Cisla. Sistemul de sfalerită-calcopirită apare într'un sistem de disolutic și conereștere orientată. Observațiunile acestea nu confirmă constatările lui Ramdohr privitoare la disoluție și concreștere.

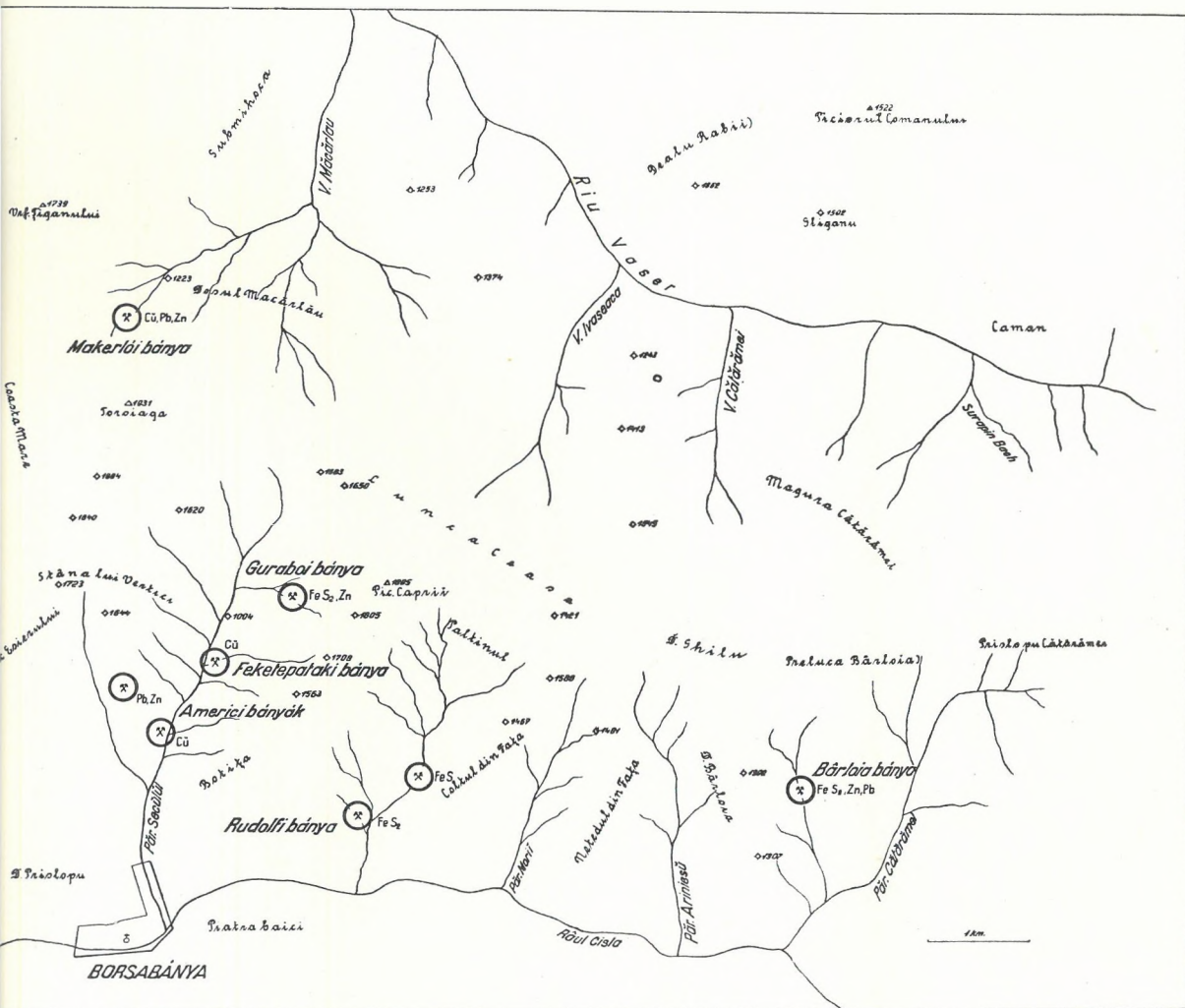
Valoarea practică a ivirilor de minereu din celelalte localități o vor decide cercetări ulterioare. Observațiunile autorilor se conformează centințelor calcografiei moderne și drept rezultatul acestora, găsim în abundență date privitoare la regiunile mai sus menționate.

Др. Фелдвари Аладар и др. Панто Габор:

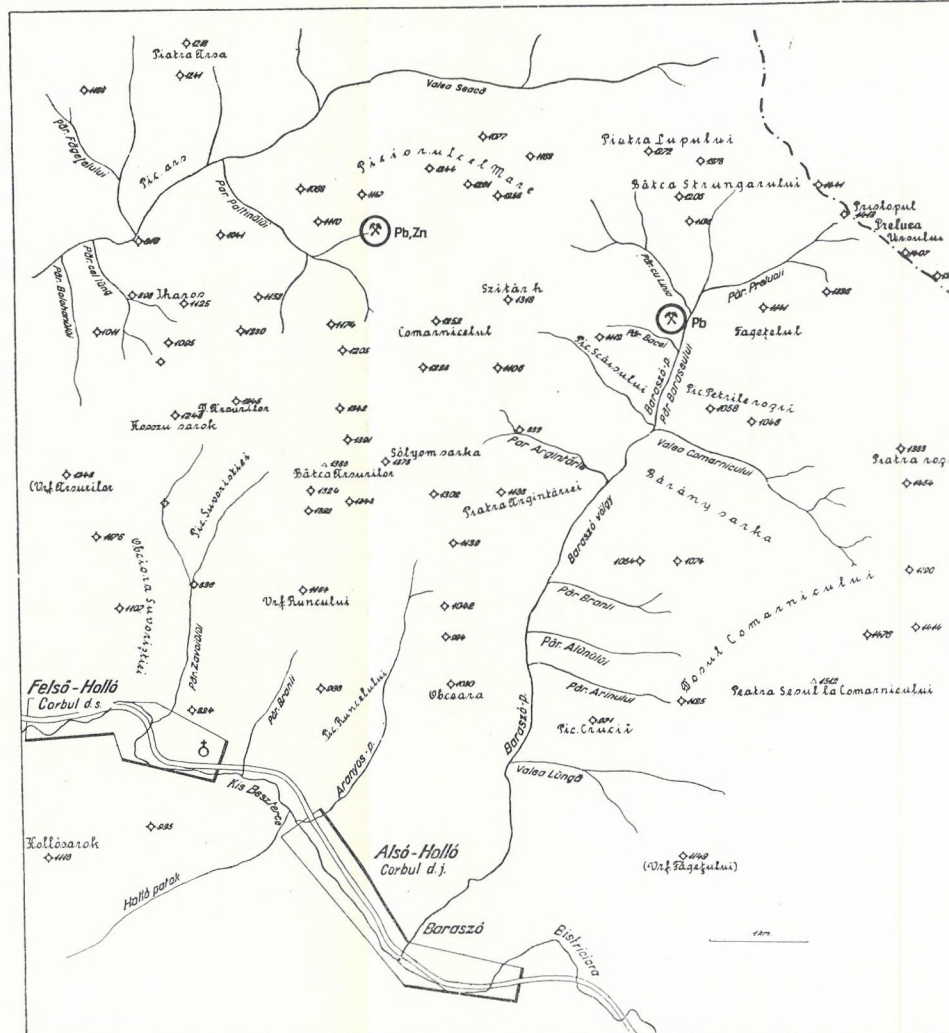
ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НАД МЕСТОРОЖДЕНИЕМ РУД В РАЙОНАХ БОЛШАБАНЯ, АРАНЬОШБЕСТЭРЦЕВЕЛДЬ, ДЕРДЕТЭЛЬДЕШ И И НАД НЕКОТОРЫМИ ДРУГИМИ МИНЕРАЛЬНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ, ТРАНСИЛЬВАНИИ.

В районе Боршабана изучает группы жилоносных пород долин Тороиаг-а, Макерло и Цишлла, как подходящие для добывания. В руде Тороиага система сфалерит-калкопирит проявляется в системах размежевания и направляемого сrostания. По этому вопросу их наблюдения не оправдывают утверждений Рамдор-а и Строкаи.

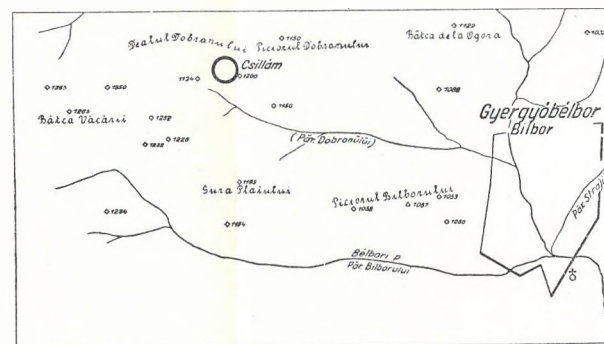
Практическое значение рудных месторождений Радналайошфалва, Дердетэльдеш, Дердьобейбор, Дитро и Мезехаваш может решиться на основе дальнейших исследований. В работе авторов находим много ценных данных, относящихся к рудным месторождениям, основанных на наблюдениях, руководимых требованиями современной науки о залежах.



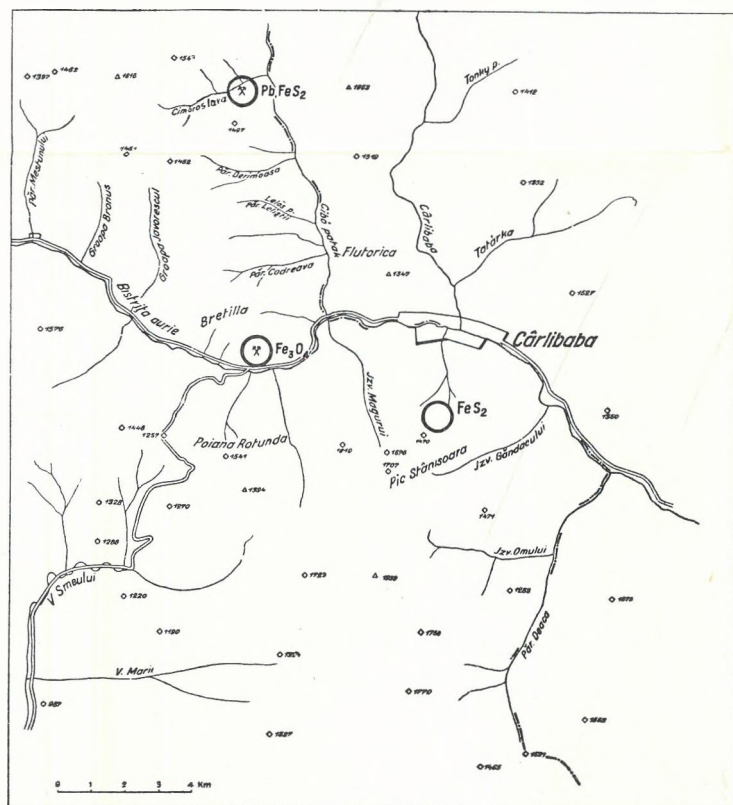
1. térképvázlat. — Kartenskizze 1.



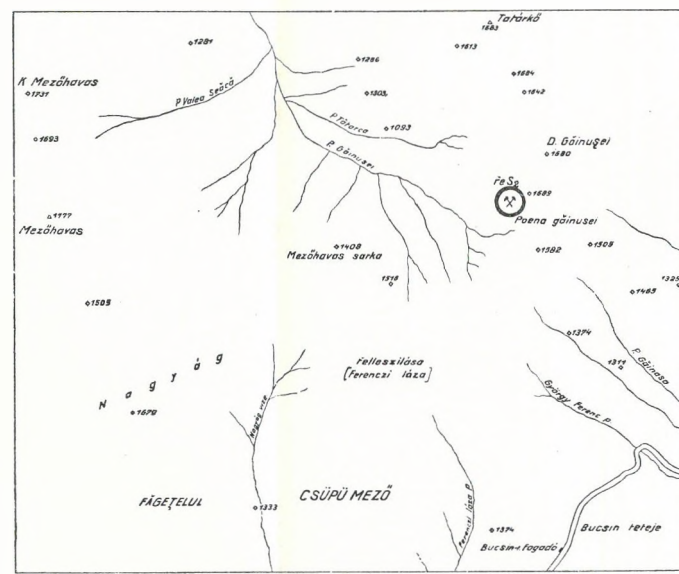
3. térképvázlat. — Kartenskizze 3.



4. térképvázlat. — Kartenskizze 4.



2. térképvázlat. — Kartenskizze 2.



5. térképvázlat. — Kartenskizze 5.

BALÁNBÁNYA KÖRNYÉKE BÁNYAGEOLÓGIAI VISZONYAI

Irta: dr. Földvári Aladár és dr. Pantó Gábor.

(1 színes földtani térkép, 3 térképvázlat és 3 szelvény)

I. Bevezetés.

Balánbánya a Hagymás-hegység nyugati lábánál, az Olt völgyének felső szakaszán fekszik. Az irodalomban erre a vidékre vonatkozó adat, különösen ami a kristályos kőzetekre vonatkozik, nagyon kevés található; részletes földtani térképezését pedig csak mostani kiküldetésünkkel kezdtük meg. A Hagymás-hegységtől északra lévő területről, a Tölgyes-szoros környékéről nemrég jelent meg *Atana siu I.* leírása: *Récherches géologiques dans les environs de Tulghes, district Neamțu.* Anuarul Inst. geol. al României XIII. 1928. A ditrói eleolitszienit masszívum környékéről *Koch A.*: A ditrói szienittömzs közettani és hegy szerkezeti viszonyairól. (Értekezések a Természettudományok Köréből. IX. 2. szám, 1879.) *Mauritz B.*: Adatok a gyergyó-ditrói szienittömzs kémiai viszonyainak ismeretéhez. (Mat. és Természettud. Ért. XXX. 1912.) *Mauritz B.-Vendl M.*: Adatok a ditrói szienitmasszívum abissziküs kőzeteinek ismeretéhez (Mat. és Természettud. Ért. XL. 1923.) *Mauritz B.-Vendl M.*—*Harwood H. F.*: A ditrói szienit újabb típusai. (Mat. és Természettud. Ért. XL. 1923.) *Mauritz B.*—*Vendl M.-Harwood H. F.*: A ditrói szienit további petrokémiai vizsgálata. (Mat. és Természettud. Ért. XLI. 1925.) *Mauritz B.*: A magmatikus differenciáció a ditrói és a mecseki foyaitos kőzetekben. (Mat. és Természettud. Ért. XLI. 1925. *Vendl M.*: Telérkőzetek a ditrói nefelinszienit masszívumból. (Mat. és Természettud. Ért. XLIII. 1926.) című régibb dolgozatokon kívül *Streckeisen A.*: Über das Nephelinsyenitmassiv von Ditró. (Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. Beilage-Band 64. Abt. A. Brauns-Festband, 1931.) című munkája érdekes, melyhez a vidék átnézetes földtani térképvázlatát is mellékelte. A Hagymás-hegység mezozoikumára vonatkozó klasszikus *Herbich F.*: A Székelyföld földtani és őslénytani leírása (Földtani Int. Évk. V. 1878.) és *Neumayr M.*: Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum* (Abhandl. d. kk. geol. Reichs-Anstalt. V. 1873.) munkákon kívül *Vadász E.*: Földtani megfigyelések a Persányban és a Nagy-

hagymásban. (Földtani I. Évi jelentése 1914-ről.) Sz en p é t e r y Zs.: The copper ores and diabases of Transylvania. (Economic Geology XIX. 1924.) Ch e l a r e s c u: Note sur le gisement cuprifère de Balan. (C. R. de l'Inst. des Sciences Roumaines. III. 1938.) és M a c o v e i G. : Aperçu géologique sur les Carpates orientales, A t a n s i u I. : La masse cristalline et les dépôts mésozoïques des Monts Haghimas, továbbá M a c o v e i G.-A t a n s i u I. : La zone interne du flysch dans la région des vallées de la Bistricioara et du Bicaz. (Association pour l'avancement de la géologie des Carpates. Deuxième Réunion en Roumanie, 1927.) művekben találunk adatokat Balánbánya környékére vonatkozólag.

Mi a vizsgálatainkkal elsősorban az ércelőfordulás és a kevésbé ismert kristályos kőzetek tanulmányozását kezdtük meg. Már a rendelkezésre álló rövid idő alatt is sok alapvető fontosságú megfigyelést tehetünk, ezek alapján elhatároztuk e vidék részletes közettani és földtani feldolgozását.

A bányageológiai és közettani tanulmányokon túlmenően a terepen olyan tektonikai problémák is felmerültek, melyek döntőek lehetnek a Déli és Északi Kárpátokat összekötő terület hegyszerkezete szempontjából. Kötött munkaprogramunk miatt nem dolgozhattuk ki ezeket a problémákat, azonban reméljük, a jövőben alkalmunk lesz a terepmunka folytatásánál a hegyszerkezeti kérdések kidolgozására is.

A felvételi munka két részre tagolódott, egy hónapig együtt dolgozva, az első tájékoztató bejárásokat végeztük a bányában és a felszínen, továbbá részletesen fölvtük azt a háromszög alakú területet, melynek északi oldala: Egyeskő, Gyengeménes-patak, Franci-patak (az 1 : 25 000 térképen tévesen Müller-patak néven szerepel), Irottkő vonala. Keleti oldala: Öcsémtető csúcsa, Andrássarok-gerinc, Szimin-patak. Nyugati oldala az Irottkő, Bánya-patak, Benköreze, Várbükk csúcsa vonal volt. Ezalatt dr. P a n t ó G á b o r megismerkedett az intézeti módszerekkel és a terület képződményeivel, úgyhogy azután további 15 hónapig dolgozva, részletesen fölvtette a járható földalatti feltárásokat és kiegészítette a felszíni térképezést is.

Természetesen, a részletesen térképezett területen kívül is végeztünk megfigyeléseket tájékoztató szelvényezések során.

II. A terület földtani s közettani felépítése.

A rendszeres leírás áttekinthetősége és érthetősége érdekében Her b i c h, S t r e c k e i s e n, A t a n a s i u térképei alapján, kiegészítve azt saját megfigyeléseinkkel, a mellékelt áttekintő földtani térképvázlatot szerkesztettük a Gyergyói-havasok középső részéről. Ezen a térképen jól kidomborodik Balánbánya távolabbi környékének északnyugat-délkelet irányú vonulatokban elrendezett zónás felépítése.

A részletes leírást e térképvázlaton feltüntetett zónabeosztás alapján tagoltuk.

I. zóna. A fiatal harmadkori andezit lávákából és vulkáni törmelék-közetekből álló Kelemen-havasok, Görgényi-havasok és Hargita vonulata határolja nyugaton a Gyergyói-havasok kristályos területét. Az érintkezési határon helyezkedik el a Gyergyói- és Felcsiki-medence. Ezek kelet határvonalán a Gyergyói-havasok kristályos palái hirtelen leszakadnak, létrehozva a medencék depressziós területét. *E peremi depresszió* (áttekintő térképvázlat II. zónája) mentén törtek fel az I. zóna *fiatal harmadkori andezit* vulkánjai.

Az andezit vulkáni anyag helyenkint a medencéktől keletre is megtalálható a kristályos pala területén mint borító lepel (térképvázlat Ia jelzése), sőt Borszék környékén a kristályos palákat áttörő andezitvulkánok képében is. A Gyergyói- és Felcsiki-medencék közti hegycsúcs is andezitekből áll. Úgy látszik, a medencék beszakadása az andezit vulkáni működése után is folytatódott.

Az I. és II. zóna a tárgyalandó Gyergyói-havasoknak csupán előterét képezi. Annál fontosabb számunkra a III. zóna, mely már a Gyergyói-havasok kristályos vonulatai közé tartozik. Ezt a *III. zónát a ditrói szienit-masszívum* (térképvázlaton A.) és *kontakt köpenye* képezi. A szieniten és telérközetein kívül e vonulat felépítésében sötétszínű, többékevésbé durvaszemű kontaktpalákból, fekete grafitos és kvarcit palákból és ezekre diszkordánsan települt kontaktmetamorf márványokból álló rétegcsoporthoz vesz részt. A kontakt palák a szienit intruzió hatására a keletre következő IV. zóna fillitjeiből keletkeztek. A fillit-csoport közeiteitől nagyobb keménységük, durvább szemcséjük, ásványos összetételük, szaruszirtszerű szövetségük alapján jól megkülönböztethetők. *Streckeisena* kontakt palákat mint »gyergyói krisztallin« sorozatot elkülönítette a keletre következő »hagymási krisztallin« sorozattól. A »gyergyói krisztallin« sorozatra a biotit fellépését tartja jellemzőnek. *Streckeisena* nem foglal határozottan állást a »gyergyói krisztallin« kontakt eredete mellett, mivel azt tapasztalta, hogy nem mindig a szienit-masszívumhoz közelebb eső rétegek a legmagasabb biotittartalmúak. Azt azonban ő is megállapítja, hogy általában véve a biotit-tartalom nyugat felé, a szienit tömzs felé közeledve nő. A Kassa környéki, valamint a barcelónai Tibidabo-vonulat gránit intruziója kontakt paláinak tanulmányozása alapján a »gyergyói krisztallin« paláit határozottan kontaktmetamorf eredetűnek tartjuk. A gyergyószentmiklósi Nagy-Kürüc-patak palafeltárásaiban és a ditrói szienit-masszívum más helyein is észleltük, hogy ugyanazon feltárás különböző palarétegei különböző fokban alakultak át. Erősen átalakult és észrevehető átalakulást nem szenvedett rétegek váltakoznak egymással. Ezeket a különbségeket nem a szienit intruziótól való távolságban, hanem a rétegek anyagában, az

átalakító gázok és oldatok irányában tanusított áteresztőképességben, hővezetőképességben kell keresni. A kontaktvonulat fekete kvarcit-palái átkristályosodtak és mikroszkóp alatt kövezetstruktúráját mutatnak.

Streckeisen térképén Vasláb felett látható izolált palaterület a szienit-tömsz fedőköpenyének maradványa.

A kontakt márványok diszkordánsan települnek a palákra, mint azt a Feketeréz-hegyen, vagy a vaslábi Lokvize-völgy környékén megfigyeltük. A márványokban az eleolitszienit intruzió mállott telérközeteinek (hornblenditek) áttörései láthatók. A mállott kőzetekben csak a nagymennyiségű amfiból-kristály maradt többé-kevésbé épen. A márványokban helyenkint pl. Szár-hegyen kontakt ásványok találhatóak.

A márványok *anyakőzetét* azokban a *mezozói kori mészkövekben* látjuk, melyek a Hagymás-hegység szirtjeiben ma is változatlan állapotban találhatóak. Ez a valamikor egységes mészkőtakaró a szienittömsz feletti zónában kontaktmetamorfózist szenvedett, máshol változatlan maradt.

Az eleolitszienit intruziójának korát az üde megtartás alapján a legtöbb szerző igen fiatalnak, mezozóikum végének, esetleg harmadkornak tartja. Ezt a nézetet nagyon megerősítene a márványok anyakőzetről fentebb kifejtett nézetünk, mivel a mezozói mészkövek kontaktmetamorfózisát csak egy krétakori vagy harmadkori intruzió okozhatta.

A ditrói eleolitszienit intruzió sajátos összetétele véleményünk szerint tekintélyes mennyiségű *szediment anyag beolvasztásának* a következménye. Erre mutat az igen nagyfokú differenciáció, hirtelen változó slirszerű összetétel. Aligha képzelhető más magyarázat az egész Alpes-Kárpáti hegyrendszerben egyedül álló, sajátos kémiajú eleolitszienit intruzió képződésére vonatkozólag, mint a modern közettani kutatásoknál egyre nagyobb szerepet játszó asszimilációs elmélet.

A *cancrinit* tartalmú szienittípusok gyakorisága és a márványelőhelyekhez való közelsége mészkőanyag beolvasztására utal.

A szienit folytatása Gyergyószentmiklóstól délre a mélyben rejtődik, felszínen csupán kontakt kőzetekből álló köpenye van. Ez a jelenség teljes összhangban áll azzal a megfigyeléssel, hogy a keleti Kárpátok kristályospala vonulatainak tengelye délfelé egyre mélyebbre kerül, és végül eltűnik a flis kőzetek takarója alatt.

Az eleolitszienittel kapcsolatban eddig komoly ércesedés nem volt ismeretes. Újabban a ditrói szienitmasszívum területéről piritelőfordulást jelentettek, az előfordulást más helyen ismertetjük.

A *IV. zónát* fillitvonulatnak nevezzük a felépítésében résztvevő nagy vastagságú *fillitcsoportbeli kőzetekről*. A közönséges filliten kívül grafitos fillit, fekete kvarcit és kloritos fillit is részt vesz e kőzetcsoport felépítésében, ezek a kőzetek azonban vékony, csapásban nem követhető betelepülések és így nem voltak külön térképezhetők. A fillitcsoport kőzetei mindenütt keleti vagy északkeleti dűlésűek. A sorozat

nagy vastagsága minden valószínűség szerint tektonikai hatások eredménye. Izoklinális redők feltételezésével a többi képződményekhez viszonyított nagy vastagság könnyen magyarázható lenne. Gyűrődések kétségtelen nyomait megtaláltuk a balánbányai altároló szelvényében, A t a n a s i u tölgyesi szelvényei (legyezőszerű gneisz redők) is ilyen szerkezetre utalnak. A fillitcsoport vastagságát növelik azok a vetődések, illetve sajátságos összezúzott vetődési zónák, melyeket a balánbányai bányászat tárt fel és amelyek az ércvonulat követését megnehezítik. A felszínen eddig nem sikerült redővonulatok kimutatása, a fillit rétegsorozat vagy teljesen izoklinális, vagy izoklinális redőkbe gyűrt.

A fillitekben csapásmenti *porfiroidtelérek* találhatóak. A legvastagabb porfiroidtelérek a balánbányai ércelérek környezetében figyelhetők meg.

A porfiroidtelérek lefutását ugyanazok a vetődések zavarják, melyek az érceléreket is elvetik. Érdekes jelenség, hogy a porfiroidtelérek csak a fillitzónában lépnek fel, az ortogneisz (= gránit) injekciók inkább a csillámpalában és a paragneiszekben találhatóak ugyan, de a fillitnek a csillámpala felé eső részeiben is megjelennek. Ebből az következik, hogy a porfiroidok a gránitintruziókból létrejött gneiszvonulatok szediment köpenyébe bocsátott porfirapofízisekből keletkeztek.

A Szepes-Gömöri Érchegységben az ércesedést sok esetben a porfiroidtelérekkel hozzák kapcsolatba. Első pillanatra Balánbányán is feltűnik az ércelérek és a porfiroidok közti összefüggés. Azonban részletesebb vizsgálatok után el kellett vetni ezt a feltevést. Az ércelérek, bár a porfiroidtelérekkel közel párhuzamos lefutásuak, sohasem találhatóak a porfiroidtelér kontaktusán, hanem attól mindig távolabb lépnek fel. Az ércelérek ásványai préselődés nyomát nem mutatják, a porfiroidok erős dinamometamorfozist szenvedtek. Végül az ércelérek a Bánya-patakban keresztezik a porfiroidtelért.

Nagyon jellemző, hogy az ércelért kísérő porfiroid helyenkint nagyon erősen elkováódott, az elemzés szerint 91 súly % SiO_2 tartalmú, makroszkópos és mikroszkópos megfigyelés szerint majdnem kizárólag kvarcból áll. Különösen feltűnő ez a Bányapatak északi oldalán lévő nagy hányó alján tarajként kiálló legkeletibb durvaszemű porfiroidteléren. Ez az utólagos elkováódás kapcsolatba hozható az érceket kísérő kvarcos teléryanag keletkezésével.

A fillitcsoportban csapásmenti *zöldkőpalatelérek* is fellépnek. Különösen fontosak az ércelérekkel való kapcsolatuk miatt; S z e n t p é t e r y idézett munkája az ércesedést egyenesen a zöldkőpalatelérekre vezeti vissza. Az újabb ércképződési elméletek szerint azonban nem a zöldkőpalák ércesítettek, hanem csupán az érces olatokból kiszűrték, kicsapták az érceket. Térbelileg tehát kapcsolódnak az ércelepekkel, az ércesedést azonban más kőzetek okozzák. Makroszkópos és mikrosz-

kópos megfigyelés alapján a zöldköpalák két csoportba sorolhatók. Az egyik csoport kétségkívül szediment eredetű, leginkább kloritosodott fillitnek tekinthető, ezt a továbbiakban kloritpalának nevezzük. Ilyen típus kíséri a balánbányai porfiroid vonulatot a nyugati oldalán: mintegy *ércesedett köpenyként* kísérve azt. Máskor a zöldköpalák határozott nyomát mutatják az eredeti diabázos szövetnek, bár eredeti ásványi összetételük megváltozott. Mindenben hasonlítanak a Szepes-Gömöri Érchegység hasonló eredetű zöldköpaláihoz. Ilyen kőzetmintákat a bejárható tárókban szálban nem találtunk, csak a bányairoda régi fejtésekből származó kis gyűjteményében és a régi hányókon. Eszerint a lefejtett magasabb szinteken nagyobb mennyiségben vagy nagyobb vastagságban fordult elő. Ez a kőzet diabázból dinamometamorfózis útján keletkezett, tehát valóban zöldköpalának nevezhető.

Az újabb teleptani elméletek alapján a zöldköpala-áttörésekkel csupán a bányában található magnetites ércsinórok hozhatók közvetlen genetikai kapcsolatba. A kovandos érceket külön ércesedésnek tartjuk, mely a zöldköpalákkal csak térbeli kapcsolatban áll.

Ezt a felfogást igazolja a békási Gyermán-hegy csúcsán lévő zöldköpala telér, mely mentén *metamorfózis előtti tiszta magnetites* ércesedést találtunk, kovandos ércek nélkül. Itt tehát a zöldköpala jelen volt, azonban az ércszállító oldatok hiányoztak, amelyekből a zöldköpala kovandos érceket csaphatott volna ki.

A fillitekben Balánbányánál az Olt keleti oldalán gneisztelért találtunk. Ugyancsak gneisztelér van fillitben a Várbükk ϕ 1054 pontjától keletre vezető völgyben is feltárva.

A Bánya-patak környékén fekete színű diabáztelérek is találhatóak a fillitek közt. Ezek nem szenvedtek metamorfózist és kétségkívül az eddig tárgyalt kőzeteknél fiatalabb intruzió termékei. Tárgyalásukkal a gneiszvonulat kőzeteinél foglalkozunk.

A fillitcsoport tektonikájának legérdekesebb jelenségei a düléssel ellentétes hajlású, valamint a csapást keresztező vetődések *zúzódási zónái*. A zúzódási zóna előtt és után kitűnően lemezes, egységes dülésű fillitrétegeket látunk, a köztük lévő zúzódási zónában kaotikusan gyűrűt, összevissza töredezett fillitrétegek lépnek fel. Hogy az ilyen deformálódott fillitzónában tekintélyes elmozdulások voltak, azt bizonyítja a zavartalan fillitszárnyakban lévő érc-, porfiroid- és zöldpalatelérek elvetett helyzete.

