

RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVI JELENTÉSE
AZ 1957—58. ÉVRŐL

ГODOВОЙ ОТЧЕТ
ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА ЗА 1957 И 1958 гг.

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
SUR LES ANNÉES 1957 ET 1958

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
OF 1957 AND 1958

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
FÜR 1957 UND 1958



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1961

Kutatói Hírlap

Szerkesztette

TASNÁDI-KUBACSKA ANDRÁS
BODA JENŐ és VIGH GUSZTÁV
közreműködésével

61/23355. Franklin-nyomda Budapest, VIII. Szentkirályi utca 28.

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Hegedűs Ernő

Azonossági szám: 40 380 — Ívterjedelem: $50^3/4$ (A/5) — Ábrák száma: 49, Melléletek száma 11

Példányszám: 600

IGAZGATÓI JELENTÉS AZ 1957—58. ÉVRŐL

Teljességre való törekvés nélkül, néhány jellemzőnek tartott vonás kiemelésével, megkísérlem Intézetünk 1957—58. évi munkáját, a felszabadulás óta megindult erőteljes fejlődés részeként felvázolni.

A hazai földtani kutatás történetében a felszabadulás alapvető változás szükségszerűségét és lehetőségét hozta. A kapitalista gazdasági rendszer helyébe lépő szocialista gazdaságépítés szükségszerűen előírta az ország hasznosítható ásványi anyagainak pontos számbavételét és ezek fokozott ütemű további felderítését. A létszám és felszerelés jelentős mérvű növelése révén egyúttal a kutatási kapacitás ugrásszerű fejlődését is biztosította. Az ipari geológusszolgálat kiépítésével elmélyülhetett a Földtani Intézet alapozó, módszerkialakító, térképező és szintetizáló munkája. Jelentős támogatással fejlődött a központi nyilvános földtani könyvtár, korszerű elvek alapján fogtak hozzá a rétegtani, közettani és teleptani gyűjtemény átszervezéséhez és az Országos Földtani Adattár felállításához.

Az új helyzetből fakadó követelmények megértése és kielégítése nem ment azonnal és nem volt mentes a tévedésektől sem. Nem voltak kész kutatási irányelvek és a hazai feladatok megoldására alkalmas kipróbált módszerek és előírások. Kevés volt a jólképzett, az