A fillitcsoport keleti határán Balánbányától keletre az Olt keleti oldalán csillámpalák következnek. Az Olt-völgy bevágódása nem követi pontosan a két kőzetcsoport közti határt, hanem a fillit keskeny sávja átnyúlik az Olt keleti oldalára és a fillit *fedőjében*, vele konkordásan rátelepszik a csillámpala. A csillámpala vonulat sehohsem vastagabb $\frac{1}{2}$ km-nél. Meglepő az, hogy a csillámpala a normális sorrendtől eltérőleg a

fillit fölé települ, másrészt a csillámpala vonulatnak a többi közeteh viszonyított relatív vékonysága. Tektonikai okokra, áttolódásra visszavezetni a csillámpala anomális helyzetét nem lehet, egyrészt mivel a csillámpalát a fillit és gneisz felé helyenkint folytonos szinte észrevehetetlen átmenet és konkordancia köti össze, másrészt sehol sem sikerült a kettő közt áttolódási sík nyomát felfedezni. A t a n a s i u ugyancsak hiába kereste a »gyergyói krisztallin« és a »hagymási krisztallin« határán áttolódás nyomát. A csillámpala rétegei közt vékonyabb-vastagabb, néha külön térképezhető gneisz-injekciók találhatóak. A csillámpala néhol gránáttartalmú.

A csillámpala elterjedését csak a Balánbánya környékén térképezett területen ismerjük, a Gyergyói-havasok más területén való előfordulási körülményeit csak a jövőben fogjuk megállapítani.

Az áttekintő vázlaton IV-el jelzett fillitizónában irodalmi adatok és saját megfigyeléseink szerint a Gyergyói-havasok területén (Streckeisen »hagymási krisztallin« területén) két gneiszvonulat található: a B-vel jelzett »baláni gneiszvonulat« és a C-vel jelölt »tölgyesi gneiszvonulat«. A t a n a s i u a tölgyesi területen ezeket a gneiszvonulatokat legyezőszerű redők formájában tünteti fel. Balánbánya körül a Hagymás-hegység mészkőtakarója elfedi a gneiszvonulat keleti szárnyát, így a »baláni gneiszvonulat« legyezőszerű szerkezete csak a Putna- és Nagyrez-patakok feltárásaiban lenne eldönthető, melyek 1941. évi felvételi területünkön kívül estek.

A balánbányai gneiszvonulat a csillámpala *felett* konkordánsan települ. Felépítésében a terület legváltozatosabb és legérdekesebb kristályos közete. Pár cm vastagságtól többméteres vastagságig terjedő, a rétegzéssel többé-kevésbé párhuzamos síregekben változik az összetétele. Már makroszkópos megfigyelés alapján is orto és para eredetű rétegek különíthetők el benne, ezt a megkülönböztetést a mikroszkópi vizsgálat és az elemzések is megerősítették. Tipikus ortogneisz a régi szerzők »vörös gneisze«. Színes elegendő részben egyáltalán nem tartalmazó gránit-aplit és pegmatitból keletkezett. Megtalálhatóak a normális kétsillámú gránitnak, az amfiból-biotit tartalmú dioritnak és világos színű granulitnak megfelelő típusok. Ezek az ortogneiszek vékonyabb-vastagabb síregekben lépnek fel és közöttük egy szabadszemmel is eredeti szedimentnek látszó, jól rétegzett biotitdús paragneisz rétegei is megjelennek. Ezek az utóbbiak mikroszkóp alatt szövetük és jellemző ásványi összetételük alapján is paraközeteknek bizonyultak és vegyi összetételük is ezt bizonyítja. Igen sok csiszolatban találtunk disztént, zoizitot, gránátot. Térképen az orto- és paragneiszek, vagy az ortogneiszek egyes fajtáinak elkülönítése nem lehetséges. Az egész gneiszkomplexumot egységesen, mint injekciós gneiszt tüntettük fel.

A felvett terület északi határán a Nagynyír-sarck területén nagyobb területen nagy vörös földpátokat tartalmazó *szemes ortogneisz* lép fel.

A csillámpala és gneiszterület határa közelében egy sötét színű, a terepen diorit-gneisznek tartott kőzet feltjait külön térképeztük. A laboratóriumi vizsgálat szerint ez a kőzet paragneisz.

A gneiszek keletkezését illetőleg a dinamometamorfózist megelőző *granitos intruziónak* a környező agyagpala köpenybe való injekciójára és átalakító hatására gondolunk. Az intruziót követő dinamo-metamorfózis az agyagpalát fillitté, az injiciált részeit paragneisszé és az injektált anyagot ortogneisszé alakította át. A mélyben az injekciós sorozat magjában tiszta orto eredetű tömeget várunk.

Valószínűleg ugyanez az intruzió hozta létre a fillit csoportban található porfiroid- és zöldkőpalatelékeket is.

A déli Kárpátokban az injekciós gneiszek nagy elterjedésűek, balánbányai kimutatásuk további lépést jelent a kárpáti kristályoskőzetvonulatok párhuzamosításához és egységesítéséhez.

A gneiszekben *amfibolit-* és *amfibolpalatelékek* húzódnak. Ezek megfelelnek a fillitzóna zöldkőpalatelékeinek, a gneiszzóna magasabb metamorfózis fokának megfelelő szövettel és ásványi összetétellel. Ugyanúgy mint a fillitek közt, a gneiszzónában is találunk a metamorfózis után áttört, változatlan ásványi összetételű, nem préselt fekete *diabáztelékeket*. Ilyen pl. a Kisnyír-patak torkolatában lévő kőbányában feltárt gneiszinjekcióban található diabáztelér. Ezeket a diabázokat a mezozói rétegsorban talált, többnyire erősen átalakult, szerpentinisedett diabázokkal és melafirokkal tartjuk egyidőseknek. Az irodalom szerint ezek a kőzetek a triász kori képződményeket még áttörik. A kristályospalákban talált diabázok és a mezozói rétegek közt talált diabázok megtartási állapota közti különbséget arra vezethetjük vissza, hogy a kristályospalákban lévő telérek jobban meg voltak védve a kőzetet átjáró vizek hatásától, mint a mészkövekben lévő telérek.

Az injekciós gneiszek keletkezésével kapcsolatba lehetne hozni a csillámpalazóna keletkezését és ez magyarázatul szolgálna abnormis vékonyságára is. Feltehető, hogy az agyagpala injekciójakor a külső kontaktudvar durvább szemcséjűvé alakult kőzeteiből keletkezett dinamometamorfózis útján a csillámpala. Ennek a nézetnek a helyességét azonban egyelőre semmiféle konkrétummal nem tudjuk támogatni.

A balánbányai gneiszvonulat térbeli helyzetét illetőleg az előtte lévő fillitzónával együtt kelet felől nyugat felé hajló ferde tengelyű antiklinális nyugati fekvő szárnyát képezi. Másként a rétegek fordított sorrendjét — alulról felfelé: fillit, csillámpala, gneisz —, nem tudjuk magyarázni. A kristályospalák eredeti normális rétegsorát a területünkön keletre lévő Almás-völgyben találtuk meg. Ez azonban már

az áttekintő lapon C-vel jelölt »tölgyesi gneiszvonulat« *Atanasiu*-tól »*domuki tarajnak*« nevezett szárnyához tartozik.

Az V. zóna a Hagymás-hegység *mezozoói rétegeiből* áll. Ez a főleg karbonátos kőzetekből, mészkővekből, márgákból és dolomitból álló zóna északon a Békás-patak—Gyilkostó szakaszon a legszélesebb, dél felé keskenyedik. A hegyvonulat gerince dél felé egyre fiatalabb kőzetekből áll. Ebből következtetve a kristályospalák és a hagymási mezozoós takaró csapásirányának különbözősége nyilvánvaló.

A Hagymás-hegység mezozoós rétegsorának alsó tagja az a *kristályos dolomit*, melyet a régibb szerzők paleozoós (perm) korinak tartottak, *Atanasiu* azonban a tölgyesi területen talált kővületek alapján *alsó triász* korinak tart. A kővületes bizonyítékok hatására elfogadjuk *Atanasiu* színtezését, azonban kiemeljük, hogy a dolomit a felette következő rétegsorhoz képest sokkal jobban igénybe vett, kevésbé rétegezett, de erősen átkristályosodott, az alatta lévő kristályospalákhoz szorosabban kapcsolódik, mint a felette lévő rétegek. A Hagymás-hegység nyugati szélén végig követhető dolomit és a Nagy-hagymás és Öcsémtető hatalmas tithonmészkő vonulata közt az alsó triász márgái, homokkövei, mállott diabázai, a *Herbich* és *Vadász* által leírt liász és dogger-rétegek csak kis foltokban, redukált vastagságban lépnek fel. Úgy látszik, hogy a kristályospalák letarolt felszínére lerakodott dolomit autochton-képződmény. A felette következő agyagos márgás rétegsor a területünkön kifejlődött werrfeni palákkal együtt, mint csúszólap szerepelt a felette következő merev mészkő sorozat számára és így az nyugat felé felpikkelyeződött és áttolódott.

Erre a mozgásra vezethető vissza a közbeeső rétegek kipréselődése, izolált foltokra tagolódása, egyes tagoknak a szelvényből való kimaradása.

Az egyes pikkelyek vízszintes elmozdulása a Hagymás-hegységben azonban nem lehetett nagy.

Az áttekintő térképen *VI-al* jelölt »*békási aptien*« vonulat tektonikai helyzete egyelőre tisztázatlan. *Atanasiu* Tölgyes környékén a kristályos palák közé begyűrt külön szinklinálisnak térképezte az *aptien*-vonulatot. Mi a Hagymás-hegységtől keletre a Kisbékás- és Domuk-völgy közti szakaszon takarónak láttuk az *aptien*-rétegeket, mely a kristályospalákkal együtt megjelenő dolomit felett rátolódott vagy transzgredált a kristályospalákra. Akár tektonikai akár transzgressziós eredetű diszkordanciával is állunk szemben, ez az *aptien*-vonulatnak a Hagymás-hegység mezozoós vonulattól független önálló egységként való helyzetét jelzi. Ezek a következtetések csak néhány szelvényben végzett észlelés alapján készültek és így csupán első hozzávetőleges próbálkozások a hegyszerkezeti viszonyok magyarázatára.

A Domuk-pataktól keletre lévő *VIII. zóna* már a *flis belső vonulatának* kárpáti homokkő és márga rétegeiből áll. Ezek az irodalom alapján a valanginien és hauterivien emeletbe tartoznak és az ú. n. »sinaiai« rétegekkel párhuzamosíthatók. Ez a flis rétegsor a Hagymás-hegység mezozóikumát és a békási aptien pikkelyét hordozó kristályospala vonulatnak nyomódott.

Az egész tektonikai kép tehát a kristályospala vonulatok nyugat felé buktatott redői, a mezozoós és flis vonulatok helyzete alapján keletről a Kárpátmedence felé irányuló mozgásokra mutat.

Áttekintve a vidék földtörténeti fejlődését, az alábbi szakaszokat lehet megkülönböztetni:

1. Paleozóos intruziók injekciója agyagpala rétegekbe, az intruziókkal kapcsolatos porfir- és régibb diabáztelérek behatolása a köpenybe, régi kontakt udvarok kialakulása. (Magnetites ércesedés.)

2. A rétegsorozat paleozóos korban történt regionális (dinamo) metamorfózisa, régi kontakt udvarok átalakulása paragneisz- és csillámpala zónákká, porfirok átalakulása porfiroidokká, diabázoké zöldkőpalákká és amfibolitokká.

3. Kvarcos réztartalmú kovandos ércelérek képződése.

4. A kristályospala terület letarolása a perm korszakban.

5. Triász-korszakban meginduló transzgresszió, mely a mezozoós rétegsorok képződésére vezetett.

6. Újabb diabáztelérek keletkezése, melyek a triász, sőt A t a n a s i u szerint a krétakori képződmények egy részét is áttörik; ezek a diabáztelérek dinamometamorfózist nem szenvedtek.

7. Alpesi hegyképződés a felső kréta-harmadkorban.

8. Az alpesi hegyképződéssel egyidőben a ditrói szienittömzs intruziója. Mészkövek stb. beolvasztása, kontaktmetamorf udvarok keletkezése (az. ú. n. »gyergyói krisztallin« kialakulása).

9. Medencék beszakadása és harmadkori andezitvulkánok kitörése.

Korai lenne még a terület nagytektonikai helyzetéről nyilatkozni. Azonban már most ki kell emelni azt a nagyfokú hasonlóságot, mely a Szepes-Gömöri Érchegység közettani felépítésében jelentkezik. Mindkét területen legnagyobb tömegű a fillit-sorozat, közbetelepült porfiroid, zöldkőpala és amfibolit telérekkel. Mindkét területen felismerhető fiatal intruziók kőzetek kontakt hatása: a Szepes-Gömöri Érchegységben gránitok, a Gyergyói havasokban eleolitszenit okozott kontaktpala képződést. Az ércképződés analógiáját is megtaláljuk a szepességi Szomolnok kovandos ércesedése és a balánbányai ércesedés rokonsága folytán. Legújabban a Csikszentdomonkoson talált gabbró és a szomolnoki Határkö-táró gabbrójának összehasonlító mikroszkópi tanulmányozásával mutattuk ki a két kőzet megegyezését és szapcítottuk a két terület közti analógiák számát.

Ez a felismerés annyiban fontos, hogy a Szepes-Gömöri Érchegeységnek már az Uhlig-féle szintézisekben különálló fontos egységnek mását sikerült a keleti Kárpátokban is megtalálni.

A kristályos kőzetek feldolgozása folyamatban van, a vizsgálatok eredményéről más alkalommal számolunk be.

Külön említést érdemelnek a Hagymás-hegység szirtfalai alatti kőfolyások. A kőfolyások morfológiailag a gleccserekhez hasonlóak. Felépítésükben háznagyságú mészkőtömbök is résztvesznek. Néhol a morfológiai lépcsők alakjában több szakaszban való képződésük nyoma is megmaradt, mintha periódikusan több egymásra rakódott rétegből állanának. A Kovács-patakban levő kőfolyás nyugati oldalán az alsó réteget szilárd konglomeráttá cementezték össze a kőfolyásban fakadó meszes vizek.

III. Bányageológiai viszonyok.

A balánbányai rézércbányászat a fillitzóna palássági síkjában fekvő *hidrotermál kovandtelérekre* települt. Az átlag 340° csapású ércvonulat felszíni kibúvásait mintegy 7—8 km hosszúságban, a Vár-bükke legdélibb nyúlványától, a Vársarkától a Ruszák-patak fejeig sikerült nyomoznunk. A bányászat az ércvonulat déli részén indult, de a szegényes ércelőforduláson megélni nem tudott. A XIX. század elején került át a bányászat súlypontja az ércvonulat középső szakaszára, a Balán-havas déli lejtőjére. A mai bányaműveletek is ebben a központi bányamezőben folynak.

A balánbányai ércvonulaton a legdélibb bányaművelet az Oltreze déli lejtőjén, a Csikszentdomokos—Balánbányai országút »Császárhídja« mellett, a fillit csapásirányában hajtott, kb. 10 m-es táró. Érc kibúvás nyomait ebben nem sikerült megtalálnunk.

A Magasbük-patak 835 pontjánál, a Vársarka alján egy aknát mélyítetttek, amely el van fullasztva. Főtéjében szegényes piritzsinór húzódik.

A Vár-bükke déli 1006-os és 977-es nyúlványai közötti rövidebb gerinc déli lejtőjén indul az *Apafi táró*, amelynek kb. 20 métere járható. A fillit csapásirányában gyenge pirites zsinór mentén hajtották.

A középső bányamezőben a kutatások négy telért tártak fel, keletről nyugat felé: a *Kovandos (Kiesige)*, *Párhuzamos (Parallel)*, a *Töréses (Brücki)* és a *Prokopi telért*. Ezek közül hosszabb csapásmenti kiterjedésben csak a Párhuzamos telér volt fejthető, hosszabb-rövidebb meddő pásztáktól eltekintve a Kovandos és Töréses telér is műrevalónak bizonyult. A Prokopi-telér sehol sem volt fejtésre érdemes.

A telérek egymástól átlag 15—20 m-re vannak, párhuzamos lefutásúak, a fejthetők átlagos vastagsága 2 m. A Párhuzamos telér volt

a leggazdagabb, ez néhol 6—8 méterre is kivastagodott. Az átlagos Cu-tartalom a ma feltárt telérrészeken 3—4% ; lehetséges, hogy a felső, lefejtett részekben valamivel gazdagabb volt a telér.

A középső bányamezőben a bányászat a *János* (Johanni) táróval indult meg, amelyet 1064 m magasságban a Párhuzamos telér csapásirányában hajtottak. Alatta megfelelő szintközökben a következő csapásirányú vágatokat telepítették a Párhuzamos teléren: *Franciska* (1048 m), *Jó reménység* (Gute Hoffnung) (1013 m), *Légtárna* (Wetterstollen) (983 m), *József* (948 m) és a *Ferdinánd-tárókat* (920 m magasságban). Az említett tárókat a Párhuzamos teléren kb. 400—500 m hosszúságban, a 215° 60—70° dőlésű »Nagy vető«-ig hajtották ki és rajtuk keresztül három észak felé kb. 70°-kal dőlő érces pillért fejtettek le.

A Ferdinánd-táróval elérték a Bánya-patak szintjét, ezen a szinten a Várbükke oldalában a *Károly-táróval* a Párhuzamos telér déli folytatását is felkutatták. Mürevaló ércet a telér mentén nem találtak, kb. 100 m után pedig vetőzónát ütöttek meg, amelyen túl a telér folytatását nem sikerült újból megtalálni.

870 m magasságban az Olt völgyéből Balánbánya község északi végénél indították az érctelérek alá az *Antal-altárót*, amely nagyjából a kőzetek dőlésirányában haladva 1124 m hosszúságban az ércteléreket magába foglaló rétegcsoportot harántolta.

A kiváló palasságú, vékonylemezes fillit általában KÉK-dőlésű, de részletes mérésekkel határozott átfordulásokat sikerült kimutatni benne. Az altáró 100—400 métere között egy *szinklinális*, 400—500 m között pedig egy *antiklinális* mutatható ki.

A telérek az altárót a 740—810 méterek között keresztezik. A szállítóvágat É és D irányban a Párhuzamos telér csapását követi. A D-i vágat végén nem volt megközelíthető, a bányatérkép adatai szerint ugyanabban a vetőzónában végződik, amelyet a Károly-táróban is feltártak.

Észak felé az alapszinten az altárótól 450 m-re érték el a Párhuzamos telér csapásán a magasabb szinteken is megtalált 215° 60—70° dőlésű »Nagy vető«-t. A vetőzónát kb. 20 m hosszúságban harántolták, majd a vetőzóna csapását követve 130 m-nyire ütöttek meg egy átlag 2 m vastag telért. A »Nagy vető«-n túl az addig uralkodott 340°-os csapással szemben 310° irányba csap át a telér. Harántvágatokkal nem sikerült mellette párhuzamosan futó telért találni. Három érces pillért fejtettek le a teléren, melyek felfelé gyengülnek — így a Ferdinánd-táró szintjét a telér csak 1/2 m-es vastagsággal éri el. Az alapszinti vágat az altárótól észak felé számított 950 méterénél ismét meddőbe jutott. 1050 m-en túl harántvágatokkal a telérnek néhol igen tekintélyes vastagságú (9 m) töredékeit tárták fel. Az alapszinti vágat mindkét ága

széles vetőzónában végződik. Ez az eddigi bányaműveletek legészakibb pontja.

Az altárót a telérek harántolásán túl Ny felé még 1124 m teljes hosszúságig hajtották ki. Egyenletesen dőlő fillitben halad egészen az 1080 m-ig, ahonnan 1120 m-ig vetőzónát harántol. Az altáró K-i dőlésű fillitben végződik.

Az ércvonulat csapását porfiroid és zöldkőpalatelérek kísérik. Délen az Oltreze déli lejtőjén a vonulat csapásában két porfiroidtelér bújik felszínre. Az Apafi-tárótól nyugatra keskeny zöldkőpalatelér fut az ércesedéssel párhuzamosan. A Benköreze északi és a Balán havas déli oldalán hatalmas vastagsággal (40—150 m) lép felszínre két porfiroidtelér, melyeket a nyugati oldalon több-kevesebb állandósággal zöldkőpala kísér. A porfiroid- és zöldkőpalatelérek itt az ércelérekkel együtt több vető darabolja fel. A bányaműveletekben észlelt vetők felszínre vetítésével jól lehet a közzelérek kibúvásán megfigyelhető vízszintes eltolódásokat is magyarázni. A bányaműveletek ezenkívül felvilágosítást adnak a közzelérek mélység felé folytatódásáról. Az Antal-altáró az ércelérektől K felé, vagyis a telérek fedőjében, csekély vastagságú porfiroidteléreket tár fel, amelyeket csak ferdeirányú vető feltételezésével lehet az 50 m szélességet meghaladó telérkibúvásokkal összefüggésbe hozni. Az ércelérek fekéjében az altáró 30—40 m vastag porfiroid- és zöldkőpalatelérek kibúvása alatt fillitben halad. Az észlelték magyarázatára fel kell tételeznünk, hogy az altáró Ny-i vájvége előtt kereszttezett vetőzóna mentén a Ny-i szárny lezökkent. Így a már ismert ércelérek elvetett, felső részének tekinthetők azok az ércki-búvások, amelyekre a produktív ércvonulattól nyugatra a Bánya-patak völgyében a Karolina- és Szt. Háromság-kutatótárókat telepítették. Ezek mélységbeli folytatását az altáró szintjén eredménytelenül kutatták.

A bányaműveletekből jól ismert »Nagy vető«-nél a közzelérek nagyjából az ércelérekkel párhuzamosan 30°-kal Ny felé törnek meg. Az alapszinten, ahol a »Nagy vető« az érctelér kb. 100 méteres vízszintes eltolódását okozza, az érctelér eredeti irányában porfiroidtelér jelenik meg, mely nyilván az altáróban a telér fedőjében feltárt porfiroidtelér folytatása.

Az ércelérek tulajdonképpen a fillit-zöldkőpala *mellékkőzet* ereslencsésen *ércesedett zónáinak* tekinthetők, amelyeket a feküben, fedüben egyaránt széles érccel hintett zóna kísér. A fellazított, részben kiszorított mellékkőzet csak ritkán ad helyet nagyobb összefüggő ércetek befogadására. A telérek legtöbb részén az érc kvarcos kitöltéssel 1— $\frac{1}{2}$ cm-es lencsés zsinórokban járja át a mellékkőzetet. Ez a *lencsés szalagos telérszerkezet* makroszkópos méretekben éppen úgy kifejezésre jut, mint a mikroszkóp alatt.

A Párhuzamos telér közvetlen fedőjében zöldkőpalatélér kíséri az ércteléreket. Az érctelértől távolabb eső részeken a zöldkőpala kevésbé alakult át, úgyhogy a diabáz kiindulási kőzetnek jól felismerhető jellemvonásait őrizte meg. Az érctelér közelében a zöldkőpala eredeti földpátot nem tartalmaz és erősen kvarcosodott, néhol albitosodott. A vetők a zöldkőpalavonulatot az érctelérekkel együtt bonyolultan összeszabdalták — a bejárható feltárások nem nyújtottak elég adatot a zöldkőtelér lefutásának pontos meghatározásához.

A zöldkőtelérhez kötve, zsinór és elszigetelt fészkek alakjában, *magnetit* jelenik meg. Az átlag 2—5 mm-es idiomorf kristályos szerkezetű ép magnetit a fő ércképző fázisnál *idősebb* képződmény. *Hematit*, *pirrotin* és *kalkopirit*-szemcsékkel hintett telérkvarc tölti ki ugyanis a magnetitszemek repedéseit és veszi körül a gyakran reszorbeált, lekerekedett szemeket. Hogy a magnetit magmatikus vagy parametamorf eredetű-e, bizonyosan eldönteni nem sikerült, az előbbi eredet azonban valószínűbbnek látszik.

Az érctelérek keletkezésük óta igen erős tektonikai mozgásokban vettek részt, de a kőzetek regionális metamorfózisa az ércesedés idején már befejezettek tekinthető. Helyenként zöldkőpala az érctelérek közvetlen mellékkőzete, azonban általában kloritos fillitben futnak. *Schneiderhöhn* a »kloritos rézércformációk« csoportjában a kloritnak a hidrotermák Cu^{++} -ionjaira gyakorolt kicsapó hatásával magyarázza az érc és kloritos kőzetek szoros térbeli összefüggését. Balánbányán is a fillitorsorozatnak, különösen kloritos tagjai foglalják magukban az ércet, de, hogy ennek a kloritnak egy része nemcsak az ércesedéssel kapcsolatban képződött-e, vagy szállítódott oda, pontosan eldönteni nem lehetett. Az, hogy az érctelér meddő közeiben meghúzódó klorit mindig a palásság síkjába rendeződve, lencsés (Flaser) szerkezetben jelenik meg, arra utal, hogy metamorf kőzetnek az ércesedésnél idősebb alkatrésze.

Az érctelér felépítésében gyakoriság sorrendjében a következő ércásványok vesznek részt: pirit, kalkopirit, szfalerit, galenit, tetraedit és még két ércásvány, melyeket eddig nem sikerült pontosan meghatározni. Gyakorlati szempontból csak az első kettő fontos, a többi pusztán ásványtani érdekességű.

A *pirit* átlag 2—3 mm-t elérő szemekben képez kisebb-nagyobb szigeteket a telérkvarcban, a kloritos kőzetzárványokban még apróbb szemekben hintve jelenik meg. A szemek felülete általában igen gödrös, a nagyobb szemek erősen töredezettek. A telérkvarcba ágyazott szemeken gyakoriak a korrózió nyomai. Teljesen izotróp viselkedésű szem kevés akad, a felület símaságának arányában változó fokú anizotropia tapasztalható, amit a kristályba beépült idegen rácselemek (As^{+++} , Sb^{+++} , ...) okoznak.

Az emített jellemvonások különböző kifejlődése alapján két pirit-generációt lehet elkülöníteni. Az első simább felületű, erősebb bireflexiójú,

törésekkel szétdarabolt és erős reszorbcíót szenvedett szemeket tartalmaz. A második generációban gödrös felületű, csaknem izotrop, repedezett, de megközelítőleg idiomorf szemek léptek fel. A második generációt a telérkvarccal egy fázis képződményének tartjuk és ehhez soroljuk a telér közetzárványai és a mellékkőzet hintett pirittartalmának javát.

A *kalkopirit* heteromorf szigetekként jelenik meg a telérkvarc pirítjéhez csatlakozva — a mellékkőzetbe igen ritkán lép be. Általában szemcsés szerkezetű, ikerlemezeséget ritkán sikerült megfigyelni. Elosztása a telérben igen változó, általában a telérkitöltés 2—10%-át teszi, de néhol önálló erekben, foltokban dúsul fel. A kalkopirit a második pirit-generációnál is fiatalabb képződmény.

Hasonlóképp az utolsó képződmények között foglal helyet a *szfalerit*. A kalkopirithez hasonlóan a telér pirítjét kíséri. A kalkopirittel egyidős, annak apró zárványait tartalmazza. Világos belső reflexű, közepes vas-tartalmú szfalerit. Mennyisége alárendelt.

Ritkaságként jelenik meg néhol a kalkopirit mellett a *galenit* egy-egy heteromorf szigete. Az utolsó képződmények egyike.

A *tetraedrit* szórványos megjelenése is a kalkopirithez kötött. Zárványként jelennek meg benne két pontosan meg nem határozott érc-ásvány néhány μ -os szemei.

A balánbányai rézércelőfordulás legfeltűnőbb teleptani jellemvonása a túlnyomórészt effuzív kőzetekkel kapcsolatos hazai teléres ércelőfordulásokkal szemben, hogy a telérek összetétele nagy kiterjedésben változatlan. A Balánbányán 300 m szintközben és mintegy 1500 m csapáshosszban felkutatott telér összetételében kisebb helyi eltéréseket leszámítva, teljes állandóság nyilvánul meg, a bányaműveletek minden részén.

A telérek ennyire kiterjedt egyöntetűsége csak hosszú időn át változatlan összetételű hidrotermák feltörésével, vagyis nagyobb, mélységbeli intruzív tömeggel való genetikai összefüggéssel magyarázható. Az érctelért kísérő kőzettelérek még jóval az ércesedés előtt nyomultak be a fillitsorozatba, így a diabázzal (zöldköpala) és porfiroiddal az ércelőfordulást nem lehet genetikai kapcsolatba hozni.

S c h n e i d e r h ö h n legújabb alapvető teleptani kézikönyvében megállapított nevezéktan szerint a balánbányai ércelőfordulás a *hipabisszikus* sorozatba tartozik, keletkezési hőmérsékletét illetően pedig, mivel az ásványos összetételben alacsonyabb hőfokon, felszínközelségi keletkezés jut kifejezésre, *epitermális* lelőhely. Azokat a rézércelőfordulásokat, amelyek kloritosodott kőzettelérekkel függenek szorosan össze, az előbbi kategórián belül a »kloritos rézércformációk«, »Chloritische Kupferformation« csoportban egyesíti S c h n e i d e r h ö h n. Igen szép példái ennek a típusnak a sziléziai Kupferberg és Magma Mine Arizonában. Eddigi ismereteink szerint ebbe a csoportba soroljuk Balánbányát és a rendelkezésre álló hiányos adatok alapján Szomolnokot is.

Szomolnok és Balánbánya között a két ércelőfordulás megjelenési formája az érc összetétele és a környezet geológiai és kőzettani viszonyai alapján igen messzemenő hasonlóságot látunk.

Schneiderhöhn kézikönyvében Szomolnokot a metamorf ércelőfordulások között említi, de részletesen nem tárgyalja, munkájának a metamorf lelőhelyeket tárgyaló része eddig még nem jelent meg. Nem állapíthattuk így meg, hogy milyen jellemvonások alapján tartja Schneiderhöhn Szomolnokot metamorf ércesedésnek. Balánbányát mindenképpen a *magmatikus sorozatba tartozónak* véljük és keletkezését a mellékközetek regionális metamorfózisának befejeződése utánra tesszük, mivel a telérszávnyokon dinamometamorfózis hatását kimutatni nem lehetett.

A balánbányai ércelőfordulás nagy térbeli állandósága jogosít fel a bányászat jövőjét illetően a legkomolyabb reményekre. Az altáró szintje alatti —25 és —50 m mélységig végzett feltárásokban sem a telérek vékonyodására, sem a réztartalom csökkenésére utaló jel nem mutatkozott. A telérek magasabb szinteken fejtésre érdemes szakaszain tehát a mélyszintek művelése is hasznot ígér. A telérek —100 m-nél előbbi kiékülését feltételezni nem indokolt.

Nem valószínű, hogy É-i irányban a balánbányai ércvonulatnak az alapszint É-i vájvégénél vége szakadna. Gyenge felszíni érc kibuvások ismeretese messze északabbra is, így a Ruzsák-patak fejeinél. A bányaműveletek északi vége igen bonyolult vetőzónába jutott, melynek megoldása eddig még nem sikerült. A vetőzóna harántolása és utána annak csapása mentén reményvágatok hajtása eredménnyel járhat.

Az érc telérek csapásmenti folytatásának könnyebb felkutatására a bánya tulajdonosai elektromos és mágneses geofizikai méréseket végeztek az ércvonulat északi részén. Az indikációkat, az ércvonulat folytatódására bizonyító értékűnek nem lehet venni. Az ércvonulat feltárt részén a grafitos vetőzónák felett ugyanis ugyanolyan intenzitású maximumokat mértek, mint érc testek felett. A fel nem tárt részen a grafitos zónákra és érc testekre visszavezethető indikációkat elkülöníteni tehát nem lehet. Hasonló nehézségekkel küzdöttek a svédországi Boliden-i kutatásoknál,¹ ahol az elektromos mérések alapján telepített sok kutatófúrás csak grafitot tárt fel, amíg végül sikerült a hatalmas érc testet megütni.

A geológiai térképvázlatra pillantva feltűnő, hogy az ércvonulat mentén eddig feltárt legnagyobb ércgazdagság pontosan egybeesik a legszeleesebb porfiroidtelér kibuvásokkal. Bár teleptani megfontolások alapján nem tarthatjuk a porfiroidot az ércesedés anyaközetének, a szoros egybeesésnek véletlennél több jelentőséget kell tulajdonítani.

¹ O. Ödman: Geology and Ores of the Boliden Deposits. Sver. Geol. Undersökning Arsbok. 35. 1941.

Ezen az alapon a felvételi területen kívül eső Olt-forrás környéke legbízhatóbb érckutatások szempontjából, itt ugyanis a porfiroidtelérek igen nagy vastagsággal bukkannak felszínre. E terület részletes átkutatását az 1942 nyári felvételünk első feladatául választanánk.

Összefoglalás.

A balánbányai rézércelőfordulás egy mélyben feltételezhető intruzív közethez kötött hidrotermális érctelep. A négy telér, mely tulajdonképpen a mellékkőzet gazdagon ércesedett zónája, fillitben csapásmentén húzódik. A telérekkel párhuzamosan zöldkőpala- és porfiroidtelérek futnak. Nem ezek az ércesedés anyakőzetei, de befolyást gyakoroltak az ércesedésre. Hatalmas vetőzónák szelik át a teléreket. A telérek felső részét egy vető Ny felé vetette le és a csapásirányból is több helyen vetők térítik ki a teléreket. A bányaműveletekben egy ilyen vetőt megoldottak, a csapásirányú feltárások mindkét irányban megoldatlan vetőzónában álltak meg. A feltárt szakaszon a mélyszintek művelése biztató, a további csapásmenti feltárásokban számítani lehet újabb érctestek megtalálására.

REPORT ON THE GEOLOGY AND ORE DEPOSITS OF BALÁNBÁNYA (TRANSYLVANIA)

(Survey made in 1941.)

by *A. Földvári* and *G. Pantó*.

(With a coloured geological map, 3 sheets)

I. Introduction.

Balánbánya is situated at the foot of the Hagymás Mountain in the upper section of the Olt valley. On the igneous and metamorphosed rocks of the area very few investigations were carried out until now. The detailed geological survey of the region started only with present work.* I. Atanasiu deals with a neighbouring area in his recently published paper (*Recherches géologiques dans les environs de Tulghes, district Neamțu. Anuarul Inst. Geol. a României 13, 1928.*) About the eolite syenite stock of Ditró several papers appeared: Koch A.: *Petrographische und tektonische Verhältnisse des Syenitstockes von Ditró in Siebenbürgen (Neues Jahrb. Beil. — Bd. 1. 132—178. 1881.)* Mauritz B.: *Über die chemischen Verhältnisse des Syentimassivs von Ditró (Ungarn) (Mat. Naturw. Anzeiger d. ung. Akad. d. Wiss. 30. 191. 1912.)* Mauritz B.: *Die magmatische Differentiation in den foyaitischen Gesteinen des Ditró- und Mecsekgebirges. (Tschermack's Miner. u. Petr. Mitt. 38. (Becke Festband) 195—205. 1925.)* Mauritz B.—Vendl M.: *Adatok a ditrói szienitmasszivum abisszikus kőzeteinek ismeretéhez (Mat. és Term.-tud. Ért. 40. 1923.)* Mauritz B.—Vendl M.—Harwood H. F.: *Weitere petrochemische Untersuchung des Syenites von Ditró in Siebenbürgen. (Mat. u. Naturw. Anzeiger d. ung. Akad. d. Wiss. 41. 74. 1925.)* Vendl M.: *Daten zur Frage der magmatischen Differentiation im Nephelinsyenitmassiv von Ditró (Cbl. f. Min. Abt. A. 1927. 205—210.)* And recently Streckeisen, A.: *Über das Nephelinsyenitmassiv von Ditró. (Neues Jahrb. Beil.-Bd. 64. Abt. A. (Brauns Festband) 1931.)* This paper is completed by a geological map showing the

* The first copy of I. Bancila's paper (Bancila I.: *Étude géologique dans les Monts Haghimas—Ciuc Anuarul Inst. Geol. a României XXI. 1941.*) arrived to Hungary only after the survey has been carried out and the manuscript of the report has been closed. As far as the general outlines of the geological constitution are considered, we got the same results as Bancila, there are different opinions only in detailed questions.

geological constitution of the surrounding. About the mesozoic sediments of the Hagymás Mountain: Her b i c h F.: Die geologischen Verhältnisse des nordöstlichen Siebenbürgens. (Annales Inst. Regii Hung. Geol. 1. 293—350. 1872.) Her b i c h F.: Die Széklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landestheile geologisch und paläontologisch beschrieben. (Mitt. aus dem Jahrb. d. kön. ung. geol. Anst. 5. 19. 1878.) V a d á s z E.: Geologische Beobachtungen im Persány und Nagyhagymás Gebirge. (Jahresberichte d. kön. ung. geol. Reichsanstalt für 1914. 265.) Further data about the region were published in: S z e n t p é t e r y Zs.: The copper ores and diabases of Transsylvania (Econ Geol. 19. 1924.) C h e l a r e s c u I.: Note sur le gisement cuprifère de Bălan. (C. R. de l'Inst. des Sciences Romaines 3. 1938.) M a c o v e i, G.: Aperçu géologique sur les Carpates orientales. A t a n a s i u I.: La masse cristalline et les depots mesozoiques des Monts Hagymas, and M a c o v e i, G.—A t a n a s i u, I.: La zone interne du flysch dans la region des vallées de la Bistricioara et du Bicaz. (Association pour l'avancement de la géologie des Carpates. Deuxième Réunion en Roumanie. 1927.)

The survey started in the next surrounding of the ore deposit. This area consists chiefly of metamorphosed rocks. During the short time many important observations were made and a detailed survey of the area was planned.

Beyond questions of ore forming and petrology, structural problems arose involving principles of the development of the Carpathian Range. Our special commission did not allow to insist on these problems.

In the first month general characteristics were established by looking around on the field and in the mine and the detailed survey of following triangle was accomplished: Northern boundary: Egyeskö cliff, Gyengeménes creek, Franci creek (named on the map 1:25,000 Müller creek) Irottkő peak. Eastern boundary: Peak of Öcsém tető, András sarok ridge, Szimin creek. Western boundary: Irottkő peak, Bánya creek, Benkőreze ridge, Várbükk peak. During this time G. P a n t ó became familiar with the surveying methods and with the geological constitution of the area. In the succeeding seven weeks he examined the underground exposures of the mine and proceeded with the mapping.

Outside the surveyed area excursions were made to obtain a general view of the geology of the region.

II. *Geological and petrological characteristics.*

The principal geological units of the region were figured on the sketch 1:200,000, based on reports of Her b i c h, S t r e c k e i s e n and A t a n a s i u. The region is divided in zones of NW—SE trend: The description follows this division.

Zone I, range of the Tertiary volcanoes Kelemen, Görgény, Hargita bordering the schist belt of the Gyergyó Mountain. On the W margin of the schist belt a fault line threw down the W flank originating this way the Basins of Gyergyó and Felcsik (zone II.). The line of this marginal depression is marked even by the andesitic extrusions of the zone I.

Volcanic agglomerates were found on the schist belt too covering patches of variable extension (marked with I. a.) Near Borszék andesitic extrusions found access even into the schists. The natural dam between the Gyergyó and Felcsik Basins is formed even by andesites. The sinking lowering of the basins might continue even since the formation of the volcanic range.

The above two zones do not belong to the Gyergyó Mountain. The schist belt begins with the zone III. including the nephelite syenite stock of Ditró (marked with A.) and its contact metamorphic envelop. This stock is intersected by several dikes and veins and is enclosed by more or less coarse grained contact metamorphosed schists, black graphitic and silicified schists overlain discordantly by marbles. Contact metamorphism acted upon phyllites of the zone IV. producing rocks of greater hardness, coarser grains, hornfels-like texture with several contact metamorphic minerals. Streckeisen separates the contact metamorphosed series as "Gyergyó crystalline" from the neighbouring "Hagymás crystalline" series. The "Gyergyó crystalline" is characterized by biotite. Streckeisen does not define the contact metamorphism as related to the nephelite syenite, the maximum biotite content lying far from the nephelite syenite outcrop. He declares however, that biotite content increases towards the nephelite syenite stock. Relying on studied analogies from the surrounding of Kassa (N Carpathians) and Tibidabo near Barcelona we hold these schists for products of contact metamorphism. On the exposure of the Nagy Kürüc creek (near Gyergyó-szentmiklós) and on other outcrops of the area we could observe the alternation of differently metamorphosed layers. The degree of metamorphism depends much more on the permeability and thermal conductivity of the beds than on their distance from the intrusion.

The isolated patch of contact metamorphosed schists marked on Streckeisen's map near Vasláb is a relic of the contact metamorphic envelop of the nephelite syenite stock. Contact metamorphic schists are overlain discordantly by marbles as observed on the Fekete réz and around the Lokvize valley near Vasláb. Marbles are intersected by hornblendite veins related to the nephelite syenite intrusion. Contact metamorphic minerals occur in the marbles on several points e. g. in the quarry of Szárhegy.

The Mesozoic limestones represented in the cliffs of the Hagymás Mountain are supposed to be parent material of the marbles. This large

Mesozoic nappe was metamorphosed only in the neighbourhood of the nephelite syenite stock. Most authors ascribe to the nephelite syenite stock a late Mesozoic or Tertiary age. This correlates with the above supposition.

The peculiar chemical composition of the nephelite syenite stock is due to the assimilation of sedimentary material. This is indicated even by the high differentiation, abundance of acid and basic veins and injections. Assimilation of limestone is documented even by the cancrinite-bearing types next to the marble occurrences.

The nephelite syenite is extending farther to the S. Southwards from Gyergyószentmiklós it is manifested only by its contact metamorphic envelop. This correlates with the fact, that the axis of the E. Carpathian crystalline is plunging S-wards, its southern end being concealed by the flysch cover.

Until now no ore occurrence was known from the nephelite syenite area. Recently a sulphidic ore deposit was described by G. Pantó.

Zone IV. is a wide phyllite-range being constituted by the rocks of this series. Besides predominating phyllite, graphitic phyllite, black quartzite and chloritic phyllite intercalations were observed. They have no significant extension, so they could not be marked on the map. General dip is E, NE. The considerable width of the zone may be explained by isoclinal folds. The exposure of the Antal adit furnished the proof of real folding. The width of the phyllite zone is increased even by fault-zones as exposed on several points of the copper mine. On the surface traces of folding could not be revealed.

The phyllite zone includes many porphyroid dikes extending in the general strike. The widest ones were found at the ore occurrence. They were dissected by the same faults as the lodes. It is remarkable, that porphyroid occurs only in phyllite, while granitic gneiss injections appear in the micaschist or "dioritic gneiss", exceptionally in the phyllite near the micaschist contact. The porphyroid dikes are porphyric apophyses of the deep seated granitic intrusion. Their products nearer to the batholith are granitic gneisses.

The mineralization in the Szepes-Gömör ore district is supposed to be related to porphyroid dikes. The coincidence of porphyroid dikes and sulphidic lodes is apparent even in Balánbánya. Lodes, though striking conformingly with the porphyroid dikes are always included in phyllite, but never in direct contact with the porphyroid. In the Bánya valley dikes and lodes are crossing each other. The lodes are postmetamorphic, a closer genetical relation with the porphyroid dikes is therefore excluded.

Porphyroid dikes in the neighbourhood of the lodes are often strongly silicified. A sample from the N side of the Bánya valley (from the

foot of the dumps) showed under the microscope almost only quartz, making up 91 per cent (SiO_2) of its chemical composition. This silicification was probably connected with the hydrothermal activity.

A special attention must be paid to the relation of greenstone dikes and the lodes. Szentpétery (op. c.) ascribes the ore-forming immediately to them. Recently Schneiderhöhn supposed, that ore is precipitated from ore-forming fluids by chlorite explaining the frequent coincidence of ore bodies and chloritic rocks. The greenstones occurring at Balánbánya can be divided on the base of macroscopic and microscopic examinations into two groups. The first one includes rocks of undoubtedly sedimentary origin. These can be held for chloritized phyllites — called in the followings chloritic schists. This type was found in the footwall of the porphyroid dikes. Rocks in the second group, though having altered mineralogical composition wear clear textural characteristics of the diabases. These are products of dynamic metamorphism derived from diabases — called in the followings greenstone schists. This type was not found in the actual underground exposures, but in a collection of the mining office deriving from older stopes. Very similar rocks occur on the Szepes-Gömör metalliferous area (N Carpathians).

The magnetite-haematite stringers exposed on a few points of the stopes, derive probably from the parent diabases of the greenstone schists, but sulphidic metallization is a later event. This is attested by another magnetite occurrence connected with greenstone schist dike on the Ghermán-hill at Gyergyóbékás (Bicaz). Sulphidic ores are absent showing that greenstones alone do not effect metallization.

The phyllites on the E side of the Olt valley at Balánbánya include gneissic dikes. A similar dike is exposed on the W side of the Olt on the E slope of Várbükk at \odot 1054. In the surrounding of the Bánya valley black diabases are intercalating the phyllites. These are products of a younger, postmetamorphic intrusion. They will be dealt later.

Greater faults of the phyllite zone are characterized by crushing zones as exposed by mining. Along planes just opposed to the schistosity or crossing the strike, a few hundred metre thick zones of crumbled, irregularly folded graphitic phyllite intercalate the phyllites of normal schistosity. The degree of dislocation was estimated by the actual position of the dissected lodes and dikes.

The phyllite zone is bordered on the E by a micaschist stripe. The Olt valley does not follow this boundary, chips of the phyllite are present even on the E side of the valley. The micaschist appears in anomalous position overlying concordantly the phyllite. The thickness of the micaschist zone is relatively small, $< \frac{1}{2}$ km. This can not be explained with thrusting because the micaschist is connected by gradual transitions both with the underlying phyllite and the overlying injection

gneisses and because the survey did not furnish until now any proof of gliding surface. The overthrust plane between the "Gyergyó crystalline" and "Hagymás crystalline" was vainly searched even by Atanasiu. The micaschist is intersected by gneissic dikes.

Within the phyllite zone (IV.) two gneiss belts were established: the "Balán gneiss belt" (B) and the "Tölgyes gneiss belt" (C). Atanasiu represented the gneisses of the Tölgyes area in the shape of fan-folds. On the Balán area the E border of the gneiss belt is concealed by Mesozoic sediments, its structure can not be therefore accurately settled.

The „Balán gneiss belt" is overlying micaschists concordantly. This includes largely varying types of metamorphosed rocks of both igneous and sedimentary origin alternating in stringers and dikes of 0.05—30 metre thickness. Igneous and sedimentary components have macroscopically different outlook, their derivation was attested even by microscopical and chemical study. A remarkable type is the "red gneiss" described by earlier authors which is a metamorphosed granite aplite or pegmatite. Gneissic equivalents of the biotite-muscovite granite, of the amphibole-biotite diorite and of the light coloured granulite are even present. The injections of igneous components are surrounded by obviously sedimentogen metamorphosed rocks. In these paragneisses microscopical study revealed cyanite, zoisite, garnet. The different components could not be mapped separately, the complex as a whole was marked as a body of injection gneiss.

Along the micaschist-injection gneiss boundary restricted patches of a dark grey rock were mapped. This rock having the aspect of a diorite gneiss is a paragneiss as revealed by laboratory study.

The gneiss belt is supposed to have been developed the following way: A premetamorphic granitic intrusion sent injections into its slate cover. Subsequent regional metamorphism transformed the slate into phyllite, its injected parts into paragneisses and the granitic injections into ortogneiss. The porphyroid and greenstone dikes of the phyllite series are connected probably with the same intrusion.

Injection gneisses are very significant in the S Carpathians. Their presence in the E Carpathians implies an important analogy.

Amphibolites and amphibole-schists are spread all over the gneiss belt. They form counterpart of the greenstone dikes of the phyllite series differing only in the grade of metamorphism. Postmetamorphic, unaltered diabase injections are present in the gneiss zone just as in the phyllite series. (E. g. in a quarry at the mouth of the Kisnyir valley intercalated in a gneissic injection). These younger diabases may be equivalents

of the altered diabases and melaphyres of the Mesozoic complex. According to earlier data these might be Posttriassic. The different freshness of the two occurrences is due to the greater resistance to weathering agencies of the including gneiss than of the Mesozoic limestones.

The formation of the abnormally narrow micaschist zone may be explained by supposing previous contact metamorphism in the surroundings of the granite intrusion. Subsequent regional metamorphism produced in the range of the contact metamorphosed envelop micaschist.

The gneiss-micaschist-phyllite complex of Balánbánya forms the foot limb of a W-wards recumbent fold. Otherwise we could not explain the inversed succession: phyllite, micaschist, gneiss. The same rocks were found in the prolongation of the "Tölgyes gneiss belt" (marked with C on the map) called by Atanasiu "Crête de Damuc", in normal succession.

The zone V. includes the Mesozoic formations of the Hagymás Mountain. It consists of limestones, marles and dolomites forming a S-wards narrowing band. On the ridge of the mountain S-wards younger and younger formations are cropping out indicating the different trikes of the crystalline and Mesozoic formations.

The lowest member of the Hagymás Mesozoicum is a crystallized dolomite. Earlier authors ascribed it to the Permian, but recently A t a n a s i u attested its Lower Triassic age by fossils found in the surroundings of Tölgyes. It must be emphasized, that this Lower Triassic dolomite is much more crystallized and more closely connected with the crystalline, than the higher formations. The dolomite appears in a consistent stripe on the border of the Tithonian cliffs of the Hagymás Mountain while Lower Triassic marles and sandstones, altered diabases or even the Liassic and Dogger beds described by H e r b i c h and V a d á s z have only reduced occurrences. The Lower Triassic dolomite deposited on the eroded surface of the crystalline, it seems to be autochthonous. The heteropic clayey and marly beds served as gliding sheets to the rigid limestone complex, which got thrust over in W direction. The reduction of the intercalating formations is due to these movements.

The tectonic position of the "Békás Aptien" marked as zone VI. is not yet cleared. On the Tölgyes area it was explained by A t a n a s i u as fragments of overfolded synclines. Our observations on the area between the Kisbékás and Domuk rivers (on the E of the Hagymás Mountain) suggest, that the Aptien beds belong to a nappe thrust over the crystalline and dolomite. Whatever development it might have the "Békás Aptien" is a separate unit independent from the Hagymás Mountain.

The zone VIII. appears on the E side of the Domuk river. It belongs to the inner Carpathian Flysh Range. It is represented by the so called "Sinaia beds" or "Aptychus beds" of Valanginien-Hauterivien age. This complex is somewhat burden to the crystalline, which is overlain by the "Békás Aptien" and Hagymás Mesozoicum.

The structure of the region is characterized by W-rads directed (towards the Carpathian Basin) movements as indicated by the overturned crystalline-fold and the position of the Mesozoic and flysh formations.

Abstract of the geological development.

The geological development of the area may be abstracted as follows: 1. Granitic intrusion followed by injections into the slate cover producing contact—metamorphic envelop during the Palaeozoicum. Porphyric and older diabas dikes are even related to this phase. Formation of magnetite stringers.

2. Regional metamorphism during the Palaeozoicum. Transformations: granite injections—ortho gneisses; contact-metamorphosed slates—paragneisses and micaschists; porphyry dikes—porphyroids; diabas dikes—greenstone schists and amphibolites; slates—phyllites.

3. Formation of copper-bearing lodes.

4. Abrasion of the crystalline surface in the Permian.

5. Beginning transgression in the Triassic, which produced an autochthonous complex.

6. Intrusion of later (postmetamorph) diabas dikes penetrating Triassic or even Cretaceous beds.

7. Alpine orogenesis in the upper Cretaceous-Tertiary.

8. Intrusion of the nephelite syenite stock of Ditró related to the orogenesis. Assimilation of limestones, formation of contactmetamorphosed envelop. ("Gyergyó crystalline".)

9. Crushing in of the Basins, Tertiary volcanic eruptions.

* * *

On the base of our present knowledges, the tectonic position of the area in the Carpathian arch cannot be accurately determined. The area reveals similarity with the Szepes-Gömör ore district. Both territories are built up mainly of members of the phyllite series, intercalated by porphyroid, greenstone schist and amphibolite dikes. The members

of the phyllite series were metamorphosed by a younger intrusion, by a granitic one in Szepes-Gömör and nephelite syenitic one in the E Carpathians. The metallizations of Szomolnok and Balánbánya are analogous. Recently a very deep similarity was revealed between the gabbros of Csikszentdomokos (Sandominic, Nagy Völgy Feje hill) and Szomolnok (Határkő adit).

Uhlig ascribed to the Szepes-Gömör area a special rôle in his Carpathian structural synthesis. The existence of a petrologically and probably tectonically identical member in the E Carpathians is therefore very important in the study of the structural scheme of the Carpathian arch.

III. *Geology of the copper deposit.*

The occurrence of copper ores near Balánbánya is bound to sulphidic veins included by rocks of the phyllite series, conforming with its schistosity. The cupriferous range has a N20°W strike, outcrops were discovered on a 7—8 km length from the southern corner of Várbükke (Vársarka) to the origin of the Ruzsák creek. Prospecting was started on the southern end of the range. On the poor stringers no mining could be developed. At the beginning of the XIX. century lodes of economic value were discovered by workings in the central field of the range (southern slope of Balán havas). The lodes were exploited only in this section and actual stopes are carried out even here.

The southern end of copper prospects is marked by a 10 metre long adit cut along the strike of phyllite near the bridge "Császár hídja" of the highway Csikszentdomokos—Balánbánya. In this exposure no trace of mineralization could be observed.

At \odot 835 in the Magasbükk valley on the foot of Vársarka a shaft was lowered, which is actually filled with water. In its hanging-wall a pyritic stringer is exposed.

At the foot of a short southern branch of Várbükke situated between the branches marked with \odot 1006 and \odot 977 the Apafi adit was excavated. Actually only a 20 metre long section of it is accessible. The adit follows a pyritic stringer in phyllites.

In the central field four lodes were exposed: Kiesige, Parallel, Brucki, and Procopi. The Parallel lode was worth of exploitation through long sections while Kiesige and Brucki lodes only on short tracts. The Procopi lode was not stoped at all. The lodes are generally separated by 15—20 metre thick zones of wall-rock. Average thickness is 2 metre on stoped sections, the maximum width of the Parallel lode was 8 metre. The copper-content is nearly constant varying between 3—4 per cent throughout the lode.

The mining in the central field began with the Johanni gallery (in 1064 metre altitude), which followed the strike of the Parallel lode. Later successively lower levels of the Parallel lode were stoped through following galleries: Franciska (1048 metre alt.), Good Hope (1013 metre alt.), Wetter (983 metre alt.), József (948 metre alt.) and Ferdinand (920 metre alt.). All these galleries reached the S35°W 60—70° directed "Great fault", which dissected the Parallel lode in 400—500 metre distances from the mouth of the galleries.

The Ferdinánd gallery is on the level of the Bánya creek. On the same level the southern flank of the lodes was prospected by the Károly gallery situated on the foot of Várbükke. An unworthy stringer was followed on 100 metres to a fault zone.

At the northern end of Balánbánya village is the mouth of the actually used Antal adit on 870 metre level in the Olt valley. This 1124 metre long adit crosses the phyllite series nearly at right angle to the strike showing a good transversal section of the rocks including the lodes. The phyllites dip generally towards N60°E, but thorough measurements of schistosity planes showed local folding. Between 100—400 metres of the adit a synclinal, between 400—500 metres an anticlinal could be observed.

The adit crossed the lodes between 740—810 metres. Along the Parallel lode N- and S-wards drifts were cut. The southern flank was not accessible. As maps of the mine show it is terminated by the same fault which was exposed by the Károly gallery.

Northwards the drift reached the "Great fault" at 450 metre from the adit. The 20 metre thick zone of fault was crossed and 130 metre farther following the strike of the fault a 2 metre thick lode was discovered. Before the fault the strike of the lodes was N20°W behind it N50°W. On this section, behind the fault, no parallel lode was discovered by cross-cuts. Along this section three rich shoots were stoped. The thickness of the lode decreases upwards. On the level of the Ferdinand gallery it was found 1/2 metre thick. The lode disappeared again at 950 metre of the adit-level drift. At 1050 metre dislocated parts of the lode were discovered by cross cuts attaining considerable thickness (9 metre). The adit-level drift ended in a fault zone. This is the farthest point of mining operations towards the N.

The adit after crossing the lodes was carried out farther westwards. Between 1080—1120 metres a fault zone is exposed and in the last 4 metres normal phyllite with eastern dip.

The cupriferous range is connected with porphyroid and greenstone dikes. On the southern end of the range on the S slope of Oltreze two porphyroid dikes are exposed. On the western side of the Apafi adit a greenstone dike was observed in the strike of the range. On the northern

slope of Benköreze and southern of Balán havas large outcrops of porphyroid dikes (thickness 40—150 metre) were mapped. In their foot-wall a more or less continuous 20—80 metre thick greenstone stripe was noticed. Both porphyroid and greenstone dikes and the cupriferous lodes are dissected by faults. By projecting faults observed in underground exposures to the surface the dislocations revealed by mapping may be explained satisfactorily. Underground exposures furnished facts about the perpendicular extension of the dikes.

The Antal adit exposed eastwards from the lodes (in their hanging wall) only narrow porphyroid veins. The porphyroid dikes right above them known in 50 metre thick outcrops ought to be cut by a flatly dipping fault. In the footwall of the lodes below 30—40 metre thick porphyroid-outcrops uniform phyllite was exposed by the Antal adit. This may be explained by the sinking of the western flank along the fault zone exposed by the adit (1080—1120 metres). Copper occurrences prospected by the Karolina and Trinity galleries westwards from the cupriferous range may be held for displaced upper part of the exploited lodes. Their root was vainly searched by the adit.

The „Great fault” known by underground exposures affected a 30° deviation of the lode as well as of the dikes. On the adit-level a 100 metre horizontal dislocation of the porphyroid dike was produced. In the original direction of the lode a porphyroid dike appears, probably the same which is exposed in the adit eastwards from the lode.

The lodes are actually zones of the phyllite or greenstone intercalated by several ore veins. On both sides they are followed by disseminated ore. The slightly detached or loosed wallrock excluded the possibility of forming greater ore bodies. Stringers of ore and quartz penetrating the phyllite are usually 1—1½ centimetre thick. This banded texture is characteristic even in microscopical dimensions.

The hanging wall of the Parallel lode is a greenstone. In the vicinity of the lode it is strongly altered, feldspars are no more present, the rock is silicified. Farther away the characteristics of the parent diabas may be observed. The diabas dike was intricately dislocated by several faults. Exposures do not suffice for reconstructing its original situation.

The greenstone includes veins and nests of magnetite consisting of 2—5 millimetre euhedral crystals. Their formation preceded the main ore-forming phase. The magnetite grains are surrounded, their fissures filled by quartz containing scattered particles of haematite, pyrrhotite, chalcopyrite. The magnetite is supposed to be

a magmatic product but its parametamorphic origin may not be excluded.

The faults affected beforehand lodes but the regional metamorphism anteceded ore-forming. The wallrock is chloritic phyllite, locally greenstone. Schneiderhöhn supposed that at the formation of „chloritic copper occurrences” the chlorite acted precipitating to Cu⁺⁺ ions of the solution. The copper lodes of Balánbánya are included by exceptionally chloritic members of the phyllite series. It is hard to discern whether chlorite was preexistent or is it a product of hydrothermal agencies. Its arrangement in the plane of schistosity suggests that it was a constituent of the wallrock.

The ore minerals of the lode (by decreasing quantities): pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galenite, tetrahedrite and two other undetermined minerals. Only chalcopyrite and pyrite represent economic value.

Pyrite grains in the gangue quartz reach 2—3 millimetres, the disseminated ones of the wallrock somewhat less. Grains are generally fractured and even corroded. Completely isotropic grains are seldom. Slight bireflexion due to foreign constituents of the lattice (As, Sb) grows parallel with the smoothness of the surface.

On base of these characteristics two generations of pyrite may be distinguished. The first one has grains of more even surface, perceptible bireflexion, resorption edge and is often broken in parts. The second one shows uneven surface, less fractured and nearly euhedral outlines. This second generation might have developed simultaneously with the gangue quartz. The grains scattered in the wallrock belong to this.

Anhedral patches of the *chalcopyrite* appear chiefly in ore-veins, they do not penetrate into the wallrock. The patches consist of several grains. Twinning is seldom. Its distribution throughout the lode is unequal. Generally makes 5—10 per cent of the ore-veins, but greater enrichments are common. Chalcopyrite was formed later than both pyrite generations

Sphalerite is a simultaneous product with chalcopyrite. It is bound to the ore-veins. Sphalerite-chalcopyrite intergrowths are common. The sphalerite is of slight iron-content having light inner reflexes. Its quantity is inconspicuous.

Galena appears very seldom. Its anhedral patches adhere to those of chalcopyrite, being similarly late formation.

Tetrahedrite was observed only as inclusions in chalcopyrite. A few μ sized inclusions of two undetermined minerals appear in it.

The most remarkable property of the studied copper occurrence is its unvariable composition through wide extensions. It differs by

this trait from the bulk of the Carpathian ore deposits included by extrusive rocks. The Balánbánya lodes have on the whole exposed strike (1500 metre) and height (300 metre) nearly the same composition. Such a uniformity in the composition is due to unvarying composition of hydrothermal solutions during a long phase, viz. genetical connection with an intrusive body. The neighbouring porphyroid and diabas dikes may be earlier products of the same intrusion. The lodes have therefore no direct genetical connection with the dikes but kindred may exist between them.

According to Schneiderhöhn's classification Balánbánya may be held for an epithermal deposit of the hypabyssal series. Especially the deposits connected with chloritic rocks are called by Schneiderhöhn "chloritic copper occurrences" with typical examples: Kupferberg (Silesia) and Magma Mine (Arizona).

Two occurrences of the Carpathian arch, Balánbánya and Szomolnok reveal close analogies in composition, geological and petrographical constitution of their surroundings. Schneiderhöhn mentions only Szomolnok and ascribes its formation to metamorphism. The ground of this statement was yet not published. (The first volume of his Lagerstättenkunde deals only with deposits of magmatic origin.) Balánbánya is surely a magmatic deposit, its formation succeeded regional metamorphism.

The constant composition of the lodes makes further prospects hopeful. Exposures on —25 metre and —50 metre levels (below the adit) did not show either narrowing or decreasing of copper-content. Stopes down to —100 metre level promise lucrativity on the whole exposed strike of the lode. The northern flank of the lodes was thrown down by the "Great fault". Deeper levels of this section may be worth exploitation too.

There is no need to suppose that the copper deposit is terminated by the fault zone exposed on the northern end of the adit-level drift. By crossing this zone and on the other side following the strike of the fault, the displaced prolongation might be reached.

Several years ago a geophysical survey was carried out on the cupriferous range. Electrical and magnetic measurements were made on the surface. Maxima of these measurements are no reliable indications of ore bodies due to equal conductivities of ore and graphite. Graphitic schist of the fault zones are therefore giving the same indications as ore bodies as manifested by exposures carried out until now. At the Boliden (Sweden) ore prospects many drillings spotted on geophysical indications exposed only graphite until at last the sulphidic ore body was found.

The richest section of the cupriferous range coincides with the largest outcrops of porphyroid dikes. Though no genetical connection may be suspected between the copper lode and porphyroid dikes, this coincidence might not be accidental. In this respect the area near the springs of the Olt river may be worth of special survey, where large outcrops of porphyroid dikes were noticed.

Summary.

The copper occurrence of Balánbánya is an epithermal lode system related to a deep-seated intrusive body. Four lodes (richly impregnated zones of the phyllite) have the same strike as the including phyllite series. The surroundings of the lodes dikes of porphyroid and greenstone were exposed.

The lodes are dissected by several faults. The upper part of the lodes was thrown down towards the W. Faults effected even changes in the strike. The displaced prolongation of the lodes was found by underground exposures only the „Great fault”. Drifts along strike of the lode ended both on the S and N in fault zones. On the section exposed until now lower levels may be stoped probably with benefit. Farther prospects along strike might attain displaced parts of the lodes.

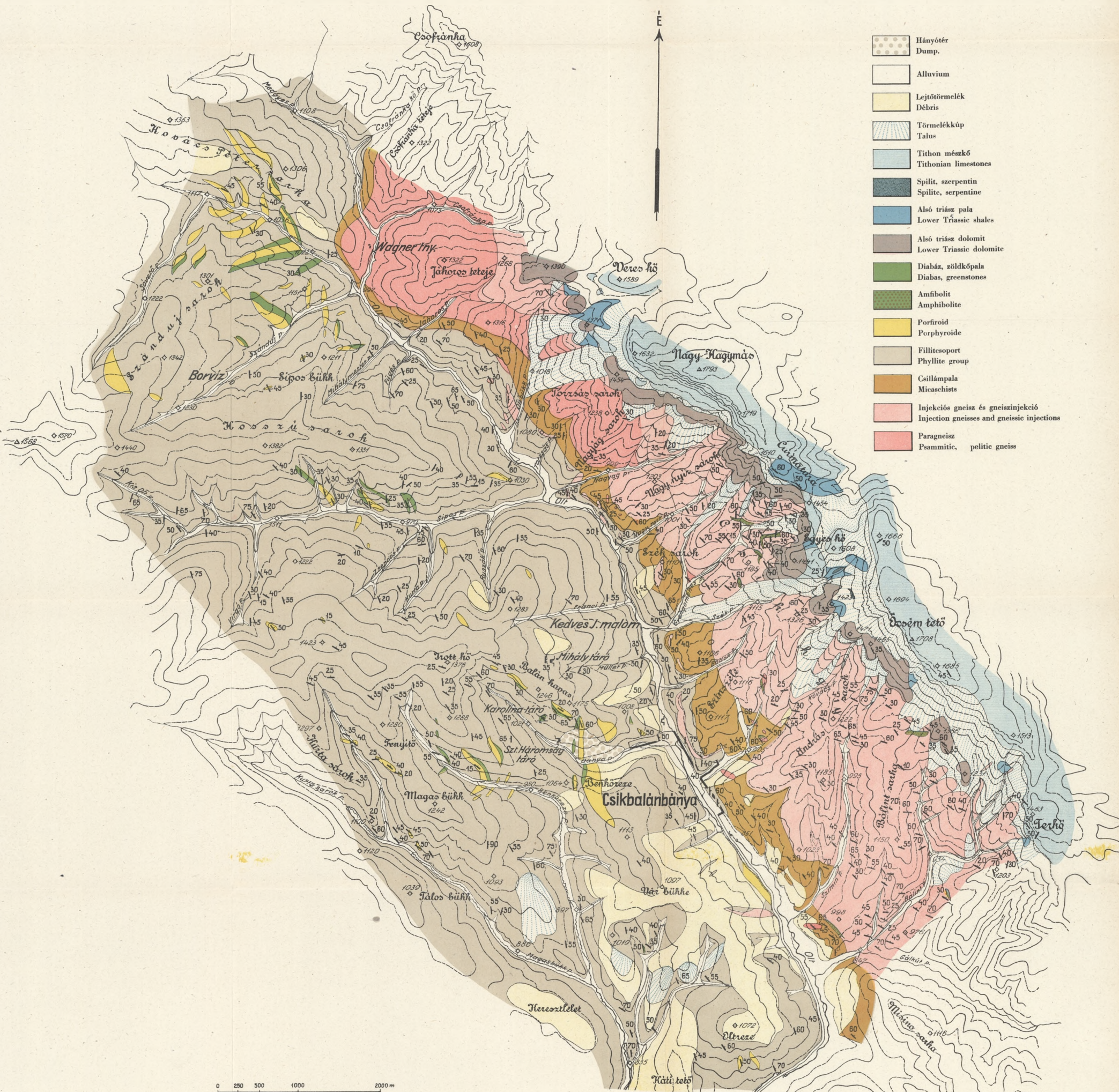
A. Földvári—G. Pantó: Raporturile geologice a regiunii Bălan.

Pe baza literaturii anterioare și propriile observații autorii expun structura geologică a regiunii Bălan. Fac mențiune de analogia ce există în re Mții Sepeș—Gemer (Slovacia) și Mții Gherghiului în ce privește structura petrografică: puternica serie filitică cu intercalații de porfiroizi, șisturi verzi și amfibolite, efectul de contact al rocilor intruzive tinere și mineralizația în ambele masive. Minereul de cupru dela Bălan este un zăcământ hidrotermal ce se leagă de roce intruzive din adâncime. În filite paralel cu direcția stratelor se întind patru filoane și paralel cu acestea filoane de roce verzi și porfiroid. Filoanele sunt fragmentate de falii. În porțiunea deschisă de exploatarea orizonturilor inferioare este plină de speranțe. Tot așa se poate conta asupra descoperirii nouilor mase de minereu în cursul deschiderilor în direcția straturilor.

BALÁNBÁNYA KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI TÉRKÉPE

GEOLOGICAL MAP OF THE SURROUNDINGS OF BALÁNBÁNYA

Felvette: FÖLDVÁRI A.—PANTÓ G. 1941—42.
Mapped by:



- Hányótér
Dump.
- Alluvium
- Lejtőtörmelék
Débris
- Törmelékkúp
Talus
- Tithon mészkő
Tithonian limestones
- Spilit, szerpentin
Spilite, serpentine
- Alsó triász pala
Lower Triassic shales
- Alsó triász dolomit
Lower Triassic dolomite
- Diabáz, zöldkőpala
Diabas, greenstones
- Amphibolit
Amphibolite
- Porfiroid
Porphyroide
- Fillicsoport
Phyllite group
- Csillámpala
Micachists
- Injekciós gneisz és gneiszinjekció
Injection gneisses and gneissic injections
- Paragneisz
Psammitic, pelitic gneiss

0 250 500 1000 2000 m

На основании предыдущей литературы и своих личных наблюдений; они знакомят с разделенной на зоны геологической структурой Балабаня и окрестностей. Указывают на аналогию петрографического строения гор Сепеш-Гемери, Эрцхедьшейг и гор Дердьо: серия громадных масс, с прослойками жильных порфиридов, зеленокаменных сланцев и амфиболитов; контактные влияния молодых интрузивных пород и образования рудных месторождений в горах. Месторождение медной руды в Балабаня является гидротермической рудной залежью, связанной с интрузивной породой, предполагаемой в глубине. По простиранию филита тянутся четыре рудоносные жилы, и параллельно им — жилы камневих слонцев в порфиридов. Рудоносные жилы пересекаются зонами сбросов. На открытом участке добывание глубинных зон можно считать надежным. В дальнейших обнажениях, лежащих по простиранию можно надеяться на нахождение дальнейших новых рудных тел.

A balánbányai ércvonalat környékének földtani térképvázlata

Geological Map of the Balánbánya Copper-ore Occurrence

Felvette: dr. Földvári Aladár és dr. Pantó Gábor — Mapped by Dr. A. Földvári und Dr. G. Pantó

JELMAGYARÁZAT — EXPLANATION

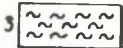
0 1 2 3 4 5 km.



1 Hányótér
Dump



2 Porfiroid
Porphyroid



3 Zöldkőpala
Greenstoneschist



4 Fillit
Phyllite

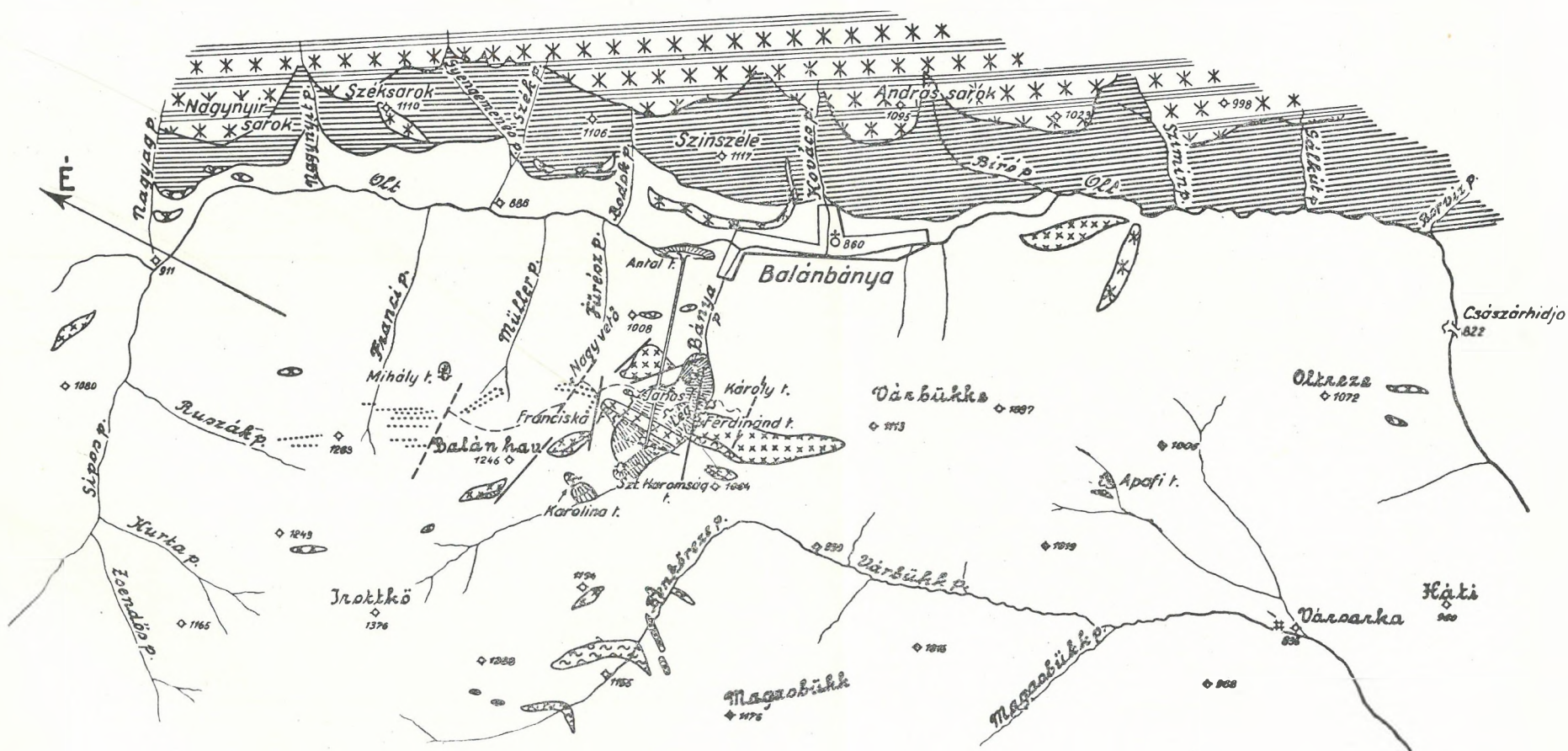


5 Csillámpala
Micaschist



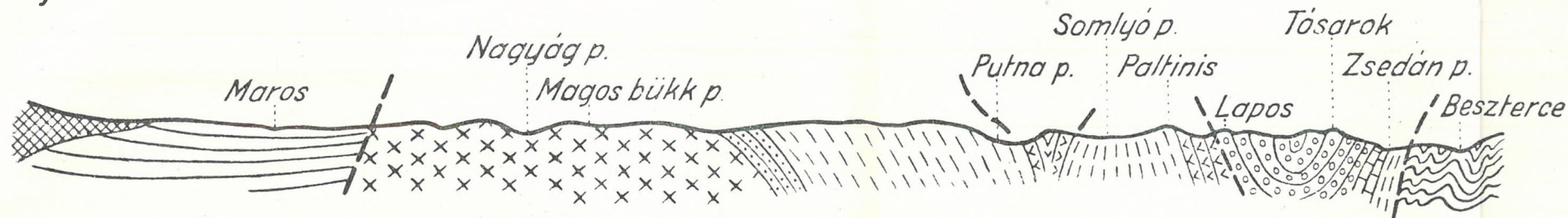
6 Injekciós gneiss
Injectiongneiss

- 7 ——— Felszínen észlelt vetődés
Fault observed on the surface
- 8 - - - - - Mélyművelésben észlelt vetődés
Fault observed in underground workings
- 9 ······ Elektrikus indikáció
Electrical indication
- 10 - - - - - Telér az altáró szintjén
Lode on the adit-level



X
Ny

X
K



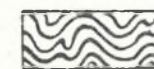
1. Andezitek



2. Harmadkori medenceüledék



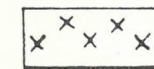
3. Békási aptien vonulat



4. Belső flis vonulat



5. Hagymási mezocéi vonulat



6. Nefelin szienit



7. Kontakt palák



8. Kontakt márvány



9. Gneisz



10. Fillit

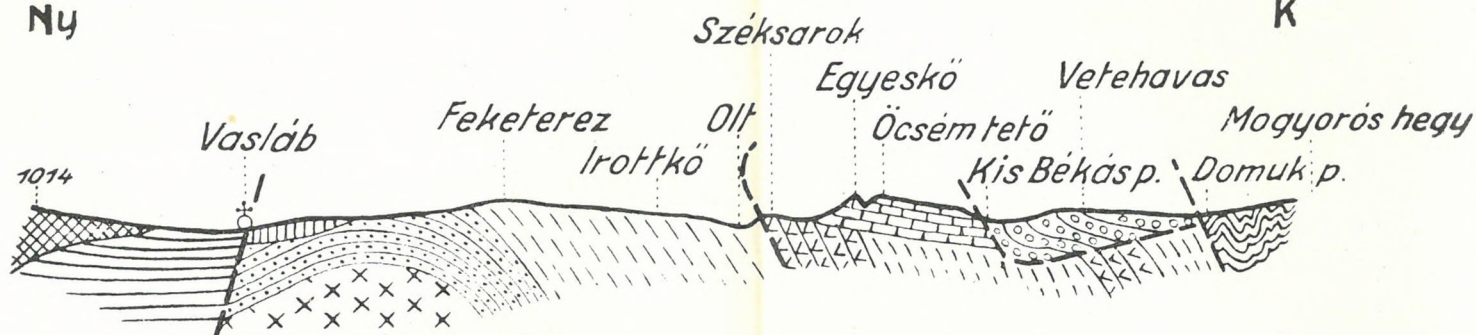
Y
Ny

Y
K



Z
Ny

Z
K



JELENTÉS A FELSŐDERNA ÉS TATAROS KÖZTI ÁSVÁNYOLAJHOMOKTERÜLET FÖLDTANI FELVÉTELÉRŐL.

Irta: Ifj. Dr. Noszky Jenő

A m. Földtani Intézet Igazgatóságának 811/1941. számú rendeletére május és június hónapok folyamán elvégeztem a Felsőderna és Tataros közti terület műszeres földtani felvételét; valamint a főfeladatként megjelölt, 1:5000-es méretű bányageológiai térképet is elkészítettem.

A megvizsgált terület a Rézhegység kristályospala magjának legnyugatibb szegélyére és az ehhez kapcsolódó elalacsonyodott, fiatal pannoniai medence peremre esik. Vízrajzilag a Berettyó folyó mellék-völgyei közül a területen a Gyepes-, a Vadas-patakok, a Derna- és Terje oldalágai alkotják a vízgyűjtő hálózatot. Természetes feltárások jóformán kizárólag a mélyebben bevágódott oldalágakban voltak.

A vizsgált terület, domborzatát tekintve, alacsony hegy-, illetve halomvidék. A pannoniai rétegekből felépült halmok átlagos mag-sága csak kb. 260 m a t. sz. f. A térszín nagyobb magasságot csak a kristályospala területén ér el, ahol már lényegesen nagyobb csúcsok is vannak.

A terület felépítésében az alábbi képződmények vesznek részt:

1. Sötétszürke (az aprószemű mauthauseni gránitra emlékeztető), üde biotitos orthogneis. Csak egészen alárendelt kis területen a Vadas-patak meredek völgyében bukkan a felszínre. Régi és most már használaton kívül álló kőfejtőben tárták fel ezt a kőzetet. Megjelenési formája szerint egy hajdani nagyobb telér lehetett, ami azonban most csak nagyobb lencseként ül a környező paragneis tömegben. A környék legjobb útépítő kőzetfélesége. Régebben nagyobb mérvű kitermelés alatt állott, azonban a fejtési nehézségek, meg nehezen zúzható volta miatt a bányák fejtését üzemem kívül helyezték.

2. A kristályopalák másik érdekes kőzetfélesége az aplitos orthogneis. Aprószemcsés szövetű, szép kőzet. Bomlatlan, friss törésű féleségei halványrózsaszínűek, aránylag kemények és ridegek. Ez is a

Vadas-patakban bukkan fel; de több, telérszerű és nagyobb lencsében. A paragneisekhez képest nehezen mállik, úgyhogy a patak kataraktás részei rendszeren bennük alakulnak ki.

E közzel kapcsolatosan meg kell említenem azt, hogy ez a kőzet erősen repedezett-hasadozott. Repedéseit és elválási lapjait a légköri behatásoknak kitett felületek mentén rendszeren besűrűsödött, már inkább a természetes aszfalthoz hasonló, feketeszínű ásványolaj tölti ki. Az ásványolajos kitöltések helyenként a két centiméteres vastagságot is meghaladják ott, ahol a kőzet repedései tágabbak voltak. Egyes helyeken e kőzet törmeléke egészen fekete, tekintve, hogy az elválási lapokat is vékony ásványolaj-hártya vonta be.

Ipari felhasználás szempontjából jelentősége abban van, hogy könnyebb zúzhatósága miatt a most folyó útjavítási munkákhoz a környék részére főleg ezt fejtik.

3. Az előző kőzetcsoportoknál jóval elterjedtebb a paragneis.* Rendszeren sötétszürke vagy zöldesszürke színű, erősen lemezes, helyenként selymesfényű kőzet. Az előzőknél jóval mállottabb. Jellemző rá, hogy erős kvarcit beágyazások és telérek vannak bennük s így a Rézhegység üvegipara szempontjából bírnak jelentőséggel. Nagyobb fokú mállottságuk miatt útépitési célra nem valók. A terület legnagyobb részén ez a kőzet uralkodó.

A Vadas-pataknak a térképen is jelzett pontján az egyik aplitos gneistelér határán a paragneis selymesfényű, erősen mállott kloritos félesége erősen át van itatva hígabban folyó sötétszínű ásványolajjal.

E három, jobban felismerhető kőzettípuson kívül a kristályos palák más féleségei is elkülöníthetők, azonban ezeknek pontosabb térképezését gyakorlati feladatomban nem tette lehetővé. Megjegyzem, hogy Felső- és Alsó-Sástelek közt a Vadas-patak eróziós völgyében zöldesszürke amfibolit-előfordulásnak is kell lennie, mert a patakmederben e kőzetnek több nagy tömbjét is sikerült megismernem. A részletesebben bejárt területtől nyugatra az amfibolit szálban álló előfordulását a Bisztra-patak völgyében több helyen is megtaláltam, a Darvas-vasút alsó siklóállomása és az erdőhatár közti szakaszon.

A kristályospalák szálban előbukkanó s térbelileg alárendeltebb feltárásain kívül, nagyobb foltokat borít be a gneisek és egyéb kristályospalák törmelék- és málladék-anyaga. E rétegcsoport vastagsága a völgyek lejtőszöge, az alapközet és az erózió mértéke szerint rendkívül változó.

4. A terület felépítésében soron következő üledékes rétegek mélyebb részét az alsó pannóniai szürke, márgás, agyagcsoport képviseli. Saj-

* A kristályos palák közettani vizsgálatát Földvári Aladár volt szíves elvégezni.

nos e képződmény csak egészen kis területen, az alsódernai cigányputrik alatti szakadékos völgy talpán bukkan elő. A szürke agyagban, illetve márgában egyes rétegecskék tömve vannak kövületekkel. Az innen gyűjtött anyagban Strausz László az alábbi fajokat ismerte fel:

Limnocardium pensilii var. *variocostatum* Vitalis,

Limnocardium cfr. *pensilii* Fuchs,

Dreissensia auricularis Fuchs.

Alsódernán e szürke agyagos rétegcsoport felett, egyenetlen határral, homokos, kavicsos közbetelepülésekkel váltakozó, sárga és szürke, laza, finomszemű homokréteg-csoport telepszik. E homokos rétegcsoportban nagyszámú:

Melanopsis bouei Fer.,

Melanopsos martiniana-impressa átmeneti alakok,

Dreissensia auricularis Fuchs nagyobb termetű példányai találhatóak.

Ettől az alsódernai kifejlődéstől lényegesen eltér a tatarosi Runcului-hegy keleti lábánál lévő lelőhely szelvénye. Itt az egyik borospince bevágásában a talptól kezdve a pincetetőig a feltárás jóformán tisztán aprószemű, finom, keresztrétegzésű sárgás homokból áll, amelynek kiemelkedő kövületes lencsési töménytelen egyszámú kövületet tartalmaznak. Uralkodik a *Melanopsis impressa-martiniana* átmeneti alakcsoport. Különössége a lelőhelynek az, hogy a *Melanopsis*okon kívül hatalmas, kb. 10—12 cm hosszúságú *Congeria subglobosa* Partsch példányokat, bár csak kisebb egyszámúban, együtt lehet gyűjteni a *Dreissensia auricularis* Fuchs embrionális példányaival és igen nagyszámú, apróbb *Limnocardiummal*. Megjegyzem még azt is, hogy a homokban igen nagy egyszámú és jó megtartású *Ostracoda* sp. is szerepel a mikrofaunában.

Kövületes pannonréteg fordul elő a Runcului-hegytől északra, a Cigánypatakon túl, a szőlők aljában bevágott borpincék mesterséges feltárásában; a térképen kijelölt kisebb folt területén.

Közvetlenül a kövületes szintek fedőjében pár centiméteres agyag és világosszürke vagy sárga, helyenként barnászvörös (limonitos), kemény rétegecskékkal megszakított homokrétegek sűrű váltakozását figyelhetjük meg; a homokok közt homokkölencséseket is látni.

5. E pár méter vastag homokkőcsoport felett, szintén uralkodólag homokos tagokból álló, de azokkal váltakozó sárga, szürke és tarka agyagokból felépült, nagyobb vastagságú rétegcsoport következik. Ez alkotja a térképezett terület legnagyobb részét, s jellemző rá az, hogy a különböző rétegek rendszer nélkül váltják egymást. E rétegsoron belül lép fel a medence peremét jelző, pannoniai lignit képződmény,

valamint az olajhomokos rétegcsoport is. A külszíni feltárások e gyakorlati szempontból fontos anyagok települési és kifejlődési viszonyaira nem sok adatot szolgáltatnak. A dernai-tatarosi, valamint a bodonosi fúrási napló tanúsága alapján azonban kiténik az, hogy a telepek számban és kiterjedésben rendkívül változók, és hogy főleg az üledék-képződés viszonyainak megfelelően lencsés szerkezetűek. Egy-egy réteget az egymáshoz aránylag elég közel fekvő fúrásokban sem sikerült azonosítani, úgyhogy szabályszerűséget csak a mostaninál jóval nagyobb területek sűrű és alaphegységig lehatoló fúrások útján való megismerése után lehet majd felállítani.

E rétegcsoportra jellemző az, hogy alsóbbrendű állati maradványokat ezideig a külszíni feltárásokban nem igen találtak. Kormeghatározásuk szempontjából a *levéllenyomatokra* és egyéb *növénymaradványokra* vagyunk utalva, amelyek azonban a pontosabb szintezést nem teszik lehetővé. A *növénymaradványok* lelőhelye a felsődernai gyárteleptől délre, az úgynevezett »Égett terület«-en felfelé haladó árokban, a felhagyott két lignit-táró közelében (a szén kiegészével megpörkölt lilás-szürke paláknál) a völgy jobboldalán van. Jellemző e rétegcsoportra, hogy több helyen is található a lignitek öngyulladására következtében vörösre kiégett cserépszerű agyag vagy homokos-márga betelepülés. A 301-es számú fúrás mintái közt is több levéllenyomatos magot láttam.

Az olajhomokos rétegcsoportból a bányászat folyamán gerinces maradványok kerültek elő. A tatarosi telepekből kikerültek az irodalomban már ismertesek. Mint érdekességet kell megemlítenem azt, hogy régebben Dernán is kerültek elő gerinces maradványok, amelyeket Wernóczy Viktor bányatisztviselő gyűjtött. A maradványok lelőhelye az egykori, úgynevezett V-ik számú aszfalttáró, ahol a gerinceseken kívül a szakszerű preparálás hiánya miatt már meg nem határozható *Unio sp.* példányok is előkerültek.

A békástói Miksa lejtaknában az olajhomok rétegcsoportból pár növénylenyomatot is sikerült Wernóczynak gyűjteni.

A kikerült állati és növényi maradványok arra utalnak, hogy ez a rétegcsoport nagyrészt száraz időszak terméke és csak helyenként és időlegesen borította el a területet nedvesebb periodusok idején a keletkezett kisebb-nagyobb tavak láncolata. Az üledékképződési viszonyok ilyen felfogása szolgál magyarázatul arra, hogy e rétegcsoporton belül számos helyen keresztretegződést észlelni.

Érdekes, hogy a területen a diluvium képződményei jóformán sehol sem mutathatók ki. Csak az egészen elszórt, pár legömbölyödött apró kavicsból következtethetünk arra, hogy ezek a rétegek is meg lehettek itt annak idején.

6. A holocén képződmény a szélesebb patak völgyben szerepel mint ártéri üledék.

TEKTONIKAI VISZONYOK.

A térképezett terület tektonikai szempontból meglehetősen egyhangú. A kristályospalák erősen gyűrtek és csapásuk ezért a dőlésekkel egyetemben igen változó. A kristályos palákon belül a tektonikai viszonyokat követni, illetve részletesebben megismerni nem állt módomban, tekintve, hogy csak szegélyeiken volt alkalmam megismerni azokat.

A tektonikai viszonyok a pannoniai rétegek területén egészen elmosódottak. Ennek oka főleg az, hogy a felszínen a képződmények nem színtezhetők pontosabban s nincs jól felismerhető rétegsorrend sem. A ritkán s egymástól jókora távolságokban mérhető egyes elszórt dőlések a szerkezeti kialakulás felismeréséhez nem elegendőek. Az egész területen csak két helyen sikerült vetőt kimutatnom, amelyek azonban szintén csak kisméretűek. Szinteltolódásuk legfeljebb néhány méteres lehet. Az egyik NyDny—KÉK-i, a másik NyÉNy—KDK-i irányú volt s meredekségük 60° körüli. Az észlelt vetőknél lényegesen nagyobb-méretű lehet az a feltételezett vető, amelynek hatására a dernai gyárteleptől keletre a Maguricza-tető kristályos palái lépcsőszerűen kiemelkednek az olajhomokos rétegcsoporthoz viszonyítva.

Meg kell jegyeznem, hogy a pannoniai rétegek elterjedési területén a tektonikai viszonyok felismeréséhez a legtöbb adatot a geofizikai módszerektől lehet remélni, valamint a távolabbi környék részletes földtani felvételétől. Főképp pedig a két munkamétodus egyesített eredményei alapján nyert adatok szerint telepített kutatófúrásoktól.

BÁNYAFÖLDTANI VISZONYOK.

A térképezett terület látszólagos egyszerűsége ellenére sem kap a kutató számos földtani kérdésre feleletet. A felvételi térkép ugyanis jól feltünteti azt, hogy az olajhomok rétegcsoport kibúvási nagyrészt csak a kristályospala képződmények határán kerülnek ki a felszínre. Ez az elhelyezkedésük azt a gyanút kelti, hogy az olajátítás a peremi törésekkel van kapcsolatban, és tulajdonképpen a mélyből származik. A mélyből való származtatás mellett szól az a körülmény is, hogy a kristályospalákban olyan helyen is kimutatható ásványolajátítás, ahonnan csak nagyobb távolságra ismerünk olajhomokot. Ilyenek például a Vadas-patakban talált erős ásványolajnyomok az aplitos orthogneis előfordulásokkal kapcsolatban, valamint a paragneisben felhalmozódott, higabb ásványolaj is. Ha az ott megfigyelhető előfordulási viszonyokat figyelembe vesszük, önkénytelenül is arra a feltevésre hajlandó az ember, hogy a kristályospalák alatt keresse az olajok származási helyét, valamilyen, a kristályospaláknál fiatalabb rétegösszletben. Az olajok felvándorlását a különböző záró közetnek tekinthető kristályospalák közt az egykori vulkáni közetből alakult ridegebb és a tektoni-

kai erők miatt erősebben összetöredező kristályos palaféleségek tehetők lehetővé.

A mélyből való származtatás ellen szól a terjei kincstári mélyfúrás szénhidrogén-gáz és ásványolaj-nyom tartalma, amiről B ö c k h H u g ó* emlékezik meg. Ugyancsak ellene bizonyítanak azok a fúrások is, amelyeket a Derna-patak mentén a gyártelep és a felsődernai templom között a Magyar Aszfalt Rt. mélyítettetett le. Az itt említettek alapján hihetőbb az a feltevés, amelyik szerint az ásványolajok az Alföld felől kerültek jelenlegi helyükre. Ha az utóbbi feltevés bebizonyítódnék, úgy igen könnyen lehetséges az, hogy a dernai és Tataros környéki, erősen besűrűsödött, olajtartalmú rétegek előterében a könnyebb ásványolajokat tartalmazó szerkezetek is megvannak. Ezt valószínűsíti az a Földváriné Vogl Mária által végzett vízelemzés is, amely szerint a Gyepes-patak szélén, a Runcului-hegy lábánál lévő ingoványos réten fakadó, gázos, fortyogó vize 3.075 g/l NaCl-t tartalmazott. Feltehető, hogy a víz jóval nagyobb sótartalmú, hosszú szárazság esetén, mint mikor ott jártam; amikor is az ősztől a nyár elejéig tartó állandó esőzés miatt a forrás vízállása igen magas volt. A fortyogót a katonai térképen jelzett, de már betemetett sósforrás keresése közben vettük észre. Bemondás szerint a szlatingyái réten Nagy Lajos földjén is van egy régi, de már szeméttel telehordott kút, amelynek vize erősen sós volt. A sós források azt bizonyítják, hogy a Runcului-hegy leszakadását létrehozó vetők nagyobb méretűek, és így lehetővé tették a mélyebbről származó sós vizek feljutását.

A derna—tatarosi ásványolajhomokok összetételére érdekes eredményeket adtak azok az elemzések, amelyeket Földváriné végzett a felvétel közben gyűjtött mintákon. Az alábbi táblázat a benzollal kioldható, szerves anyag mennyiségét tünteti fel.

1. Dernavölgyi durva olajhomok a kibúvásból	8.98%
2. Dernai táró I.-rendű olajhomok	11.53 »
3. » lejtakna II.-rendű olajhomok	11.15 »
4. 301 sz. fúrás 43.5—44.0 m közti része	14.90 »
5. 301. sz. » 46.0—47.0 » » »	14.74 »
6. 301. sz. » 72.4—74.0 » » » durva homokja	9.78 »
7. Varasói ú. n. oxidált olajhomok a kibúvásból	18.11 »
8. Kovács Jenő táró előtti kibúvás dús olajhomokja	19.42 »
9. Tatarosi »Új István« táró I.-rendű olajhomokja	17.07 »
10. Tatarosi »Új István táró« ú. n. »Köpenyeg olajhomokja«	13.76 »

A vizsgálat eredménye azt mutatja, hogy elemzés nélkül megközelíthetőleg sem dönthető el az olajhomokok minősége. Feltűnő, hogy a felsődernai I. és II. rendű olajhomokok szinte alig különböznek szerves tartalmaikban.

* Néhány megjegyzés a Morvavölgy és a Nagy Magyar Alföld fosszilis szénhidrogén előfordulásairól. Bányászati és Kohászati Lapok, 1911-es évfolyam, 11. száma.

lomban, valamint az is, hogy a tatárosi úgynevezett köpenyeg több szerves anyagot tartalmaz, mint az I. rendűnek minősített dernai olajhomok.

Nemzetgazdasági érdek tehát az, hogy a bányában kitermelt olajhomokot állandóan kémiai elemzéssel ellenőrizzék, ami által elkerülhető az, hogy aránylag magas szervesanyag-tartamú és feldolgozható bányatermékek a meddőhányóra kerüljenek.

A felvételi 1 : 5000-es méretarányú térképből jól kiolvasható, hogy a bányászat szempontjából ezidőszert a legkönnyebben hozzáférhető az egykori Zsiga-tárótól keletre fekvő terület. Ezen a területen az olajhomokos rétegcsoportok a Derna-patak forrás-ágai felé fokozatosan meredekebb dőléssel a felszínre emelkednek ki. Ajánlom ezért azt, hogy a 301. számú fúrás és a kibúvások közti vonalban a térképbe be rajzolt helyen három kutatófúrást mélyítsenek le. Ezek lennének hivatottak annak eldöntésére, hogy ez a legkönnyebben megfogható terület milyen kiterjedésű, s hogy az olajhomok-rétegek milyen értékűek ottan?

Tataroson a Runcului-hegynek azt a részét kellene elsősorban megkutatni, ami a kövületes szint fedőjét képezi. Ugyancsak fontos lenne a tatárosi telep temetője és a Cosztaerdő közt néhány fúrásnak a lemélyesztése azért, hogy megállapítsuk, hogy a Cigány-patak északi oldalán folytatódik-e az olajhomokos rétegcsoport?

Sorrendben ezek után a Felsőderna és Sástelek közti serpentin-út mellett kellene néhány fúrás telepíteni, illetőleg Ó-Sástelek és Tataros közt a temető közelében és a felső legelő csordakútja közelében. Ha ezek produktívusoknak bizonyulnának, akkor Kövesegyháza és Tataros közt a Cigányerdő területén a völgy mentén kellene egy fúrás le mélyíteni.

Meg kell jegyezni végül azt, hogy a fúrási naplók tanúsága szerint legtöbb reményre a Terje és Bodonos közti terület jogosít. Itt több fúrásban találtak fejtésre érdemes olajhomok rétegeket, sőt Bodonoson több felszíni kibúvását is észlelték már régebben is.

Fel kell hívnom a figyelmet arra is, hogy a kutatófúrások lemélyítésével lépést kell tartania a fúrásminták kémiai és szedimentpetrográfiai vizsgálatának. A tapasztalatok szerint ugyanis az olajhomokok szerves anyag tartalma kis távolságokon belül is igen megváltozhatik még akkor is, ha az átitatott réteg nagyobb távolságig követhető. A homokok pórústérfogata, agyagossága, valamint szemcsenagysága olyan észrevétlenül vagy olyan rohamosan változhatik meg, hogy az olajátítás egészen gyengévé válik, illetve ki is marad. Ezen az ismeretettől üledékképződési viszonyok mellett nem is lehet csodálkozni. Azonosítani tehát csak azokat a szinteket lehet, az olajhomok-csoportokon belül, amelyek szerves anyagtartalomra, szemcsenagyságra és petrográfiai összetételükre is megegyeznek. A fúrási adatokból jól látszik, hogy a rétegsorrend a közbeiktatózott, olajmentes, vagy olajszegény sávok miatt csak egészen ritkán azonosítható.

GEOLOGICAL SURVEY OF THE OILSAND-AREA BETWEEN DERNA AND TATAROS.

By Jenő Noszky Jr.

In May and June 1941, I mapped the oilsand territory between Derna and Tataros, and completed a geological map, scale 1 : 5000.

The area includes the westernmost part of the crystalline formation of the Réz-mountains and the adjacent rim of the young pannonian basin. Hydrographically, the area is drained by the sidevalleys of the Berettyó-river *i. e.*: the Gyepes-, Vadas-, Derna- and Terje-creeks, in which some scarce outcrops can be found.

Morphologically, the area is covered by low hills, in the Pannonian area not exceeding 260 m above sea level, but in the crystalline shists the hilltops are considerably higher.

The area is built up by the following strata :

1. Darkgrey, finegrained, fresh, *biotite-ortogneiss*, resembling the granite of Mauthausen, it occurs only in one single outcrop in the Vadas-creek. The rock was quarried, but the quarry later abandoned. Judging his geological position, it seems that it was formerly a greater dyke, but it lies now as a big lenticular body in the surrounding orthogneiss. It is the best road building material in the vicinity, but the quarrying was stopped owing transport and mining troubles and difficulties in crushing the hard rock.

2. The next interesting rock variety of the crystalline shists is the *aplitic orthogneiss*. It is a finegrained, nice rock. In fresh state, some varieties are pale rose coloured, hard and tough. It occurs too in the Vadas-creek, but in more dykes and lenses as the biotite orthogneiss. It weathers difficultly, so that the small cataracts in the creek are caused by them.

In connection with this rock, I have to remark that it is strongly broken and fissured, so that the cracks are often filled with asphaltic oil. At some places the fillings attain 2 cm thickness. The rock appears partly completely black, because the crack surfaces are covered by thin asphaltic layers. This rock is presently used for road repair works.

3. The most common of the rocks of the crystalline is the *paragneiss*. Mostly darkgrey, greenish gray, laminated, showing partly silky lustre. It does not resist weathering in such extent as the former. It contains quartz lenses and veins, which are used by the glass manufactory of the vicinity. This rock rules the crystalline region. It cannot be used for road covering.

At a point in the Vadas-creek on the rim of a gneiss dyke a variety of strongly weathered *chloritic paragneiss* is drenched by dark crude oil.

The other distinguishable varieties of the crystalline zone are not mapped. It seems that in the Vadas-creek *amphibolite* must occur, as I found among the pebbles some boulders of this rock. In the west, amphibolite occurs in the valley of the Bisztra, and at the station of the cable railway at Darvas.

The crystalline rocks are everywhere covered by a huge amount of detritus. The thickness of this mass varies widely.

4. The next member of the outcropping beds is the grey *claygroup of Lower Pannonian* age. They crop near the gypsy quarters at Alsóderna out. Here, they are filled by fossils. Determined by courtesy of Mr. L. S t r a u s s, they contain :

Limnocardium pensilii var. *variocostatum* Vit.

Limnocardium cfr. *pensilii* F u c h s.

Dreissensia auricularis F u c h s.

At Alsóderna we find above these beds a grey sandy clay with intercalated sandstone beds. This sandy layer contains :

Melanopsis boueii Fer. *Melanopsis martiniana-impressa* (transient forms) *Dreissensia auricularis* F u c h s (in bigger individuals).

Completely different from this development is the section of the Runcului-hill near Tataros. These beds are composed entirely of a fine crossbedded yellowish sands with lenses filled with fossils. This sand contains : *Melanopsis*, *impressa-martiniana* forms big *Congeria subglobosa* (attaining 10—12 cm in diameter) and small embryonic forms of *Dreissensia auricularis* Fuchs, at last some smaller *Limnocardiums*. The sand contains too *Ostracods* in good state of preservation.

Fossiliferous Pannonian beds occur north of the Runcului-hill at the base of the vineyards over the Cigány-creek in some winecellar diggings. In the hanging wall of the fossiliferous beds mostly sandy shales with some sandstone lenses occur.

5. Above this sandy shale group, follows a yellowish greyish complex of clays and sands of greater thickness. The beds are irregular, at some places more sandy and some more clayey. This formation, which occurs on the main part of the mapped area, contains the *lignites* and *oilsands*. Outcrops and the drillholes show, that this formation is very irregular,

the sands and clays forming bigger or smaller lenses. It was for instance impossible to identify two beds in drillholes lying near each other.

This «Oilsand-group» contains practically no fossils, not even microfossils can be found in them. The only organic remains are some plant and leaf impressions, which are however unsuitable for the determination of the age. The best plant remains occur south of the Alsóderna factory near the two, now abandoned Lignite mines, on the right side of the valley. Characteristic of this formation is the presence of «burned» red clays and sandy-marly intercalations. Plant remains could be observed in the cores of the drillhole No. 301. During the mining operations, some remains of Vertebrata were found. These discoveries from Tataros are already described in the literature. In Derna too, some remains were collected in the asphalt mine colliery number 5, from where, besides some Vertebrata rests and *Unio* sp. came out.

The fossils indicate, that this group was formed during a *continental period*, and only time by time some freshwater lakes covered the territory. This supposition is supported by the occurrence of several cross-bedded sands. The deposits of the Pleistocene can nowhere be found with security. Only some scarce pebbles indicate at some places the possible presence of this formation.

6. The recent deposits are represented by some creek-alluvium.

TECTONICS.

Tectonically the mapped area is pretty monotonous. The crystalline rocks are very strongly folded, their dips and strikes changing rapidly. They were no objects of nearer investigation.

The tectonical situation of the Pannonian sediments is obscure. This unclearness is due mostly to the circumstance that *no leading horizons* can be found. The scarce dips obtainable, are not sufficient to clear up the tectonical position of the beds. Only on two places, faults of some meters displacement could be observed. One had a direction of SWW-NEE, the other WNW-ESE. An other hypothetical fault seems to be present near the Derna factory, where the crystalline rocks are gradually uplifted in comparison with the oilsands.

It seems that geophysical methods will disclose the regional position of the Pannonian beds, or a greater regional mapping, eventually both combined.

MINING CONDITIONS.

Not withstanding, the apparent simplicity of the geologic situation, the geologist will find here some problems unsolved. The map discloses that the oilsands creeping out only near the rim of the cristal

line shists. This leads to the conclusion that the occurrence of oilsands is connected to faultings of the rim of the crystalline. That the oil is migrating from the depths, seems to indicate the oil impregnation of some parts of the crystalline, which are situated in considerable distance from the oilsands. Such are the oil impregnations in the Vadas-creek in the aplitic orthogneiss and the liquid oil in the paragneisses. These occurrences making the impression, if the oil would originate from beds below the crystalline. (Presence of overthrusts?) The oil travels of course through cracks and fissure of the crystalline.

Against the origine from the depths below the crystalline, speaks the drilling of Terje, where natural gas and traces of oil were found. The same conclusion can be taken from the several drillholes at Felső-derna. This leads to the conclusion that the oil migrates from the Alföld.

If this supposition is true, it seems very likely that in the foreland of the asphaltic oilsands of Derna—Tataros, live-oil may be present. The presence of a salty *mud-vulcano* at the Gyepes-creek (Runcului hill) seems to support this supposition. The water contains 3.075 l/g NaCl. This mud-vulcano indicates a deeper fault along which the salty water and gas could escape.

The following analyses executed by Mrs. M. Földváry show the benzole soluble contents of the oilsands :

1. Oilsand outcrop in the Derna valley (coarse)	8.98%
2. Derna oilsand mine 1 st class oilsand	11.53 »
3. » » » 2 nd » »	11.15 »
4. Drillhole 301 between 43.5—44.0 M	14.90 »
5. » 301 » 46.0—47.0 M	14.74 »
6. » 301 » 72.4—74.0 M, coarse sand	9.78 »
7. Oxydised oilsand at Varaso, outcrop	18.11 »
8. Outcrop before the Kovács Jenő shaft	19.42 »
9. 1 st class oilsand from the Tatros »Új Szent István táró«	17.07 »
10. 2 nd class oilsand of the same locality	13.76 »

The table shows that without analyses nothing can be said about the quality of the oilsands. Therefore the chemical control of the sands is important.

From the enclosed map in scale 1 : 5000 it can be seen that the best accessible area for further mining would be the territory east from the »Zsiga« mine. Here, the oilsands crop in gradually steeper dips against the upper branches of the Derna-creek out. I recommend therefore three new exploration drillholes between the hole 301 and the outcrops. Further recommendations for prospecting would be the hanging walls of the fossiliferous Pannonian at the Runcului-hill and the area between the cemetery of Tataros and the Coszta-forest,

in order to determine if the oilsands continue to strike to the north of the Cigány-creek. Drillholes should be put out between Felsöderna and Sástelek near the highway, further between Ó-Sástelek and Tataros near the cemetery and the well at the upper meadow. If they prove to be productive one hole should be drilled between Tataros and Kövesegyháza in the Cigány-forest.

Most hopeful seems the territory between Terje and Bodonos. Here several drillholes penetrated the oilsands, and at some places outcrops were known in former times. The cores should be strictly geologically and chemically controlled, as the contents of oil and asphalt varies considerably. The porosity of the sands changes at some places rapidly.

E. Noszky: Raport asupra ridicărilor geologice efectuate în regiunea împregnațiunilor de asfalt în jurul Dernei și Tătăruș.

In structura regiunii iau parte orto- și paragneisuri, marne panoniene inferioare cu limnocardii, strate de nisip și grezii cu Congeria subglobosa și Melanopsis, în sfârșit strate de nisip cu împregnațiuni de asfalt și plante. Condițiile tectonice în regiunea de extindere a stratelor panoniene sunt puțin nete. Aflorimentele stratelor cu asfalt se situează la limita dintre cristalin. Acest fapt inspiră presupunerea că împregnațiunile de asfalt sunt în legătură cu linii de fracturi periferice și că hidrocarburile își trag originea dela adâncimi mai mari.

Др. Носки Енэ:

ОТЧЕТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НЕФТЕНОСНЫХ И ПЕСЧАНЫХ И РАЙОНОВ, МЕЖДУ ФЕЛЬШЕДЕРНА И ТАТАРОШ.

В образовании массива территории принимают участие: орто- и парагнейсы паннонского глинистого мергеля с остатками limnocardium пласты желтого песка и песчанников, с содержанием congeria subloba и melanopsis и наконец — нефтеносные песчаные пласты; с отпечатками листьев. Тектонические отношения на территории паннонских пластов неострые. Пласты нефтеносных песчанников выходят на поверхность преимущественно на границе образований кристаллических сланцев. Такое их расположение возбуждает предположение того, что просачивание нефти связано с обросами краев и происходит, собственно говоря, из глубины.

JELENTÉS A SZILÁGYSÁGI KRASZNA-MEDENCÉBEN 1942-BEN VÉGZETT FÖLDTANI FELVÉTELEKRŐL.

Irták: Dr. Bandat Horst és Dr. Reich Lajos

Az 1942-es reambulációs vizsgálatokkal kapcsolatban a m. Földtani Intézet igazgatósága megbízott, hogy rövid bejárással állapítsuk meg a Márkaszék és Zsibó között fekvő Kraszna-Berettyó medence geológiai viszonyait, különös tekintettel az ottan található gáz- és olajelőfordulásokra. Az igazgatóság kívánsága szerint főleg a pannoniai rétegek tektonikájára helyeztük a fősúlyt, mert már az 1914. évi gázkutatás alkalmával Papp Simon a medence keleti részén antiklinálisokat és dómokat mutat ki. A vizsgálatra összesen négy hét állott rendelkezésünkre.

A megvizsgált terület, amibe a szilágysomlyói kristályos röögöt is befoglaltuk, túlnyomórésztben alsó pannoniaikori rétegekkel töltődött ki. Szarmata, középső miocén és eocén (paleocén) rétegek a területen csak kisebb elterjedésűek.

Hogy a szóbanforgó területről olyan gyér tektonikai adataink vannak, annak dacára, hogy többen dolgoztak itt (Matyasovsky, T. Roth K., Papp S.), annak magyarázata főleg abban rejlik, hogy a pannoniai rétegekben feltárás úgyszólván nincsen. Ez vonatkozik különösen a medence nyugati részére. A pannoniai rétegek tektonikájának kinyomozása tehát aknázás nélkül nem végezhető el.

Rétegtani viszonyok. Pannoniai üledékek. A pannoniai rétegek partmenti kifejlődése a kristályos röögök szélein, főleg kavicsos-homokos. A medencének a kristályostól távolabb eső részein az alsó pannoniai rétegek agyagok és márgák formájában található meg, mint ezt a 723 méteres cigányi fúrás bizonyítja. (A legközelebb kibukkanó kristályos röegtől 5 km-re.) Szilágysomlyótól délre, Szilágynagyfalu, Sz.-Bagos, Búrgezd, Detrethem, Haraklán, Egrespatak, Magyarkecel határában Papp S. begyűjtött és általunk is meglátogatott lelőhelyek faunája mind alsó pannoniai utal. A kőületek részint agyagos, részint homokos rétegekben lépnek

fel. Mateescu szerint a cigányi mélyfúrás 400 m-ig gyér kövületes, alsó pontusi rétegeket, 400—488·3-ig az *ostracodás-hydróbiás* meotiai rétegeket fúrta át. A feltárások faunalistája úgyszólván mindenütt a *Congeria Partschii* vezérkövületet tartalmazza. Újabb formákat találnunk nem sikerült.

A *szarmata* üledékek, amelyeket főleg t. Roth Károly és Bethlen Gábor vizsgáltak meg részletesebben, külön vizsgálat tárgyát nem képezték.

A középső miocén (felső mediterrán) rétegek *parti fáciesben* lépnek fel. *Homokok és konglomerátumok képezik* őket. Itt is ugyanazt látjuk a cigányi fúrásban, mint a pannoniai üledékeknél. A *medencében* ezek a rétegek kalciteres *márgák* alakjában fordulnak elő. Vastagságuk itt 72 méter. A parti fácieshez tartozó szilágysomlyói (Szenthegy) Kani-völgy homoktufás agyagjában — amelynek makrofaunáját t. Roth Károly (2) közli — Majzon a következő foraminiferafaunát találta:

Textularia carinata d'Orb. *Spiroloculina tenuis* Czjz. *Nonion commune* d'Orb. *Nonion punctatum* d'Orb. *Nonion perforatum* d'Orb. *Nonion umbilicatum* Montagu. *Nonion soldanii* d'Orb. *Elphidium macellum* Ficht.-Moll. *Elphidium listeri* d'Orb. *Elphidium josephinum* d'Orb. *Elphidium crispum* L. *Bulimina elongata* d'Orb. *Reussella spinulosa* Rss. *Uvigerina pygmaea* d'Orb. *Uvigerina urnula* d'Orb. *Discorbis rosacea* d'Orb. *Gyroidina soldanii* d'Orb. *Eponides schreibersii* d'Orb. *Cassidulina subglobosa* Brady. *Pullenia sphaeroides* d'Orb. *Globigerina bulloides* d'Orb. *Cibicides lobatulus* Walk.-Jac. *Cibicides dutemplei* d'Orb. *Spatangida* — tüskék.

Ostracodae: (Reich szerint)

Cytheridea hungarica Zal. *Cytheridea* sp. *Cythereis* sp. *Cythere Jonesii* Baird. *Otolithusok*.

A tufa színe *zöldes* és ebben hasonlít a zöld dési tufákhoz. Nincsen kizárva, hogy a szenthegyi tufák a velük fellépő gazdag faunával együtt a *dési tufa szintjéhez* tartoznak.

A szilágysomlyói Magura területén Reich Lajos végzett felvételt. Célja az itt kibúvó régebbi rétegek vizsgálata volt, olaj- és gázgeológiai vonatkozásban. Geológiájára vonatkozólag Hauer és Stache, Matyasowsky, Telegdi Roth K. Mateescu és Kräutner közölnek adatokat. Általában Ny—K csapásirányban gyűrt, uralkodóan epizonális kristályos rögöt, a harmadkori rétegek változatos sora övezi. Ezek közül figyelemreméltó a *paleocén alsó tarka agyagok* fellépte a kristályos rög ÉNy-i sarkában Somlyóújfalu és Győrtelek között. Somlyóújlaktól É-ra emelkedő Csehóci-h. országút melletti bevágásaiban, a győrteleki malomgátnál és innen DK-re tartó mellék-

völgyben, az alsó tarka agyag jellegzetes téglavörös és szürkészöld réteglapjain változatos csapásirányú döléseket mérhetünk (Cсахóci hegyen 4—5°, ÉÉK györteleki gátnál 5° K-i, berki szőlőkben ÉNy 12°). Az alsó tarka agyagokat kővületekben gazdag (*Congerina triangularis*, *Melanopsis martiniana*), csillámos, kemény *pannon homokkő fedi*. Jó feltárásait a györteleki kőfejtőkben észlelhetjük. Az erre települő homokos-agyagos felső pannoniai rétegek gyakori levéllenymatok és rossz megtartású *limnocardiumokban* bővelkednek. A pannoniai rétegsor ÉK-i irányban 5—6°-kal dől. A kristályos sziget déli és keleti peremét, Szilágysomlyó közvetlen területén, felső mediterrán (tortoniai-helvetiai), közzettanilag változatos felépítésű, kővületekben gazdag rétegek borítják.

Délen a Réz-hegység kristályosára települő harmadkori rétegek átnézetes bejárása és erről a területről említett bitumen mészkő indikációk felülvizsgálását Reich Lajos végezte. A környék geológiai felépítését Telegdi Roth K. 1911. évi jelentése ismerteti. Csizér és Ballaházától délre elterülő hatalmas vastagságú kavicstakaróban vágódott völgyoldalokban 4—5° ÉK dölést mutatnak a rétegek. Tusza területéről Bethlen Gábor által leírt felső mediterrán kővületek lelőhelyein a rétegek dölése ÉNy—Ny irányba fordul (320/4, 270/10). A Berettyó völgyétől átszelt nagykiterjedésű *alsó triászkorú mészkőnek útésre bitumen szaga van* (ugyanazt állapítja meg Bandat is a Földtani Intézet múzeumában lévő darabokon). A mészkőnek tehát indikációs szempontból bizonyos szerepet kell tulajdonítani.

Tektonikai viszonyok. A medencében uralkodó feltárásvizonyok a tektonika részletesebb tanulmányozását nem engedték meg. A vizsgálat főleg arra szorítkozhatott, hogy a rendelkezésre álló rendkívüli gyér adatok alapján átnézetes képet alkossunk magunknak a pannoniai tektonikáról. Kétségtelen beigazolást nyert, amit már 1914-ben Papp S. is megállapított, hogy a medence alsó pannoniai rétegei antiklinálisokba gyűrődtek és ezek két helyen: Egrespataknál és Cigányinál dómokat alkotnak. Az említett ÉÉK—ÉK irányú gyűrődéssel párhuzamosan *egy második gyűrődés* feltételezhető, Szilagybagos—Magyarvalkó irányában futó tengellyel. Ezen a feltételezett és csak nagyon kevés méréssel alátámasztott ráncon Magyar és Románvalkónál *iszapvulkánok*, a feltételezett tengely irányában a büdöskúti völgyben több iszapvulkán lép fel. Kétségtelen, hogy az iszapvulkánok a Szilagy-ságban is *törésvonalak* mentén helyezkednek el. Ilyen törésvonal a mojgrádi klasszikus törés, amelyen Cigányitól keletre és Haraklányrál lépnek fel iszapvulkánok. Telegdi Roth a bürgezdi Szárhegy, Zóvány—Ipp-vonalon tételez fel egy K—Ny-i irányú törést. Ennek meghosszabbítása tényleg belefut az ugyancsak K—Ny-i irányú mojgrádi törésbe és valószínű, hogy a Kraszna völgye Percseny és Szilagy-

somlyó között is e törés mentén fut. Ebbe a rendszerbe esnek bele a bődöskúti iszapvulkánok is. Feltűnő különben, hogy a Berettyó szakasza Zovány és Ipp alatt szintén ugyanebbe a vonalba esik. Megemlést érdemel az a tény, hogy a feltételezett szilágybagosi antiklinális észak felé a szilágyosomlyói kristályos rögnek fut. Délen pedig egy kiugró kristályos sarokba ütközik Füzesnél. A nagyon szórványos mérések a kristályos rögök felé való emelkedésre utalnak. Ezt igazolja az iszapvulkánok helyzete is.

A már Papp S. kimutatta magyarkecel—cigányi tengelyt a mojrád—perecsény—ippi törés elveti Haraklánnál. Az Egres-pataktól Ny-ra eső dóm, melynek kulminációs pontja a V. Ilini-től délre várható, a terület *legnagyobb dómja*. Hatalmas, 25 méteres átmérőjű iszapvulkánok csoportja jellemzi a kulminációs és tengelyrégiót. Ennek a területnek részletesebb földgázgeológiai vizsgálata feltétlenül érdemes lenne, már csak Zilah közelsége miatt is.

A cigányi dóm déli szárát látszólag kisebb törés metszi el. Itt is számos iszapvulkán lép fel. A románok által mélyesztett 725 méteres fúrás 559-60-nál bejutott a paleocén tarka agyagokba. Mindkét szerkezetnél több újabb méréssel támaszthatuk alá Papp S. eredményeit. Így sikerült Zilah és Gurzófalva vonalán egy kissé asszimmetrikus szinklinálist kimutatnunk, melynek mélypontja valószínűleg Zilah városától közvetlenül délre fekszik.

Gáz- és olajgeológiai megjegyzések: Gázindikációk elsősorban a gázos fúrások. A legrégebbi Szilágynagyfalu 202 méteres ártézikútja, amiből földgáz áramlik. Cigányinál a románok befejezték a magyar állami fúrást és csupán 362 méternél találtak kisebb mennyiségű gázra. Ez a gáz azóta folyton ömlik a furólyukból és gyenge sósvizet hoz fel magával. A talált gáznyomokból következtethető, hogy a gáz a középső miocén rétegekből ered. Ebben a rétegsorban három gyenge gázréteget fúrtak át. Feltehetjük, hogy a gáz eredete, mint ezt a Mezőségen is feltételezhetjük, a középső miocén foraminiferás rétegekben keresendő. Feltűnő, hogy a cigányi fúrás nem mutat jó gáztároló homokokat, hanem úgyszólván egészében gázzáró rétegeken haladt át. Ilyen rétegsorban *ipari értékű gázaccumulációt nem is várhatunk*. Ami a szomszédos zsidói olajnyomokat illeti, azok eredete bizonytalan. Nyirmon—Dabjon és Debren közötti pannoniai rétegek gyér mérései nem engednek itt az olajelőfordulásoktól nem messze fekvő pannoniai antiklinálisra következtetni. Lehetséges, hogy a magyarkecel—cigányi tengely nyugatabbra folytatódik északi irányban.

Gázgeológiai szempontból a szilágybagosi tengely nem sok reményre jogosít. Itt kevés remény van egy kulmináció jelenlétére. Kissé biztatóbb a V. *Ilini dómja*, amin számos iszapvulkán kétségtelenné teszi, hogy a mélyben megvan a földgáz. A dóm szabályos, elég nagy gyűjtő-

területű (80—100 km²), de csupán fúrás tudná eldönteni, hogy vannak-e a mélyben *gáztároló* rétegek, ami viszont a Cigányinál ejtett fúrás eredményei alapján nem túlságosan valószínű. További gázgeológiai vizsgálatoknak arra kellene szorítkozni, hogy a cigányi szerkezet északi folytatását és a magyarkeceli tengely déli folytatását nyomozza ki különös tekintettel a gázindikációkra.

Irodalom. — Schrifttum.

1. **Matyasovszky J a k a b**: Jelentés az 1878. évben Szilágy megyében eszközölt földtani felvételtől. Földtani Közöny IX. köt. 1879. 293 old.
2. **t. Roth K.**: A Rézhegység északi oldala Paptelek és Kaznács között és a szilágysomlói Magura déli része. A m. Földtani Intézet Évi Jelentése 1911-ről. Budapest, 1912.
3. — A Rézhegység északkeleti és déli oldala. A m. Földtani Intézet Évi Jelentése 1912-ről. Budapest, 1913.
4. **Papp Simon dr.**: Cigányi, Egrespatak és Szilágynagyfalu környékének geológiai viszonyai, különös tekintettel a földgáz- és petróleumkutatásra. Bányászati és Kohászati Lapok LX. köt. 1915.
5. **Mateescu St. I.**: Date noi asupra structurei geologice a depresiunii Zălaului. Rev. Muz. Geol.-Min. Cluj II. köt., 1. füzet. Kolozsvár, 1927.

BERICHT ÜBER GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM KRASNA BECKEN (SZILÁGYSÁG).

Von Dr. Horst Bandat und Dr. L. Reich.

Im Auftrage des ungarischen Geologischen Instituts erhielten wir die Aufgabe im Zusammenhange mit den Reambulationsaufnahmen im Jahre 1942, das zwischen Zsibó und Márkaszék befindliche Beckengebiet der Berettyó und Krasna regional zu untersuchen, insbesondere um die dort befindlichen Öl- und Erdgasvorkommen im ölgeologischen Sinne beurteilen zu können. Es war daher besonders die Tektonik der Pannonschichten zu berücksichtigen, denn bereits bei den Erdgasforschungen von 1914 konnte Simeon Papp im östlichen Teil des Beckens Antiklinalen und Dome nachweisen.

Das Untersuchungsgebiet in welches auch der Kristallinblock von Szilágysomlyó miteinbezogen wurde, besteht hauptsächlich aus unterpannonischen Schichten. Sarmatische, mittelmioäne (obermediterrane) und eocäne (paleocäne) Lagen kommen nur in geringer Verbreitung vor.

Dass wir aus dem Untersuchungsgebiet so wenig tektonische Daten haben, trotzdem hier mehrere Geologen arbeiteten (Matyasovsky, T. Roth, S. Papp, Şt Mateescu) ist hauptsächlich in der Tatsache zu suchen, dass Aufschlüsse in den pannonischen Lagen *sehr seltsam* sind. Dies gilt besonders für den westlichen Beckenteil. Ohne der Anwendung von Prüfschächten ist die pannonische Tektonik nicht zu lösen.

Stratigraphische Verhältnisse.

Pannonische Lagen.

Die unterpannonischen Lagen sind in der Küstennähe (an den Kristallinen Schollen) *sandig, konglomeratisch* gegen das Beckeninnere in Form von mehr oder weniger sandigen *Tonmergeln* und *Mergeln* ausgebildet, wie dies die 723 M tiefe Bohrung von Czigányi beweist. Südlich von Szilágysomlyó, bei Szilágynagyfalu, Szilágybagos, Bügezd,

Deirehem, Haraklán, Egrespaták und Magyarkecel wurden durch P a p p und durch uns Fossile gesammelt, welche alle auf ein *unterpannonisches Alter* weisen. Die Versteinerungen treten teilweise in sandigen, teilweise in tonigen Schichten auf. Nach M a t e e s c u durchteufte die Bohrung bei Cigányi bis 400 M fossilführende unterpannonische Lagen, von 400—488.3 mäotische Schichten mit Hydrobien und Ostracoden. Die Faunenlisten enthalten fast überall das Leitfossil *Congerina Partschii*. Neue Formen konnten wir nicht finden.

Sarmatische und obermediterrane Lagen.

Die obermiocänen-sarmatischen Lagen wurden keiner näheren Untersuchung unterworfen, da diese bereits durch T e l e g d i R o t h und G á b o r B e t h l e n näher untersucht wurden.

Das *Mittelmiocän* oder *Obermediterrän*, tritt in Littoralfacies auf. Sie werden aus Sanden und Konglomeraten gebildet. Im Becken, wie dies die Bohrung von Cigányi beweist, treten sie in Form von *kalcitadrigen Mergeln* auf. Ihre Mächtigkeit ist hier 72 M. In der zur Littoralfacies zu rechnenden Vorkommen am Szenthegy bei Szilágysomlyó, wo sie zusammen mit grünlichen Tuffsandem in sandig-tuffigen Lagen auftreten (Niveau der Tuffe von Dés?) fand M a j z o n folgende *Foraminiferenfauna* (Makrofauna bei T. R o t h).

Textularia carinata (d'Orb.), *Spiroloculina tenuis* (Czjz), *Nonion commune* (d'Orb.), *Nonion punctatum* (d'Orb.), *Nonion perforatum* (d'Orb.), *Nonion umbilicatum* (Montagu), *Nonion soldanii* (d'Orb.), *Elphidium macellum* (Ficht-Moll), *Elphidium listeri* (d'Orb.), *Elphidium josephinum* (d'Orb.), *Elphidium crispum* (L.), *Bulima elongata* (d'Orb.), *Reussella spinulosa* (Rss), *Uvigerina pygmaea* (d'Orb.), *Uvigerina urnula* (d'Orb.), *Discorbis rosacea* (d'Orb.), *Gyroidina soldanii* (d'Orb.), *Eponides schreibersii* (d'Orb.), *Cassidulina subglobosa* (Brady), *Pullenia spaeroides* (d'Orb.), *Globigerina bulloides* (d'Orb.), *Cibicides lobatulus* (Walk. Jack), *Cibicides dutemplei* (d'Orb.).

Spathangiden Nadeln. Ostracoden: *Cytheridea hungarica* Zal., *Cytheridea* sp. ind. *Cythereis* sp., *Cythere Jonesii* Biard. Othlithen.

Die Farbe der mit den Fossilen vorkommenden Tuffe ist grünlich und in diesem kommt er mit den Tuffen von Dés überein, die *die einzigen Tufflagen mit grüner Farbe des benachbarten mezőseger Gebietes sind*. Da die Fauna mit der von Csicsohagymás in vielen Zügen übereinkommt, dürfte es wahrscheinlich sein, dass die Tufflagen auch übereinstimmen.

Das Gebiet der Magura von Szilágyosomlyó wurde durch Reich untersucht. Seine Aufgabe war die nähere Untersuchung beim Kristallin auftretenden Tertiärlagen in ögeologischer Hinsicht. Über die Geologie dieses kristallinen Blockes finden wir bereits bei Stache, Matyasovsky, Telegdi Roth und Kräutner Angaben. Die im allgemeinen in O—W-licher Richtung gefaltete, überwiegend epizonale Kristallinscholle wird durch verschiedene Tertiärlagen umgeben. Zwischen ihnen ist das Auftreten von paleocänen Bunttonen am nordwestlichen Rande der Scholle zwischen Somlyóújfalu und Györtelek. Die Lagen sind verhältnismässig schwach (4—12 Grad) gefaltet. Die Bunttone werden *direkt* von fossilreichen pannonischen Sandsteinen überlagert, in welchen zahlreiche *Congeria triangularis*, *Melanopsis martiniana* auftreten. Sie sind gut in den Steinbrüchen von Györtelek aufgeschlossen. Die hier aufgelagerten oberpannonischen Lagen enthalten öfters Blattabdrücke und schlechterhaltene *Limnocardien*. Die pannonischen Lagen sind hier auch nicht stark (5—6 Grad) gefaltet. Den südlichen und östlichen Rand des szilágyosomlyóer Kristallins bedecken petrographisch verschieden ausgebildete fossilreiche Obermediterranlagen. Die Untersuchung der im Süden auf das Kristallin des Rézgebirges aufgelagerten Tertiärlagen, von wo bituminöse Kalke bekannt sind, wurde von Reich ausgeführt. Den geologischen Aufbau des Gebietes hat T. Roth untersucht. (Földt. Int. Évi jelentése 1911.) Tektonische Angaben fehlen jedoch.

In den südlich von Cszízér und Ballaháza auftretenden mächtigen Schotterlagen tief eingeschnittenen Tälern weisen die Lagen 5 gradiges Einfallen nach NO auf. Aus der Umgebung von Tusza, bei den Fundplätzen mediterraner Fossilien dreht sich die Fallrichtung gegen West-Nordwest. Reich konnte feststellen dass die dem Kristallin aufgelagerte untertriadische Kalke *bituminös* sind. Dieser Kalkstein kann daher indikatorisch eine gewisse Rolle spielen.

Tektonische Verhältnisse.

Die spärlichen Aufschlüsse der Beckenlagen haben die eingehende Untersuchung der Beckentektonik nicht möglich gemacht. Die Untersuchung musste sich daher darauf beschränken, aus den sehr zerstreuten tektonischen Daten ein übersichtliches Bild der Beckentektonik zu erhalten. Es konnte einwandfrei festgestellt werden, dass — wie dies 1914 bereits von S. Papp festgestellt wurde, — die unteren Pannonlagen des Beckens in Falten gelegt sind. Diese bilden an zwei Stellen bei Egrespatak und Cigányi flache *Dome*. Mit dieser, längs des Kristallinrandes in NNO—NO Richtung verlaufender Faltungssachse läuft eine zweite, mit Achsenrichtung Szilágybagos—Magyarvalkó. Auf dieser

angenommenen und nur durch sehr wenig Messungen nachweisbaren Falte liegen bei Magyar- und Románvulkó und im Búdösküter Tal mehrere *Schlammvulkane*. Auch hier wie im Becken von Siebenbürgen, treten die Schlammvulkane auf Bruchlinien auf. So ein Bruch ist der klassische von Mojgrád, wo südlich von Cigányi und im Tal von Haraklány mehrere Schlammvulkane auftreten. Telegdi Roth nimmt in der Linie Búrgezd—Szárhegy—Zovány—Ipp eine O—W laufende Bruchlinie an. Dieser angenommene Bruch läuft dann auch tatsächlich in den O—W gerichteten Bruch von Mojgrád. Es ist sogar wahrscheinlich, dass das Tal der Krasna zwischen Perecseny und Szilágysomlyó auch dieser Bruchlinie folgt. In dieses System fallen auch die Schlammvulkane von Búdösküt. Es ist auffallend, dass die Berettyó zwischen Ipp und Zovány gleichfalls mit dieser Linie parallel läuft.

Erwähnenswert ist die Tatsache, dass die angenommene Antiklinale von Szilagybagos gegen Norden an die kristalline Schieferscholle von Szilágysomlyó stösst. Im Süden hingegen bei Füzes an eine eckförmige Ausbuchtung des Kristallins vom Rézgebirge. Sehr zerstreute Messungen weisen auf ein beiderseitiges Ansteigen gegen die kristallinen Blöcke. Dies scheint auch aus der Lage der Schlammvulkane hervorzugehen.

Die von S. P a p p nachgewiesene Achse von Magyarkecel—Cigányi wird von der Bruchlinie Mojgrád—Perecseny—Ipp bis Haraklány verworfen. Der Dom von Egrespatak, dessen Kulminationspunkt südlich von Val. Ilinii zu erwarten ist, ist der grösste des ganzen Gebietes. Mächtige Schlammvulkane, von welchen einige einen Durchmesser von 25 m erreichen, charakterisiert die Achsenregion und das Kulminationsgebiet. Die nähere erdgasgeologische Untersuchung dieser Struktur wäre auch in Anbetracht der Nähe von Zilah anzuraten.

Der Dom von Cigányi wird in seinem südlichen Untertauchen von einer Bruchlinie geschnitten. Auch diese Kulmination weist zahlreiche Schlammvulkane auf. Die durch die Rumänen abgeteufte 725 m tiefe Bohrung erreichte bei 559.6 m die bunten Tone des Paleocäns. Bei beiden Strukturen konnten wir mit neueren Messungen, die Beobachtungen von S. P a p p bestätigen. So konnten wir zwischen Zilah und Gurzófalva eine assymetrische Synklinale feststellen, deren tiefster Punkt wahrscheinlich unmittelbar südlich von Zilah liegt.

Gas und Ölgeologische Bemerkungen.

Gasindikationen des Gebietes sind in erster Linie die Gasbohrungen. Die älteste ist der gasführende *artesische Brunnen von Szilágy-nagyfalu* mit einer Tiefe von 202 m. Bei Cigányi wurde die vom ungari-

schen Staat begonnene Bohrung durch die Rumänen fortgesetzt, doch sie fanden nur bei 362 m kleinere Mengen von Erdgas. Dieses Gas strömt seitdem ständig aus dem Bohrloch und führt beträchtliche Mengen schwaches Salzwasser mit sich. Aus den Gasspuren ist ersichtlich, dass es aus den obermediterranen Lagen stammt. In diesen Schichten konnten drei schwache Gaslagen durchbohrt werden. Wir können daher annehmen, — wie wir dies bereits in der Mezöség auch anzunehmen geneigt sind — dass das Gas aus den foraminiferenreichen Lagen des Obermediterrans stammt. Es ist auffallend, dass die Bohrung von Cigányi keine Gassande oder Speichergesteine durchbohrt hat, jedoch fast immer in gasabschliessenden Lagen blieb. In solchen Lagen kann eine Gasakkumulation von technischem Wert auch nicht erwartet werden. Was die benachbarten Ölsuren von Zsibó betrifft, ist ihre Genese unsicher. Es ist möglich, dass sie aus den tieferen mesozocischen bituminösen Kalken abstammen. Messungen bei Nyirmon—Dabjon und Debren gestatten nicht auf die Anwesenheit einer Pannonstruktur in der Nähe der Ölaufschlüsse zu schliessen. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass die Achse Magyarkecel—Cigányi sich in nördlicher Richtung fortsetzt.

In gasgeologischer Hinsicht berechtigt die Achse von Szilágybajos nicht zu grossen Hoffnungen, da die Möglichkeit einer Kulmination klein ist. Etwas höffiger dürfte der Dom im Valea Ilinii sein, wo zahlreiche grosse Schlammvulkane es wahrscheinlich machen, dass sie durch Erdgas entstanden sind. Der Dom ist regelmässig, hat ein Sammelgebiet von cca 80—100 km², jedoch nur eine Bohrung könnte feststellen, ob sich in der Tiefe genügend Gasspeichergesteine befinden, was in Betracht der Erfahrungen in Cigányi nicht sehr wahrscheinlich sein dürfte. Weitere gasgeologische Untersuchungen sollten sich auf die nördliche Fortsetzung der Struktur von Cigányi und die Südfortsetzung der Achse von Magyarkecel, insbesondere auf das Auftreten von Gasindikationen (Schlammvulkanen) richten.

H. B a n d a t — L. R e i c h : Raport asupra ridicărilor geologice efectuate in bazinul Crasnei sălăjene in anul 1942.

Scopul cercetărilor a fost stabilirea liniilor tectonice generale din stratele panoniene. S'a confirmat existența domului dela Țigani—Aghireș O a doua cutare se poate presupune în direcția Boghiș—Văleni. In continuarea liniei de falii dela Moigrad, bazinul este traversat de o zonă fracturată.

Др. Бандат Хорст и Др. Рейх Лайош:
ОТЧЕТ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ,
ПРОИЗВЕДЕННЫХ В 1942 Г. В БАСЕЙНЕ РЕКИ КРАСНА
В РАЙОНЕ СИЛАДЬШАГ.

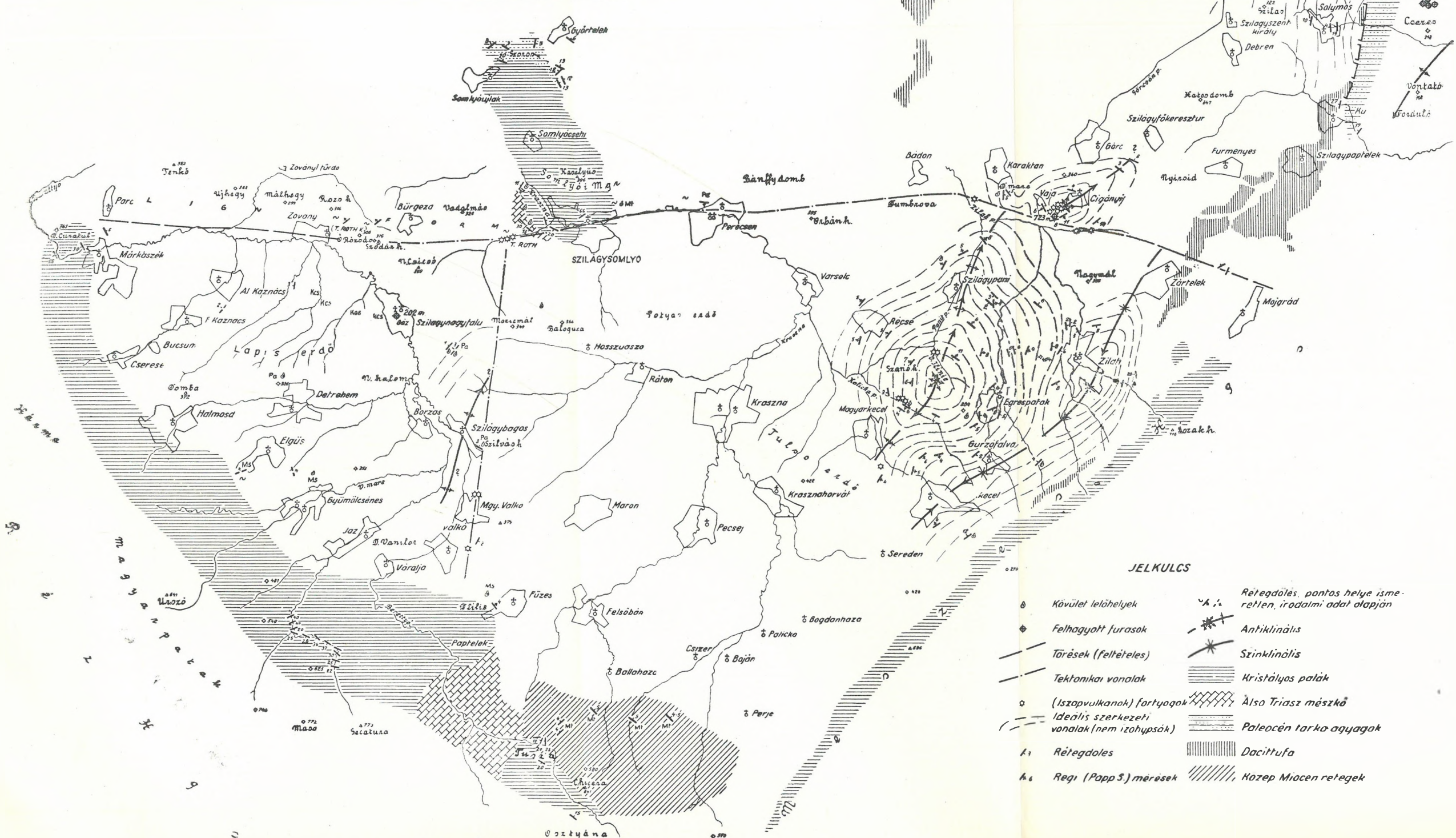
Целью исследований служило определение общих черт паннон-ской тектоники. Несомненно доказана, известная уже до сих пор антиклинала территории Цыгань—Эгрипатак-а. Вторая складчатая структура предполагается в направлении Силадьбагош—Мадярвалко. Через бассейн простирается линия сброса, представляющих собою продолжение сброса Мойград.

RÉZ ÉS MESZES HEGYSEG BEZARTA MEDENCE GEOLOGIAI VÁZLATA

dr Bandat Horst es dr Reich Lajos

1943

0 1 2 3 4 5 km



JELKULCS

- Kövület lelőhelyek
- ⊕ Felhagyott fúrák
- Törések (feltételes)
- - - Tektonikai vonalak
- (Iszapvulkanok) források
- - - Ideális szerkezeti vonalak (nem izohipszák)
- K₁ Rétegdolés
- K₂ Regi (Papp S.) merések
- ⋈ Antiklinális
- ⋆ Szinklinális
- ▨ Kristályos palák
- ▧ Álsó Triász mészkő
- ▩ Paleocén tarka agyagok
- ▨ Dacitufa
- ▨ Közép Miocén rétegek

A NAGYBÁNYAI MEDENCE GEOLÓGIÁJA.

Irta: Dr. Jaskó Sándor

(1 térkép, 1 szelvény)

Az Iparügyi Miniszter rendeletére, 1941 június 26—szeptember 15. között földtani felvételt végeztem a Nagybányától délre eső harmadkori területen, különös tekintettel az ott várható szénhidrogén előfordulásokra.

Lóczy Lajos igazgató aug. 28—29-én területemet velem bejárva, értékes tanácsaival fontos útmutatásokat nyújtott feladatomban megoldásához. Felvételemmel egyidejűleg folyt az Iparügyi Min. megvizsgálásából a területemtől északra eső eruptív hegység geológiai térképezése is. Az érintkező területek határain adódó közös földtani problémák tisztázására Vecsei György soproni tanársegéddel Giródtótfalu környékén két napot, Vendl Miklós professzorral pedig Felsőbánya környékén egy napot dolgoztunk együtt.

Két és fél hónap alatt kb. 180 km² területet vettem fel, melynek határai a következők: nyugaton a Lápos-folyó, északon és északkeleten a Rozsály—Gutin-hegység eruptív tömege, délkeleten a Gyertyánosi-völgy, délen a Károlya—Berence közötti dombvonulat. A felvett terület széléit a következő községek jelölik: Buság—Misztmogyorós—Nagybánya—Giródtótfalu—Felsőbánya—Lacfalva—Pusztatelek—Gyertyános—Kövárfüred—Coruia—Feketefalu—Hidegkút—Lénárdfalva. Aug. 25 és szept. 15 között Borpatak, Misztmogyorós és Buság környékén 36 db 1—4,5 m mélységű hegyszerkezet kutató aknákat mélyítettem le a borpataki töréses hegyszerkezet természetes feltárásokban szegény nyugati részének tisztázására.

SAKIRODALOM.

Területünk földtani irodalma meglehetősen szegényes. A legtöbb adatot Koch Antal 1898-ban megjelent munkája és az ahhoz mellékelte 1:75.000 méretarányú, kézzel színezett geológiai térkép

nyújtja.¹ 1900-ban ugyancsak Koch Antal néhány adatot közöl területünk tortion faunájáról.² Posewitz Tivadar hazánk petróleum és aszfalt előfordulásainak felsorolásában megemlékezik Nagybánya környékéről is.³ Pálffy Mór Magyarország nemesfém bányászataról írt összefoglalásában a nagybányai érctermő terület tárgyalásánál néhány adatot közöl a délebbre elterülő üledékes kőzetekről is.⁴ Sümeghy József a magyar pannon összefoglaló ismertetésében a nagybányai ostracodás agyagot és homokot a felsorolt *Congerina*, *Limnocardium* és *Melanopsis* fajok alapján az alsó pannon alsó szintjába sorozza.⁵ Felvételem utáni évben jelent meg Vendl Miklós értekezése a nagybányavidéki ércbányászatról. Ebben már megemlékezik felsőbányai közös kővületgyűjtésünkről.⁶ Ugyanazon évben én is röviden beszámoltam Nagybánya környékének hegyszerkezetéről.⁷ 1943-ban pedig Vitális Sándor számolt be egy új kútúrásról.⁸

RÉTEGTANI LEIRÁS.

1. *Felső oligocén.* A medence északi peremén a vulkáni takarólól néhány kis foltban igen kemény, szilánkos törésű, tömör homokkő bujik elő. Koch Antal 1895. évi térképe ezeket részben fel is tünteti, felső oligocén korúnak jelölve. A vulkáni működéssel kapcsolatban a kovás oldatok ezen homokkővet egész mezozoos megjelenésüvé alakították. Nem lehetetlen, hogy egyik-másik helyen csupán a pannon homokkő lokális hidrotermál metamorfózisával van dolgunk, mert ezek a homokkővek olyan pontokon is találhatóak, ahol a hegyszerkezet nem indokolja felső oligocén megjelenését.

¹ Koch Antal: Nagybánya vidéke. (Magyarázatok a Magyar Korona országainak részletes földtani térképéhez. 15. zóna. XXIX. rovat. Budapest, 1898.)

² Koch Antal: Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei. II. Neogén csoport. Budapest, 1900. 142–143. oldal.

³ Posewitz Tivadar: Petróleum és aszfalt Magyarországon. Földtani Intézet Évkönyve, XV. köt. 1906–1907. 401. old.

⁴ Pálffy Mór: Magyarország arany- és ezüsbányáinak geológiai viszonyai. A m. Földtani Intézet gyakorlati kiadványai. Budapest, 1929.

⁵ Sümeghy József: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannonai üledékeinek összefoglaló ismertetése. Földt. Int. Évk., XXXII. kötet, 1939. 118. old.

⁶ Vendl Miklós: A nagybányavidéki ércbányászat teleptana. A mérnöki továbbképző intézet kiadványai. XIII. kötet, 2. füzet, 9. old.

⁷ Jaskó Sándor: Hegyszerkezeti megfigyelések Nagybánya környékén. Beszámoló a Földt. Int. vitaüléseiről, 1942.

⁸ Vitális Sándor: A nagybányai vízkutató fúrás. A Földtani Társulat hidrológiai szakosztályának 1943 november 24-iki szakülésén elhangzott előadás.

Területünk délkeleti szélén, Gyertyánostól Berencéig követhető f. oligocén rétegekből — szenesedett növénymaradványoktól eltekintve — szintén nem került elő makrofosszília. Ezen rétegek idősebb volta azonban kétségtelen, mert a mediterrán dacittufa feküjét alkotják a közettani alkatuk megegyező a szomszédos vidékek makrofossziliáktól gazdagabb oligocén rétegeivel.

Berence és Gyertyános között számos jó feltárásban sötétszürke vagy khakibarna, növénymaradványokban gazdag, muscovitdús palás agyagmárga, illetve hieroglifás homokkő fordul elő, mintegy átmenetet képezve az erdélyi f. oligocén és az ifjabb kárpáti homokkő között. A felső oligocén rétegek vastagsága területünkön valószínűleg több száz méterre rúg.

Begyűjtött kőzetmintáim közül kettőt iszapoltam meg, egy tiszta agyagot és egy homokos, márgás agyagpalát.

1. Tiszta, khakibarna agyag, a Rakisa-oldaltól, Gyertyános déli szélén: *Bathysiphon* sp.⁰, *Textularia carinata* d'Orb.+, *Bulimina inflata* Seg.⁰, *Chilostomella ovoidea* Rss.⁰, *Nodosaria (Dentalina) exilis* Neug.⁰, *Nodosaria (Dentalina) plebeia* Rss.⁰, *Nodosaria ewaldi* Rss.+, *Cristellaria cultrata* Montf.⁰, *Cristellaria cf. rotulata* L.⁰, *Echinodermata* tüskék.

2. Homokos, agyagpala; Berence 261 ♀-tól 100 m-re DNy-ra: *Miliolina (Quinqueloculina) seminulum* Linn.+, *Miliolina (Triloculina) inflata* d'Orb.+, *Miliolina (Triloculina) oblonga* Montf.⁰, *Nodosaria pyrula* d'Orb.⁰, *Nodosaria soluta* Rss.+, *Globigerina* sp.⁰, *Truncatulina haidingeri* d'Orb.*, *Truncatulina lobatula* W. & J.,* *Pulvinulina haueri* d'Orb.+, *Heterolepa dutemplei* d'Orb.*, csiga embrio.

A tiszta agyagban ritkák a foraminiferák, az aránylag leggyakoribb *Textularia carinata*-ból alig 6—7 db került elő, de az egyedszámhoz képest nagy a fajok száma. A homokos agyagban viszont jóval több foraminiferát kevesebb fajnak különíthetünk szét. Itt leggyakoribb a *Truncatulina haidingeri*, melyből több mint 40 db-ot találtam. (Mindkét minta kb. 1 kg súlyú volt.) Érdekes, hogy a két lelőhely anyagából egyetlen közös faj sem került elő. Ez is arra mutat, hogy a régi, 1895. évi geológiai térképen egységesen f. oligocénnek összefoglalt rétegcsoport meglehetősen eltérő kőzetanyagú és kövülettartalmú részekből áll. Az általam meghatározott foraminiferákat Majzon László is megvizsgálta, ki azokon kívül még két újabb alakot talált a második minta iszapolási maradékában: *Nodosaria plebeia* Rss., *Anomalina variolata* d'Orb. Majzon szerint — ezek alap-

⁰ = ritka, + = közepes mennyiség, * = gyakori.

ján valószínű,¹ hogy a szóbanforgó rétegsor felső része fiatalabb az oligocénnél. Megjegyzem, Sámsoni² és Schréter³ szintén felső oligocén korúnak tartják e rétegeket. Véleményem szerint a kérdés tisztázása még további vizsgálatot igényel.

2. *Felső mediterrán.* A f. mediterránt alulról felfelé három tagra oszthatjuk: dacittufa, kövületes homokkő és lithothamniumos mészkő. Itt Koch Antal egyik tévedésére kell rámutatnom. Térkép-magyarázatának 9-ik oldalán azt írja: »A lajtamész felett a fent említett helyeken mindenütt... vulkáni tufának padjai terülnek el tetemes vastagságban.« Gyertyános, Kővárfüred és Berence környékén a dacittufa a f. mediterrán legmélyebb tagja s erre települ a kövületes homokkő és lajtamészkő. Utóbbi felett már a szarmata következik, melyben vannak ugyan andezittufa-padok, de a szarmata-agyaghoz képest csak alárendelt vastagságban.

Dacittufa. A f. oligocén fedőjét diszkordánsan dacittufa képezi: átlagos vastagsága 100 m. Porhanyó, krétafehér alapanyagában nagy biotitpikkelyek és kvarcsemek találhatóak. Breccsiás padok aránylag ritkák. Ez a képződmény valószínűleg az Erdélyi-medence »désis« tufájával azonosítható.

Homokkő. Adacit tufa felső padjaira tíz-tizenöt m vastag durvaszemű, laza homokkő következik. Kővárfüred és Berence között a 18-as kilométerköttől 200 m-re nyugatra az országút bevágásában e homokkő szenesedett növénymaradványokon és rossz megtartású *echinoidea*-töredékeken kívül *Philippia* (*Flabellipecten*) *leythajanus* Partsch. és *Phacoides* (*Linga*) *columbella* Lam. (= *Lucina columbella* Lam.) fajokat tartalmaz.

Lajtamészkő. Vastagsága 10—15 m. Kemény, likacsosszürke vagy barnásszínű lithothamniumos mészkő és puhább, porhanyós, tufás rétegek 20—30 cm vastag padokban váltakoznak. A kővárfüredi gyógykúttól délkeletre tartó árok fenekén a mészkő erősen bitumenes; itt a kibúvás déli végén a kemény mészkőből a következő kövületeket gyűjtöttem: *Plantae*: *Lithothamnium* sp.

Foraminifera: *Miliolina* (*Biloculina*) *affinis* d'Orb., *Miliolina* (*Biloculina*) *aff. inornata* d'Orb., *Miliolina* (*Biloculina*) *trigonula* Lam., *Miliolina* (*Spiroloculina*) sp., *Cyclamina pusila* Brady, *Truncatulina* sp.?

¹ MAJZON határozottan az erdélyi és kárpátjai anomalinás rétegekkel egykorúnak tartja ezeket a lerakódásokat, melyeknek kora középmiocén. (Lásd: Vitaüléseinek Munkálatai 1942. 2. füz., p. 20. és MAJZON 1941. évről szóló Évi jelentése.) Szerkesztő megjegyzése.

² Sámsoni Zoltán: Kovás község földtana. Föld. Közl. 1945/46. évf. 70. old.

³ Schréter Zoltán: A Lápos-hegység északnyugati részéhez csatlakozó harmadkori dombvidék. Földt. Közl. 1947. évf. 49. old.

Vermes: *Serpula* sp.

Bryozoa sp.

Lamellibranchiata: *Chalmys rybnicensis* Friedb., *Pycnodonta cochlear* Poli var. *navicularis* Brocc., *Venericardia* (*Cardiocardita*) *partschi* Münst., *Cardita* (*Glans*) cfr. *subrudista* Friedb., *Gouldia* cfr. *minima* Montf., *Lucina* (*Loripes*) *dujardini* Desh., *Laevicardium* cfr. *fragile* Brocchi., *Venus* (*Chione*) *haidingeri* Hörn., *Venus* (*Chione*) *multilamella* Lam., *Tapes* (*Hemitapes*) *vindobenensis* May., *Pholadomya* sp.

Gastropoda: *Bittium reticulatum* da Costa (*Cerithium scabrum* Oliv.).

Ostracoda sp.

A kövüfűredi kövületek között legtöbb a kagyló; sajnos, ezek nagyrésze kőbél lévén, a pontosabb meghatározáshoz kevés támpontot nyújt. Feltűnő a csigák kis száma. A meghatározott fajok szerint a kövüfűreli mészkő kora kétségtelenül torton, fáciése pedig a lajtameszek parttól nem nagy távolságban lerakódott fáciésének felel meg.

3. Szarmata. A szarmata rétegsor átlag 200 m vastag, világos és sötétszürke vagy sárgásbarna palás agyagmárga és meszes homokkőpadok, valamint finomszemű andezittufarétegek váltakozásából áll. Az általam bejárt területen egyetlen rossz megtartású *Syndosmya reflexa* Eichw. lenyomattól eltekintve, semmi makrofaunára nem akadtam. A pannon és szarmata rétegek közete némileg hasonló, a pannon rétegsor azonban egyhangúbb s andezittufát nem tartalmaz. Ezzel szemben a szarmatában sok az andezittufa és rétegei változatos színekben következnek egymásra. A szarmata és pannon határát Lacfalu és Felsőbánya vidékén a legfelső andezittufaréteg és a legmélyebb pannon kövületes réteg között húztam meg. Ez a határréteg, ha a petrográfiai eltérést nem tekintjük, korban megfelel az Erdélyi-medence »báznai« tufájának. Felsőbányánál épúgy, mint az Erdélyi-medencében jól követhető vezérszintet képez a felszinen. Ezért térképemen külön ki is tüntettem. Ahol ez a tufapad vezérszint kiékelődik, a szarmata-pannon réteghatár csak sűrűn vett iszapolási minták vizsgálata révén volt kijelölhető. Sajnos, a szarmata agyag a felvett terület keleti részén nem mindenütt tartalmaz mikrofaunát, csak hosszas keresgélés után akadtam néhány ostracodára, foraminiferára és apró halfogra egyik-másik mintában.

Több szerencsével sikerült kimutatnom a szarmatát Misztótfalu és Borpatak között ott, ahol a régi geológiai térkép pannont jelzett. A Körtehegy déli részén és a Mogyorós-hegyen előforduló andezittufa és homokkő rétegekkel váltakozó agyagból begyűjtött kőzetminták közül ötben tényleg sikerült szarmatára jellemző foraminiferákat kimutatnom. Ezek alapján itt kb. 4 km csapásmenti hosszúságban és

1 km szélességben a napszínre bújik a szarmata. Sajnos, a réteghatárt itt sem lehetett pontosan kijelölni, mert a congeriás (pannon) agyag és foraminiferás (szarmata) agyag határán egy teljesen kövületmentes, sok mikroszkópikus kicsinységű limonit-konkréciót tartalmazó agyag-réteg települ, melyet a szarmata és pannon konkordanciája miatt egyformán sorolhatnánk egyikbe vagy másikba.

Területünk szarmata mikrofaunája a következő :

Sor- szám	F a j	L e l ő h e l y e k						
		1. SZ.	2. SZ.	3. SZ.	4. SZ.	5. SZ.	6. SZ.	7. SZ.
1	Miliculina (Biloculina) sp.	r			r			
2	M. (Triloculina) inflata d'Orb.							k
3	M. (Quinqueloculina) seminulum Linné				r			r
4	Rheophax bacillaris Brady		r					
5	Bulimina elegans d'Orb.			r		r		
6	Virgulina schreibersiana Cz.			r		r		
7	Lagena sp.?							r
8	Nodosaria (Dentalina) consobrina d'Orb.			r				
9	Nodosaria sp.		r					
10	Uvigerina pygmaea d'Orb.			r				
11	Globigerina bulloides d'Orb.			r				
12	Globigerina bulloides d'Orb. var. triloba Rss.						r	
13	Globigerina quadriloba d'Orb.					r		
14	Orbulina universa d'Orb.					r		
15	Rotalia beccarii Linné			r		r	k	gy
16	Nonionina depressula W. & J.			r		r	r	k
17	Nonionina umbilicatulata Montf.					r		
18	Nonionina sp.			r			r	k
19	Polystomella aculeata d'Orb.			r	r			
20	Polystomella crispata Linné			r	k	gy	r	k
21	Polystomella macella F. & M.			r	gy	r		
22	Polystomella regina d'Orb.							r
23	Polystomella stajiatopunctata F. & M.			r				
24	Polystomella sp.			r		k		r
25	Ostracodák	1	2	13	5	11	4	9
26	Haliogak	5V	5V					5V
			k					

Az 1. sz. lelőhely Gyertyánostól kb. 1 km-re É-ra, a 336 ◊ felé vivő úton, a 2. sz. lelőhely Magyarkékesitől északra vivő úton van. A 3. sz. lelőhely és 4. sz. lelőhely Mészöttőfalú ENy-i szélén, a Körte-hegy DNy-i nyúlványára telepített 28-as, illetve 30-as sorszámú hegy-szerkezet kutató akna. A 6. sz. lelőhely a borpataki Mogyorós-hegy 269 ◊-nél levő 10. sz. akna. Az 5. sz. lelőhely Mészöttőfalú EK-i végén

a Körtehegy DK-i lejtőjén levő 26. sz. akna ; a 7. sz. lelőhely a 26. sz. aknától kb. 400 m-re délre levő 25. sz. hegyszerkezet kutató akna.

A szarmata foraminiferák kisebb termetűek mint az idősebb rétegek ugyanazon fajai. Érdekes, hogy Ostracodák főleg a foraminiferákban szegényebb üledékekben találhatóak. (A foraminiferák mennyiségét jelző rövidítések a táblázatban: r = ritka, k = közepes számú, gy = gyakori).

Egy-két foraminiferafaj előfordul ugyan pannon üledékekben is, de csak ritkaságként,¹ ahol pedig nagyobb tömegben találhatóak, ott erősen kopottak, töredezetek, ami idősebb rétegekből bemosottságot mutatja.² A leírt jó megtartású faunulák alapján következtetve, tehát a körtehegyi és mogyoróshegyi rétegek kora nem pannon, mint azt a régebbi térkép jelzi, hanem kétségtelenül szarmata.

A szarmata alsó részében gipsz fordul elő. Kőváfüröd és Gyertyános között Koch több lencsés gipszbetelepülést jelöl térképén. Részletes bejárásomkor több új kibúvárra akadtam, melyek alapján fejtételezhető, hogy ezen a vidéken a gipsz a szarmata alsó részében egyetlen s nagyjából összefüggő, egy-két m vastag szintet képez. Érdekes, hogy a gipszhez néhol tejfehér kvarcit is keveredik.

Mint ásványtani érdekességet megemlíthetjük, hogy a szarmata agyag közé települt tufa 0.5 cm nagyságú víztiszta, oszlopos kvarc-kristályokat tartalmaz. Ezek lelőhelye a gyertyánosi templomtól 1.5 km-re ÉÉK-re, a kincstári erdő egyik vízmosásában, továbbá a kőváfürödi gyógyfürdőtől 1.7 km-re É-ra a dombrovciai patak medrében van.

A szarmata konkordánsan települ a f. mediterrán és pannon rétegekkel.

4. *Pannóniai-pontusi rétegek.* A pannóniai rétegek alulról felfelé általában a következő szintekre tagolhatók :

1. *Duroaszemű homok és laza homokkő* képezi a pannon bázisát Kőváfüröd és Szakállasdombó környékén. Maximális vastagsága 120 m. Szakállasdombótól É-ra kiékelődve megszűnik. A kőváfürödi patak medrében a homoksáv csapás vonalában 4—5 m-nél mélyebb iszapkráter képződött ; földgázömlést nem tudtam belőle észlelni.

2. *Sötétszürke agyagpala és ostracodás kékesszürke pados agyag* helyenként gazdag, rossz megtartású molluscumokban. Leggyakoribb faja a *Congeria partschi* Czj. E rétegcsoport vastagsága 400 m-re becsülhető. Főbb kővületei a következők :

¹ L ö r e n t h e y : Foraminiferen der Pannonischen-Stufe Ungarns. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1900, p. 99.

² R z e h a k : Über das Vorkommen von Foraminiferen in den Ablagerungen der pannonischen Stufe in Mähren. Zeitschrift des mähr. Landesmuseums. Brünn, 1904.

Felsőbánya DNy-i szélén a vasúti holtvágány bevágásából szürke agyag kevés csillámmal: *Congeria partschi* Cz j., *Congeria* sp., *Limnocardium* sp., *Ostracodák*.

Felsőbánya D-i szélén levő szűk völgyben a lacfalusi országút kiindulása alatt csillámos szürke agyag: *Congeria partschi* Cz j z e k, *Congeria aff. ornithopsis* B r u s., *Limnocardium* sp., *Ostracoda*, továbbá szenesedett növénymaradványok.

Szakállasdombón, a Pomu Hisi D-i tövén a patakmederből szürke agyag: *Congeria ornithopsis* B r u s. j u v.?, *Limnocardium* sp., *Ostracoda*.

Ebbe a rétegcsoportha sorolhatjuk a borpataki borkúttól kb. 200 m-re K-re ásott 3. sz. hegyszerkezet kutató aknában feltárt szürke agyagot is, melyből a következő kövületeket gyűjtöttem: *Congeria partschi* Cz j z e k, *Limnocardium cekusi* K r a m b.—G o r j., *Limnocardium* sp., *Ostracoda*.

3. *Keresztrétegzett homokkő, homok és agyag*. Sekély, áramló vízből leülepedett kövületszegény rétegcsoporth; 100 m vastag. Különösen Tökés Ny-i szélén és a Gruiu Rosilonon át húzódó ÉFK—DNy csapású vonulatban található.

4. *Szürke agyag*. A Tökés-hegy K-i lejtőjén levő nagy súvadásokból *Congeria partschi* Cz j z e k és *Limnocardium* sp. töredékeket gyűjtöttem. Valószínűleg ebbe a szintbe sorolható Nagybányán a Zazarpatak medrében feltárt szürke, inoman csillámos, erősen diszlokált agyag, mely *Limnocardium halavátsi* L ö r. és *Limnocardium* sp.-t tartalmaz. E rétegcsoporth maximális vastagsága 2—300 m.

5. *Limnikus foltos agyagok*, sok szenesedett növénymaradvánnyal, laposra nyomott apró kövülettöredékekkel. Ez a legmagasabb szint csak a medence belsejében található. Feketefalu K-i szélén lévő agyag-gödörből *Limnocardium* sp., *Pisidium* sp.?, *Melanopsis* sp. töredékek, levéllenyomatok és *Ostracodák* kerültek elő.

Lénárdfalva Ny-i szélén szenesedett növénymaradványokat tartalmazó homokos agyagból *Limnocardium* sp., *Hydrobia* (*Caspia*) cf. *böckhi* L ö r., *Hydrobia* (*Pannona*) *minima* L ö r. fajokat gyűjtöttem.

A felsorolt rétegek összvastagsága 1000 m; de lehetséges, hogy a medence belsejében még ennél is nagyobb vastagságot elérnek, még ha fel is tételezzük, hogy helyenkint kiékelődve heteropikus fácieseit képezik egymásnak az egyes rétegek. Az 1943. évben mélyített 561 m mély zazari kútúrás végig alsópannon rétegeket harántolt anélkül, hogy a szarmatát elérte volna. A gyűjtött kövületek alapján meg-
ő s i t h e t j ü k S ü m e g h y állítását,¹ mely szerint Nagybánya környé-

¹ S ü m e g h y J.: A Györi-medence etc. 118 old.

kén alsó pannon fejlődött ki. Legfeljebb a legmagasabb szintet képező limnikus foltos agyagokat helyezhetjük a felső pannonba.

5. *Vulkáni lepelképződmény.* Az eruptív kőzetek csupán határát jelölik felvételi területemnek. A nagybányai medence É-i szélén főleg piroxénandezit, piroxénandezittufa és breccsia, dacit és dacittufa található. Aránylag legerterjedtebb a dacittufa. Felsőbányától É-ra riolit van. A vulkáni működés időleges szünetelését jelzi a Fernezelyi-völgy torkolatától Giródtótfaluig követhető andezittufarétegek közé települt lignitréteg. Búságtól Felsőbányáig a vulkáni lepelképződmény mindenütt reátelepül az alsó-pannon rétegekre, tehát azoknál fiatalabb, valószínűleg felső-pannon.

Bajfalu környékén f. mediterrán és szarmata korúak a vulkáni kőzetek. A különféle eltérő korú vulkáni képződmények Felsőbányánál érintkeznek. Itt a legbonyolultabb a felépítés. Helyes szétkülönítésük az egész probléma kulcsát nyújtaná. Felvételi megbízatásom eltérő célkitűzése mellett nem foglalkozhattam bővebben e feladattal.

6 *Levantei kavics.* A pannon rétegekből felépült dombvidék csúcsai egy régi térszint jeleznek, melyet a jelenlegi patakhálózat kialakulása és a vulkáni működés közé eső időben az eruptív kőzetek lepusztuló törmeléke borított el. Alma-, dinnyenagyságú görgetegek átlag 3—4 m vastag takarója Felsőbányától és Nagybányától egész Tökésig követhető a magasabb pontokon. Hasonló levantei kavics borítja a Kővárfüredi gyógyfürdő, Pusztatelek és Gyertyános közötti dombhákat is. Coruia-tól K-re emelkedő dombok tetejét borító levantei kavics eltér az előzőktől, ugyanis kristályospala-görgetegekből áll, ami arra mutat, hogy egy másik, D felől a Prelukai-hegységből jövő vízrendszer üledéke. A levantei kavics maximális vastagsága 10—20 m.

7. *Pleisztocén.* A hegylejtőket terresztrikus agyag fedi, helyenkint rengeteg gömbölyded limonit konkréciót tartalmazva. Vastagsága több mint 5—6 m lehet.

Terraszok. A Zazar-völgyben egész a Kisbányai-völgy torkolatáig jól fejlett terraszrendszer található. A négy terrasz közül a legmagasabb 35 m-rel van a jelenlegi patakszint felett. A Zazar-völgy D-i oldalán a terraszok megszakítás nélkül húzódnak végig, az É-i völgyoldalon azonban csak a legalsó és legfelső terrasz szétdarabolt maradványai találhatók, a két középsőt teljesen lepusztította az É felé tendáló patakbevágódás. Teljesen hasonló terraszrendszer alakult ki a Kékes-völgyben is Lacfalutól Kékesig, vagyis a völgynek a Laposba torkolásáig. Itt is a völgy D-i oldalán széles tereplépcsők vannak, míg az É-i lejtőn csak 1—2 kis terrasznyom maradt meg. A teljes medence feldolgozása után érdekes útmutatásokat várhatunk a terrasz-rend-

szert kialakulásától a legfiatalabb hegymozgásokra. Sajnos, a régi 25.000-es térkép silány topográfiája kevésbé alkalmas morfológiai tanulmányokhoz.

8. *Holocén.* Az említett négy terrasz közül csupán a felső három tartozik a dilluviumba. Az óholocén (= városi) terraszt kb. 3—4 m-rel van a jelenlegi ártér felett.

A bányaművek és ércfeldolgozó üzemek kénsavas vize nemcsak a halakat pusztítja ki, de az ártéren minden növényt is megöl. Így különösen nagy gondot kellene fordítani a Zazar-patak szabályozására, mert egyetlen árvíz több évre tönkre teheti az elöntött földeket. Sívadások a nedves időjárás következtében gyakoriak a pannon agyag meredekebb lejtőin. Több 100 méter hosszú talajfolyások, kettészakított házak, kidöntött gyümölcsösök és szőlők sok helyen láthatók.

HEGYSZERKEZET.

Erős diszkordancia észlelhető a K—Ny-i csapású, jura típusú, redőkbe gyűrt f. oligocén és a sztratigráfiai hézaggal reátelepülő f. mediterrán között. A f. mediterrán-alsópannon rétegek nagyjából konkordánsan borulnak egymásra s enyhén lejtnek a medence belseje felé. A felső pannon vulkáni kitörésekkel egyidejű regionális hegymozgások különösen a kráterek közelében voltak erősek. A levantei kavics diszkordanciával települ az alsópannonra. A pleisztocén és holocén terraszok az egész vidék epirogenetikus periodusos kiemelkedését jelzik az erozió-bázist képező Alföldhöz viszonyítva.

Területünkön úgy gyűrődések, mint törések előfordulnak. Vidékünk egyes részei hegyszerkezetileg igen eltérők, ezért célszerű lesz a tektonikai egységeket külön-külön tárgyalni.

1. *Nagybánya és Felsőbánya között egy erősen zavart, töredezett zóna* húzódik K—Ny-i csapásban. A pleisztocén takaró és a lejtőcsuszamlások miatt itt nehéz volna a hegyszerkezet pontos kinyomozása. A diszlokáció mértékét azonban jól megfigyelhetjük Nagybánya K-i részében, ahol a Zazar-patak átvágódott a holocén völgyfeltöltésen s a patakmeder oldalában folytonos összefüggésben követhetjük a kibúvó pannon rétegefejeket. Itt kb. 1·2 km-es darabon három törésekkel kombinált meredek felboltozódást figyelhetünk meg. Helyenkint egész élükre vannak állítva (a kövületekkel kimutathatóan) pannon korú agyagrétegek.

2. *Borkúti töréses kiemelt hegyszerkezet.* Közel kelet-nyugati csapásban diszlokációs zóna húzódik a Zazari-tárótól a borpataki szénsavas kutak és a misztmogyorósi fürdőtelep forrásán át, Misztótfalu É-i szélét érintve, a busági Kereszt-hegy D-i tövén Monostorig, ahol eltűnik a Szamos és Lápos folyók alluviuma alatt. Csapásiránya meghosszab-

bítva, a Lápos és Szamos összetorkolásán keresztül pontosan a Bükk-hegység kristályos tömegének É-i széle irányába látszik mutatni. A diszlokációs zóna átlag 3—400 m széles; csapása mentén a völgyekben az említett ásványvízforrások találhatóak. A diszlokációs zónát olykor több párhuzamos, közel függőleges törés alkotja. A törészóna É-i oldalán a rétegek dőlése nagyjából É-i, a D-i oldalon viszont D-re lejtnek a rétegek. A dőlésszög a törészóna közelében 50—60 fokot is elér, míg tőle távolodva, fokozatosan lankásabbá válik. Az É-i szárnyat több haránttörés zavarja s a dőlésirányok kisebb változásai, valamint az embrionális vulkáni nyomok egyenes vonalak mentén sorakozása is rögzös szétdaraboltságra mutatnak. A D-i szárny nyugodtabb, szabályosabb felépítésű. A kiemelt hegyszerkezet közepén, a Körte-hegy D-i végén és a Mogyorós-hegyen szarmata rétegek bujnak a nap színére kb. 4 km hosszú csapásvonal mentén, 1 km szélességben. A Borkút feletti dombokon már *Congeria partschi* tartalmú pannon agyag alá süllyednek a szarmata rétegek. A Zazari-táró földgáz-nyomos, eruptív tufaréteges, szürke agyagpaláját szintén szarmata korúnak vélem. Sajnos, a táró készítésekor semmi kövületet nem gyűjtöttek; ottjártamkor pedig a falazás már eltakarta a rétegeket, így koruk nem bizonyos.

3. *Katalin—Alsóújfalusi-szinklinális*. Nevezett községeken át egy KEK—NYDny csapású, nagykiterjedésű, lapos teknő vonul át. Mivel felvételemmel csupán a Láposig jutottam, a szinklinális folytatása a folyó balpartján még nem ismeretes.

4. *Bajfalusi boltozat*. Középpontja ugyan kívül esik felvételem határán, mégis, mivel futólagos tájékozódó bejárásomkor itt szép olajnyomokat észleltem s a szerkezet Ny-i szélét térképeztem, röviden körvonalazom valószínű felépítését. Már a Hofmann—Koch térképből kitűnik, hogy Bajfalunál (= Danesti) f. mediterrán dacit és dacittufa búvik elő, melyet szarmata, majd távolabb pannon rétegek öveznek. A kiemelt hegyszerkezet, melyet később fiatalabb andezit kitörések jártak át, a Ny-i szélén mért dölések alapján következtetve, valószínűleg nem egységes szabályos boltozat. Pontos kidolgozása a hegyszerkezeti megfigyeléseken kívül beható eruptív-petrográfiai tanulmányokat fog igényelni.

5. *Kővárfüredi boltozat*. A Kővárfüredi gyógyfürdőnél f. mediterrán lajtamész búvik elő, melyet szarmata és Ny-on félkörívben pannon rétegek öveznek. A gyógyfürdőtől szabályos sugárirányban lejtnek a rétegek köröskörül, egyedül DK-en kell kisebb flexurával kombinált törést feltételeznünk. A kővárfüredi boltozat alig 1—1,5 km² terjedelmű, kisebb szerkezet; középpontja a gyógyfürdő DK-i szélére esik.

Ércbányászat. Felvételi területemet É-ről szegélyező vulkáni kőzetekben több ércbánya működik s felhagyott turzások nyomai is gyakoriak. Ércnyomok Bajfalu környékén is előfordulnak. A Zazar-patak alluviumán több aranymosó üzem működik. Ajánlatos volna a magasabb terraszok kavicsainak esetleges aranytartalmát is megvizsgálni.

Szénbányászat. A Fernezelyi- és Kisbányai-völgyek között, a Zazar-völgy É-i lejtőjén kb. 400 m. t. sz. f. magasságban 2 km csapásban lignittelep húzódik az andezittufa rétegek között. Optimális kifejlődését — úgy látszik — a giródtótfalusi templomtól É-ra lévő, jelenleg szünetelő Dragos-szénbányában éri el, melynek több száz m hosszú táróiban jól feltárva látjuk az átlag 1—1.5 m vastag telepet. Szóbeli értesülesem szerint, vulkáni behatásra a lignit fűtőértéke 3.300—4.000 kalóriára emelkedett.

Finomszemű, mészszegény andezittufák Lacfalu és Felsőándorfalu környékén a szarmata agyag között található. Laboratóriumi vizsgálatuk fogja eldönteni, hogy fullerföldnek vagy szappangyártáshoz felhasználható pótanyagnak alkalmasak-e. Sajnos, az egyes rétegek maximális vastagsága alig 1—2 dm.

Ásványvizek. KővÁrfüreden kénes, sós, petróleum-nyomot tartalmazó víz fakad a szépen fejlődő kis gyógyfürdő kútjában. A Borpataki gyengén kénes, szénsavas vízű kút ásásakor, a helyi bányászok elbeszélése szerint földgázrobbanás történt. Misztmogyoróson a jelenleg szünetelő igen primitív gyógyfürdő vize gyengén sós, kénhidrogénes. Misztmogyorósról és Borkútról beküldött vízmintáim laboratóriumi vizsgálata szénhidrogén nyomokat nem mutatott ki. (Lab. sorsz. 2.344/1941. Kárpáthy.) Hasonló ásványvizek fakadnak Nagybányától É-ra (Foghagymás-fürdő) és Felsőbányától délre a bajfalusi fürdőben is. Itt említtem meg, hogy az oláhkékesi Vurf. Muncel tövében, a szakállasdombói Mocirla-dűlőben, továbbá a kővÁrfüredi Ritu Munteanuluin a helyi lakosok által »szlatina« néven ismert források erednek. Valószínűleg csupán a pannon és szarmata agyag súvadásos lejtőjén összegyülemelő, enyhén keserűs talajvíz jut a felszínre s nem mélyből eredő forrásokkal van dolgunk.

Szénhidrogéneket a kiemelt hegyszerkezeteken várhatunk. Tároló kőzetek két szintben található: először a f. mediterrán dacittufa, homokkő és mészkő, másodsor a nagyvastagságú pannon agyagkomplexus közé zárt homok és homokkő. A mezőségi rétegek s a máramaroszigeti miocén sóformáció területünk DK-i felében hiányzanak; hogy északabbra, Nagybánya környékén megvannak-e a mélyben, azt a fiatal fedőtakaró miatt nem tudjuk. Felvételi területemen a hegy-

szerkezet és a helyszíni nyomok alapján három helyen remélhetünk szénhidrogéneket: Borpatakon, Bajfaluban és Kővárfüreden.

Borpatakon az előzőekben ismertetett törészóna mentén földgáznyomokat észleltek (Zazari-táró és Borkút). Valószínű tehát, hogy a felszínre bukkanó szarmata alatt nem nagy mélységben várható mediterrán rétegek likacsos padjai szénhidrogéneket tartalmaznak. A törészóna É-i oldala erősebben zavart, kutató fúrás telepítésére tehát alkalmasabb a nyugodtabb D-i szárny, lehetőleg a törészóna közelében, hogy az ennek mentén kialakult olajcsapdákat feltárjuk. Itt legalkalmasabb fúráshelyül a misztmogyorósi fürdő forrásától 200 m-re D-re eső pontot ajánlhatom. Az itt lemélyítendő fúrás maximális mélysége 300—400 m.

Bajfalu (Danesti) és Dióshalom határában a felső mediterrán andezittufában a helyi lakosok 0.5—1.0 m mély érckutató tűzásokot mélyítették. Ottjártamkor, kb. félvvel a gödrök mélyítése után, még mindig csepegett a kőolaj a frissen kifejtett közettömbökből. Ez a szerkezet kívül esett ezévi felvételemből, ezért fúráspon t egyelőre nem jelölhető ki rajta.

Kővárfüreden a hegyszerkezet kis kiterjedése (1 km²), valamint a fedőrétegek lepusztulása révén nagyobb szénhidrogén mennyiséget a szép felszíni indikáció ellenére sem várhatunk. *Stavenov lovag* itt már évtizedekkel ezelőtt eredménytelenül kutatott petróleum után. A fürdőtelep DK-i szélén mélyítendő 200 m-es kutatófúrás elegendő volna lehatolni a felső oligocénig, s sikertelenség esetében is hasznot hajthatna, amennyiben legalább az ivóvízben szűkölködő gyógyfürdő vizét gyarapítaná. A további felszíni kutatás két irányban folytatható ezen a vidéken: a pannon hegyszerkezetek nyomozása a medencében és az idősebb kőolajnyomokat tartalmazó rétegek felkutatása Kovás, Kővárfüred és Bajfalu vonalán.

GEOLOGY OF THE BASIN OF NAGYBÁNYA.

By Sándor Jaskó Ph. D.

In the summer of 1941, I mapped an area covering about 180 square kilometers in the Nagybánya-basin. To clear up some tectonical problems, about 36 testpits were placed in the vicinity of Borpatak, where outcrops are scarce.

STRATIGRAPHY.

Upper Oligocene. At the northern rim of the basin, cropping out under the eruptiv rocks, some spots of hard compact *sandstones* can be observed. Koch's map indicates these sandstones as Upper Oligocene. Hydrothermal action silicified these rocks in such an extent, that they become mesozoic in appearance. It is however not excluded, that at some places we have to deal with metamorphised Pannonian sandstones, because they appear sometimes on places where their presence is tectonically unindicated. Near the south-eastern border of the mapped territory, Oligocene beds can be followed from Gyertyános till Berence. They doesn't contain any fossil remains, save some plant-impressions of doubtful character. They must be older than the Miocene Dacit-tuff, as they consist their lying beds, and are very similar in appearance of the Oligocene beds of the adjacent territories.

Between Berence and Gyertyános in several good outcrops, a grey till khakibrown muscovitic sandy marl, respectively hieroglyphic *sandstone* occurs, forming an intermediate member between the Transylvanian Upper Oligocen and the Karpathian Sandstone. The thickness of the Oligocene beds attains in the basin several hundred meters.

Two samples contained microfossils :

1. Clay from the Rakisa side, south of Gyertyános : Bathysiphon sp? Textularia carinata d'Orb. Bulimina inflata Seg. Chilostomella ovoidea Rss. Nodosaria (Dentalina) exilis Neug. Nodosaria (Dentalina) plebeia Rss. Nodosaria ewaldi Rss. Cristellaria cultrata Montf. Cristallaria cf. rotulata L. Echinodermata spines.

2. Sandy clay (shale) 100 m southwest of point 261, Berence. *Miliolina* (*Quincqueloculina*) *seminulum* Linn. *Miliolina* (*Triloculina*) *inflata* d'Orb. *Miliolina* (*Triloculina*) *oblonga* Montf. *Nodosaria* *pyrula* d'Orb. *Nodosaria* *soluta* Rss. *Globigerina* sp. *Truncatulina* *haidingeri* d'Orb. *Truncatulina* *lobatula* W. & J. *Pulvinulina* *haueri* d'Orb.

The most common are *Textularia* *carinata* and *Truncatulina* *haidingeri*. The two samples had not a single species in common, so that we must suppose that Koch's Oligocene consists different beds in point of view of facies and fossil contents.

After a later investigation of Mr. L. Majzon, who found in the material of the second sample: *Nodosaria* *plebeia* Rss. and *Anomalina* *variolata* d'Orb., it seems likely that the second sample is younger than Oligocene, belonging to the Miocene.

Upper-Mediterranean (Middle Miocene). This formation can be divided into three stages: the dacite tuffs, the fossiliferous sandstone and the Lithothamnium-limestone. In contrary of Koch's standpoint I found the limestones upon the dacite tuffs (Gyertyános, Kővárfürdő, Berence). The limestone is covered here by Sarmatic clays.

Dacite tuffs. The tuff overlies uncomformably the Upper Oligocene beds. The thickness attains over 100 m. He is white, chalklike, contains big crystals of biotite and quartz. It may be identified with the tuff of Dés of the Transylvanian basin.

Sandstones. The dacite tuff is covered by 10—15 m thick coarse sandstone beds. Between Kővárfürdő and Berence 200 m west of kilometerstone 18 at the road incision, in the sandstone the following fossils could be found: *Philippia* (*Flabellipecten*) *leytajanus* Partsch *Phaciodes* (*Linga*) *columbella* Lam.

Lithothamnium limestone. The hard porous gray limestone attains a thickness of 10—15 m. Intercalations of softer tuffitic bed are common. The limestone near Kővárfürdő is strongly bituminous. Here I found the following fossils: *Lithothamnium* sp. *Miliolina* (*Biloculina*) aff. *inornata* d'Orb. *Miliolina* (*Biloculina*) *trigonula* Lam. *Miliolina* (*Spiroloculina*) sp. *Cyclamina* *pusila* Brady, *Truncatulina* sp., *Serpula* sp. *Bryozoa* sp. *Lamellibranchiata*: *Chalmys* *rybnicensis* Friedb. *Pycnodonta* *cochlear* var. *navicularis* Brocc. *Venericardia* (*Cardiocardita*) *partschi* Münster. *Cardita* (*Glans*) cfr. *subrudista* Friedb. *Gouldia* cf. *minima* Montf. *Lucina* (*Loripes*) *dujardini* Desh. *Laevicardium* cfr. *fragile* Brocchi. *Venus* (*Chione*) *haidingeri* Hörn. *Venus* (*Chione*) *multilamella* Lam. *Tapes* (*Hemitapes*) *vindobonensis* May. *Pholadomia* sp. *Gasteropoda*: *Bittium* *reticulatum* da Costa, *Cerithium* *scabrum* Oliv. *Ostracoda* sp.

The fossils of Kővárfüred are mostly *Lamellibranchiata*, but being stone moulds, are seldom identifiable. The age is Tortonian.

3. *Sarmatian* (Upper Miocene). The Sarmatian series are about 200 m thick. They consist light or darkgrey well-bedded marls and calcareous sandstones, with intercalations of fine andesitic tuffs. Only at one place, a badly preserved *Syndesmya reflexa* Echw. could be found. The Sarmatian and Pannonian beds are very similar in appearance, the Pannonian being more monotonous and containing no andesitic tuffs. The Sarmatian shows different colours of the strata and andesitic tuff intercalations are numerous. Near Lacfalú and Felsőbánya the contact between the Sarmatian and Pannonian was put between the last andesitic tuff and the first bed containing Pannonian fossils. This last tuffbed would be the equivalent of the tuff of Bázna from the Transylvanian Basin. Where the tuff disappears, the determination of the boundary between the Sarmatian and Pannonian is only by micropalaeontologic investigation possible. Unfortunately, this is not everywhere feasible.

Between Misztótfalu and Borpatak Sarmatian occurs, where the old maps showed Pannonian. The determination was here possible by microfaunistic investigation. The testpit samples showed a 4 km long and 1 km broad area of outcropping Sarmatian beds. Lack of even microfossils made the sharper separation of the Sarmatian from the Congeria containing Pannonian difficult. The microfauna of the territory is the following :

The *first* locality is situated 1 km north of Gyertyános, on the road leading to point 336. The *second*, on the road going from Magyar-kékes to the north. The *third*, and the *fourth* on the NW rim of Misztótfalu on the SW slope of the Körtehegy, in testpits No. 28 and 30. The *sixth* on the Mogyoróshegy near Borpatak, testpit 10. The *fifth* at Misztótfalu, SE slope of the Körtehegy, testpit No. 26. The *seventh* 400 m south of pit 26, testpit No. 25.

No.	Species	Number of Localities of occurrence						
		1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
1	Miliolina (Biloculina) sp.	s			s			
2	M. (Triloculina) inflata d'Orb.							c
3	M. (Quinqueloculina) seminula Linn.				s			s
4	Rheophax bacillaris Brady		s					
5	Bulimina elegans d'Orb.			s	s			
6	Virgulina schreibersiana Czj.			s		s		
7	Lagena sp.							s
8	Nodosaria (Dentalina) consobrina d'Orb.				s			
9	Nodosaria sp.		s					
10	Uvigerina pygmaea d'Orb.			s				
11	Globigerina bulloides d'Orb.			s				

No.	Species	Number of Localities of occurrence						
		1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
12	Globigerina bulloides var. triloba					s		
13	Globigerina quadriloba d'Orb.					s		
14	Orbulina universa d'Orb.					s		
15	Rotalia beccarii Linn.			s		s	f	c
16	Nonionina depressula W. J.					s	s	c
17	Nonionina umbilicatulula Montf.					s		
18	Nonionina sp.			s				
19	Polystomella aculeata d'Orb.			s	s			
20	Polystomella crispa Linn.			s	c	f	s	c
21	Polystomella macella F. & M.			s	f	s		
22	Polystomella regina d'Orb.							s
23	Polystomella striatopunctata F. & M.			s				
24	Polystomella sp.			s		c		s
25	Ostracods.	f	f					f
26	Fish teeth.		c					

s = seldom, rare. f = frequent, c = common.

The forams of the Sarmatian are generally smaller than the same forms of the older beds. Ostracods occur mostly in beds where forams are scarce. Some forams occur even in the Pannonian beds, but they are obviously washed in.

At the base of the Sarmatian *gypsum* occurs. Already Koch mapped some gypsum beds, but I could add several newer ones showing that this gypsum forms an approximately uninterrupted 1—2 m thick bed at the base of the Sarmatian. The gypsum is sometimes mixed with milky-white quartzite grains. Mineralogically interesting is the occurrence of small 0,5 mm long water-clear quartz crystals.

The Sarmatian lies conformably on the Mediterranean and is likewise covered by the Pannonian.

4. *Pannonian-Pontic beds.* The Pannonian can be divided into the following stages: 1. The base of the Pannonian is composed by *coarse sand and loose sandstones*. Especially near Kővárfüred and Szakállasdombó this formation can be well observed. Maximum thickness is about 120 m. but wedging out north of Szakállasdombó completely. In the Kővárfüred-creek a mud volcano of 4 m high occurs in this sands. No natural gas seep could be here observed. 2. *Darkgrey shale and blueish bedded clays* with Ostracods. Partly containing molluscs in bad state of preservation. Most common: *Congeria partschi* Czj. Thickness about 400 m. The most important fossils are here: *Congeria partschi* Czj. *Congeria* sp. ind. *Limnocardium* sp. Ostracods (all near Felsőbánya, SW border in gray clays). Southborder of Felsőbánya in a narrow valley near the road to Lacfalu: *Congeria partschi* Czj. *Congeria* aff. *ornithopsis* Brus. *Limnocardium* sp. Ostracoda. Plants.

At Szakállasdombó, Pomu Hisi south slope, in a creek : *Congeria ornithopsis* Brus. juv? *Limnocardium* sp. Ostracodae. Belonging to the same complex are the beds from testpit 3 near the Borkut of Borpatak. Here : *Congeria partschi* Czj. *Limnocardium cekusi* Kramb. Gorj. *Limnocardium* sp. Ostracodae, occure.

3. *Crossbedded sandstone, sand and clays*. In shallow water deposited sediments, poor in fossils. Thickness about 100 m. Occurs : Westside of Tökés, and at the Gruiu Rosilor.

4. *Grey clays*. At the big hill-slides of the Tökés a 200—300 thick clay formation can be observed. I collected here : *Congeria partschi* Czj. *Limnocardium* sp. fragments. To the same formation could be counted the slightly sandy micaceous clays of the Zazar creek near Nagybánya in which I collected : *Limnocardium halavatsii* Lör. and *Limnocardium* sp. ind.

5. *Spotty clays of limnic origin*. Containing great amount of plant-material with crushed thin shell fragments.

This highest stage can be found only in the middle of the basin. At Feketefalu in a clay outcrop, *Limnocardium* sp. *Pisidium* sp. and *Melanopsis* fragments can be found, mixed with plant remains and Ostracoda. At the western side of Lénárdfalva I collected out of sandy clays with coaly plant fragments, the following fossils : *Limnocardium* sp. *Hydrobia* (*Caspia*) cf. *böckhi* Lör. *Hydrobia* (*Pannonia*) *minima* Lör.

The whole thickness of the Pannonian formation attains about 1000 m. But it seems possible that in the inner part of the basin the thickness of the beds attain higher figures. The drillhole near Zazar penetrated in 1943 from the top till the bottom of 561 m, only Pannonian beds without reaching the Sarmatian. We may conclude from the fossils with Mr. Sümeghy that in the Nagybánya basin only beds of the *Lower Pannonian* are developed. Only the uppermost beds (spotty clays) may be counted to the Upper Pannonian.

6. *Vulcanic rocks and tuffs*. At the northern rim of the basin of Nagybánya, Pyroxene Andesite with his tuffs agglomerates, and Dacite tuffs are the most common. North of Felsőbánya Rhyolite occure. The temporary interruption of vulcanic activity is proved by a lignite bed which can be followed from the Fernezely valley till Giródtótfalu, and lies between two tuffaceous beds. From Buság till Felsőbánya the vulcanic beds covering everywhere the Lower Pannonian formation. Their age is thus younger, possibly Upper Pannonian. In the vicinity of Bajfalu the vulcanic rocks are of Upper Mediterranean and Sarmatian age. The investigation of the vulcanic formation consisted no part of my programme, so nearer study of them were omitted.

Levantic gravels. The tops of the hilly region built up by Pannonian sediments, are remains of an old horizon, which was covered by vulcanic

agglomerates in the time between the forming of the recent river system and the end of the vulcanic activity. At the higher points a 3—4 m thick layer of coarse gravel can be followed from Nagybánya till Tökés. The same Levantic gravel can be found near Kővárfüred, Pusztatelek and Gyertyános.

The levantic gravels of the vicinity of Coruia are different from the former, as they contain crystalline components. They were therefore probably deposited by a different drainage system coming from an other direction. The maximum thickness of the gravel is 10—20 m.

7. *Pleistocene*. The hillslopes are covered by terrestrial loam containing very much rounded limonite concretions. Thickness 5—6 m

Terraces. A well-developed four-terrace system can be found in the Zazar valley. The highest terrace lies now 35 m above the level of the creek. At the south side of the Zazar valley all the terraces form an uninterrupted line, at the northern side only the lowest and the highest remained. A quite similar situation can be observed in the Kékes valley from Lacfalu till Kékes.

8. *Holocene (Recent)*. From the mentioned four terraces only three belong to the diluvium. The lowest of them belongs to the Holocene.

The sulphuric acid containing waters of the mines, killing not only the fishes in the creeks but the plantlife too. Therefore some high-water or flood could be dangerous for the agriculture of the vicinity. Hillslides in the Pannonian clays are common and attain sometimes catastrophal extents.

TECTONICS

A very marked unconformity can be observed between the Upper Mediterranean and the strongly folded Upper Oligocene. The Upper Mediterranean-Pannonian beds lying conformably on each other, tilting slightly towards the middle of the basin. Connected with the Upper Pannonian vulcanic outbursts, tectonic movements were especially strong near the centers of eruptions. The Levantic gravel covers the Lower Pannonian unconformably. The Pleistocene and Holocene terraces indicate the epirogenetic upheaval of the territory.

In our area folding and faulting can be observed. We will deal with them in more detail:

1. Between Nagybánya and Felsőbánya a strongly *broken zone* runs in EW direction. Due the Pleistocene cover and the frequent hillslides the true tectonic situation cannot be easily disclosed. The amount of the dislocation can be however well observed in the E part of Nagybánya where in the Zazar-creek the Pannonian beds can be followed

with ease. Here along a strep of 1,2 km, three steep anticlines can be observed, combined with faults. At some places the fossiliferous Pannonian beds are completely perpendicular. This rather uncommon steepness of Pannonian beds can be put on the account of the old vulcanic activity in the area.

2. *The uplift of Borkut.* In a nearly EW strike a fault zone runs from the Zazar mine through Borpatak mineral springs, Misztomogyorós-bath Misztótfalu, Kereszthegy near Buság till Monostor. Here, it disappears under the alluvium of the Szamos and Lapos. Stretching out the line farther, it points exactly to the northern rim of the crystalline mass of the Bükk mountains. This broken zone is approximately 3—400 m broad. Along the faulted zone, mineral springs can be found. The dislocated zone is at some places composed by parallel almost perpendicular faults. At the northern part of the broken zone the beds dip to the north, at the southern to the south. Near the zone the dips attain 50—60 degrees, flattening farther away out gradually. The northern part is complicated by several cross-faults, suggesting a block faulting. At the middle of the uplifted structure Sarmatian beds crop out along about 4 km length. Above Borkut the Sarmatian dives already under the Pannonian. The beds penetrated by the Zazar shaft (tuffaceous grey clays, with natural gas traces) are seemingly of Sarmatian age.

3. *Syncline of Katalin-Alsóújfalu.* Over the mentioned villages a flat ENE—WSW running through may be traced.

4. *The anticline of Bajfalu.* This structure was not nearer investigated by me, as only the western part was mapped. Already the Hoffmann—Koch map indicates that at Bajfalu (Danesti). Mediterranean Dacite and tuffs are on the surface. They are surrounded by Sarmatian and Pannonian beds. This uplift which is penetrated by andesite eruptions seems not to be a regular structure.

5. *Anticline of Kővárfüred.* At the bathing establishment of Kővárfüred, Upper Mediterranean Leitha-limestones are on the surface. They are surrounded in a half circle by Sarmatian, farther by Pannonian beds. The beds dip around the bathplace regularly towards the basin only at the SE part, a smaller fault may be present. This small structure covers an area of about only 1—1,5 squ. km. The culmination is situated near the SE part of the bathing establishment.

USEFUL MATERIALS.

Ore-mining. In the vulcanic zone of the north, several ore-mines are in exploitation and traces of older mining can be found frequently. Ore traces occur near Bajfalu. In the alluvial deposits of the Zazar-

creek, several gold-washing plants are in operation. It would be advisable to investigate the gold content of the higher terraces.

Coal-mining. Between the Fernezely and Kisbánya valley, at the northern slope of the Zazar valley about 400 m a. s. a 2 km long Lignite bed can be followed. The thickest part of this bed lies near the presently abandoned Dragos-coalmine near Giródtótfalu. Here, several hundred meters of a 1—1,5 m thick coalbed is known. Volcanic influence altered the originally poor lignite into a coal of 3,300—4,000 Calories heating value.

Fine, andesite tufts (poor in chalk) may be found near Lacfalu and Felsőszándorfalu, between Sarmatian clays. They may be used for Fuller earth or for filling material for soap manufactory. Maximum thickness of the material 1—2 dm.

Mineral water. At Köváfüred, a sulphurated, salty, mineral water containing traces of petroleum comes to the surface. At Borpatak, during the digging of a well with carbondioxide water an explosion of natural gas occured. At Misztmogyorós mineral spring with weakly salty sulphurated hydrogen water is known. Water of the same content occurs at Foghagymás and Bajfalu.

Natural gas and oil may be expected at the uplifts. Reservoir rocks may be found among the Mediterranean tuffitic sands, sandstones and porous limestones, secondly among the sands of the Pannonian. The salt formation of the Mezőség does not occur in our territory. If it is present in the depths, is unknown. We may expect bitumen possibly at Borpatak, Bajfalu and Köváfüred.

At Borpatak at some places along the fault zone traces of natural gas were observed. For an exploration hole, the Southern, lesser disturbed part of the structure seems more favourable. Only oiltraps may be present. The best drilling point seems to be 200 m south of the bath of Misztmogyorós. Depth: 3—400 m.

At Bajfalu (Danesti) and the boundary of Dióshalom, the inhabitants made several 1—1,5 m deep trenches, digging for ore. They were located in Andesite tuff. The tuff contains several good traces of live oil.

At Köváfüred, no bigger quantities of oil may be expected, as the caprock is partly washed away by the erosion. Prospecting for oil was carried out here already years ago. A drillhole of 200 m would be sufficient to settle the question if the structure contains oil or not in commercial quantities. The further prospecting of the area would be the investigation of possible Pannonian structures and the search for older oilbearing beds at Kovás, Köváfüred and Bajfalu.

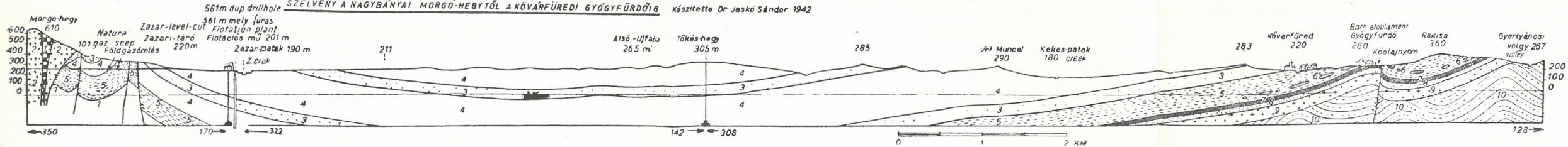
După descrierea seriei sedimentare oligocensuperior-levantină, tratează condițiile tectonice. Se observă o puternică discordanță între cutele de tip jurasic, de direcție E—W și mediteranianul superior care urmează după o lacună stratigrafică pe acestea. Stratele mediteraniene superioare și panoniene în general sunt concordante și înclina ușor spre bazin. Mișcările orogenetice regionale au fost puternice în deosebi în vecinătatea craterelor vulcanice. Pietrișul levantin se depune discordant pe panonianul inferior. Bazinul Băii Mari din punct de vedere structural se împarte în unități tectonice independente : 1. Zona fracturată dintre Baia Mare —Baia Sprie, horstul dela Borcut, sinclinalul dela Cătălin-Satul Nou de Jos, anticlinalul dela Dănești, anticlinalul dela Cărbunari. Pe baza indiciilor locale și tectonice explorările pentru hidrocarburi trebuie să îndreptate spre Dănești și Cărbunari.

Др. Яшко Шандор :

ГЕОЛОГИЯ БАСЕЙНА НАДЪБАНЯ.

После стратиграфического описания толщ верхнего олигоцена леванта, заполняющих бассейн он ознакомляет с тектоническими условиями. Сильная дискордация заметна между смятыми в складки Юрского типа пластами верхнего олигоцена с восточно-западным падением и верхним медитером, залегающим с стратиграфическим пропуском. Верхне-медитеранские пласты нижнего паннона в большей части налегают друг на друга конкордатно и слегка склоняются к центру бассейна. Региональные орогенетические движения единовременные с вулканическими аффризивными действиями особенно сильны были вблизи кратеров верхнего паннона. Щебень леванта налегает на нижний паннон нескладно. Бассейн Надьбаня поразделается на следующие отличающиеся одна от другой тектонические единицы : пересеченная сбросами зона между Надьбаня и Фельшобаня ; выдвинутая Байфалушская сбросовая тектоника ; синклинал Катаин-Алмауйфалу ; антиклинал Боркут-а антиклинал Кеверфюред-а. На основании тектонических и местных признаков можно ожидать углеводородов в Борпатак-е, в Байфалу и в Кеверфюред-е.

SECTION FROM THE MORBO-HILL (NAGYBÁNYA) TILL KÖVÁRFÜRED
 SZELVÉNY A NAGYBÁNYAI MORGO-HEGYTŐL A KÖVÁRFÜREDI GYÓGYFÜRDŐS Készítette Dr. Jaskó Sándor 1942



Színkulcs a szelvényhez

- 1. Andezit láva
- 2. Vulkanai tufa és breccsia } Felső pannon
- 3. Homok } Alsó pannon
- 4. Agyag } Alsó pannon
- 5. Agyagmárga, benne homokkő és andezittufa rétegekkel } Szarmata
- 6. Gipszlencsék
- 7. Lithothamniumos mészkő } Felső mediterrán
- 8. Kövületes homokkő } Felső mediterrán
- 9. Dacittufa (Dési tufa) } Felső mediterrán
- 10. Felső oligocén agyagmárga és homokkő

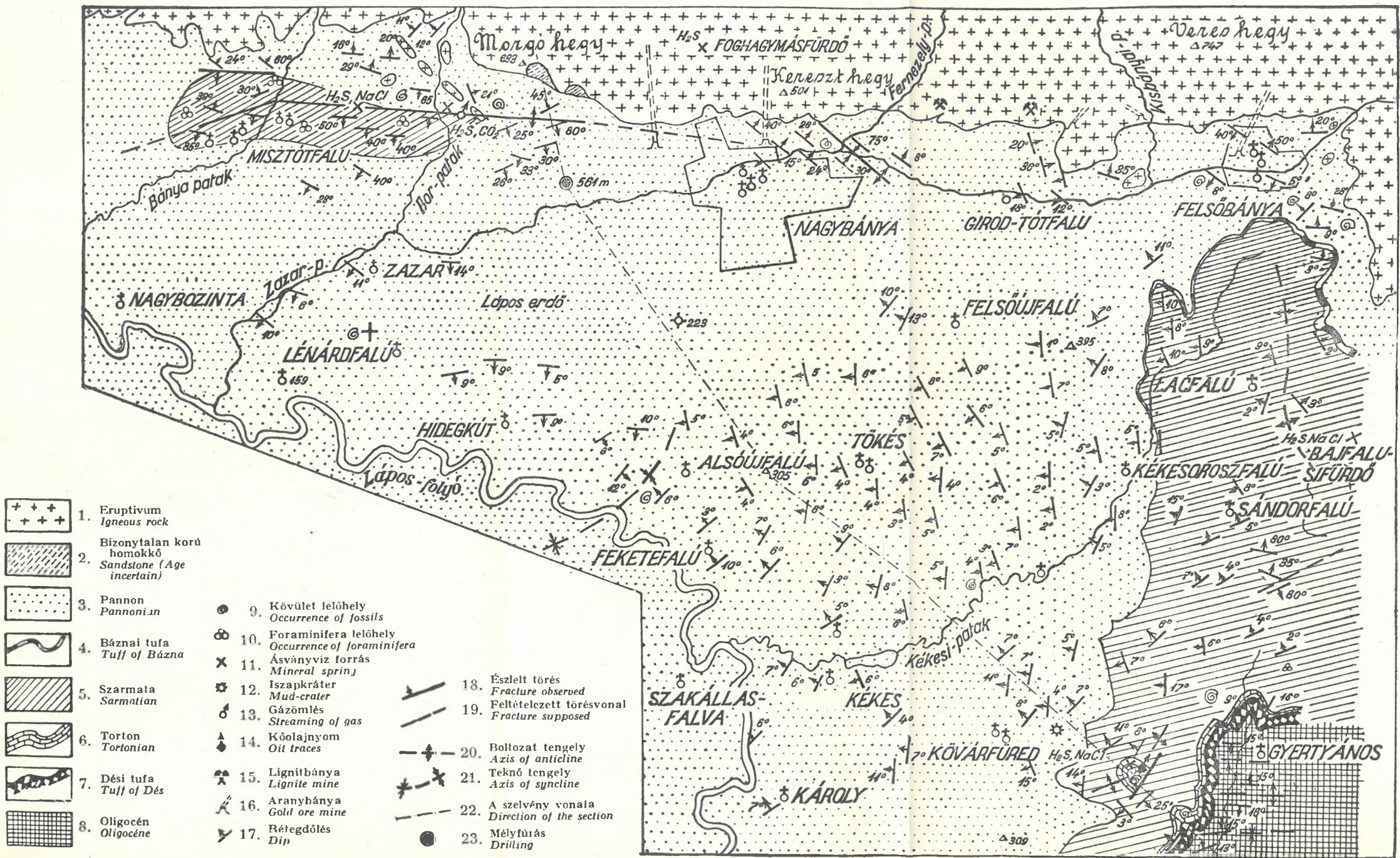
Legend (Section)

- 1. Andesite
- 2. Volcanic agglomerate } Upper Pannonian
- 3. Sand } Lower Pannonian
- 4. Clay } Lower Pannonian
- 5. Marl with sandstone and andesite tuff intercalation } Sarmatian
- 6. Gypsum lentils
- 7. Lithothamnium limestone } Upper Mediterranean
- 8. Fossiliferous sandstone } Upper Mediterranean
- 9. Dacite tuff (Tuff of Dés) } Upper Mediterranean
- 10. Marl and sandstone Upper Oligocene

A nagybányai medence földtani térképe

Harta geologică a bas. Băii Mari

The Geological Map from the Basin of Nagybánya



- | | | | |
|--|--|--|---|
| | 1. Eruptivum
Igneous rock | | 9. Kövület lelőhely
Occurrence of fossils |
| | 2. Bizonytalan korú
homokkő
Sandstone (Age
uncertain) | | 10. Foraminifera lelőhely
Occurrence of foraminifera |
| | 3. Pannon
Pannonian | | 11. Ásványvíz forrás
Mineral spring |
| | 4. Bázna tufa
Tuff of Bázna | | 12. Iszapkráter
Mud-crater |
| | 5. Szarmata
Sarmatian | | 13. Gázömlés
Streaming of gas |
| | 6. Torton
Tortonian | | 14. Kőolajnyom
Oil traces |
| | 7. Dési tufa
Tuff of Dés | | 15. Lignitbánya
Lignite mine |
| | 8. Oligocén
Oligocène | | 16. Aranybánya
Gold ore mine |
| | | | 17. Rétegdőlés
Dip |
| | | | 18. Észlelt törés
Fracture observed |
| | | | 19. Feltételezett törésvonal
Fracture supposed |
| | | | 20. Boltozat tengely
Axis of anticline |
| | | | 21. Teknő tengely
Axis of syncline |
| | | | 22. A szelvény vonala
Direction of the section |
| | | | 23. Mélyfúrás
Drilling |

TARTALOM — SOMMAIRE

1. *Reich Lajos* : Észak-Erdély földtani fejlődéstörténete és hegy-szerkezeti helyzete a Kárpát-medence rendszerében.
L. Reich : L'histoire de l'évolution géologique et la situation structurale de la Transylvanie septentrionale dans le système du Bassin Carpatique. 3— 26
2. *Majzon László* : Földtani megfigyelések Apahida, Kisiklód, Szék, Kötelend és Kalyáni-Vám környékén.
L. Majzon : Geologische Beobachtungen in der Umgebung von Apahida, Kisiklód, Szék, Kötelend und Kályáni-Vám.... 27— 38
3. *Majzon László* : Szamosújvár és Désről keletre eső rétegek sztratigrafiája.
L. Majzon : Statigraphie der Schichten östlich von Szamosújvár und Dés. 39— 98
4. *Wein György* : Buza-Noszoly (Szolnok-Doboka vm.) környékének földtani viszonyai.
G. Wein : Geologische Verhältnisse der Umgebung Buza-Noszoly. 99—106
5. *Wein György* : Szamosújvár-Cente-Felsőoroszfalu-Dés közti terület földtani viszonyai.
G. Wein : Geologische Verhältnisse des Gebietes zwischen Szamosújvár-Cente-Felsőoroszfalu-Dés. 107—130
6. *Méhes Kálmán* : Szénhidrogénkutatás Szentegyed és Vajdakamarás környékén.
K. Méhes : Kohlenforschung in der Umgebung von Szentegyed und Vajdakamarás. 131—134
7. *Szalai Tibor* : Teke környékének földtani viszonyai.
T. Szalai : Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Teke. 135—158
8. *Jaskó Sándor* : Marosvásárhely környékének földtani viszonyai.
A. Jaskó : Geologische Verhältnisse der Umgebung von Marosvásárhely. 159—170
9. *Balogh Kálmán* : Szentgerice környékének földtani viszonyai.
K. Balogh : Geologische Verhältnisse der Umgebung von Szentgerice. 171—177
10. *Ferenczi István* : Az Erdélyi Medence Szurduk-Farkasmező környéki szilágymegyei részének földtani viszonyai.
É. Ferenczi : Conditions géologiques des environs de Szurduk-Farkasmező (département Szilágy) dans le bassin de Transylvanie. 179—214
11. *Pantó Gábor* : A cibles környékének bányageológiai viszonyai.
G. Pantó : Montangeologische Verhältnisse der Umgebung von Cibles. 215—237
12. *Jugovics Lajos* : A torjai Büdöshegy vulkánológiai viszonyai.
L. Jugovics : Die vulkanologischen Verhältnisse des Büdösberges bei Torja (Siebenbürgen). 239—259

13. *Földvári Aladár és Pantó Gábor*: A Radnai Havasok csillám-előfordulásai.
A. Földvári und G. Pantó: Mica Prospect in the Radna Mountains. (Transylvania.) 261—278
14. *Pantó Gábor*: A Ditró-Orotvai ércelőfordulás.
G. Pantó: Orotva Ore Prospect near Ditró (Transylvania.)..... 279—287
15. *Pantó Gábor*: Jelentés az 1941—42. évi balánbányai bányageológiai felvételtől.
G. Pantó: Report of Geological Survey around Balánbánya. 287—304
16. *Földvári Aladár és Pantó Gábor*: Bányageológiai megfigyelések Borsabánya, az Aranyos-Beszterce-völgy és Gyergyótölgyes környékének ércelőfordulásain és néhány más erdélyi ásványlelőhelyen.
A. Földvári und G. Pantó: Montangeologische Beobachtungen über Erzvorkommen in Borsabánya, im Tal der Aranyos-Beszterce, in der Umgebung von Gyergyótölgyes und anderen Siebenbürgischen Mineralfundorten. 305—333
17. *Földvári Aladár és Pantó Gábor*: Balánbánya környéke bányageológiai viszonyai.
A. Földvári und G. Pantó: Report on the Geology and Ore Deposits of Balánbánya (Transylvania.) 335—366
18. *Ifj. Noszky Jenő*: Jelentés a Felsőderna és Tataros közti ásványolajhomokterület földtani felvételéről.
J. Noszky jun.: Geological Survey of the Oilsand-Area between Derna and Tataros. 367—378
19. *Bandat Horst és Reich Lajos*: Jelentés a szilágysági Kraszna-medencében 1942-ben végzett földtani felvételekről.
H. Bandat und L. Reich: Bericht über geologische Untersuchungen im Krasna Becken (Szilágyság). 379—389
20. *Jaskó Sándor*: A nagybányai medence geológiája.
A. Jaskó: Geology of the Basin of Nagybánya..... 391—412

REGIUNILE DE MUNCA A AUTORILOR.

A SZERZŐK MUNKATERÜLETE ÉS A FELVETT TÁJEGYSÉGEK HELYE A KÁRPÁTI IVBEN.

EMPLACEMENT DES RÉGIONS LEVÉES PAR LES AUTEURS.

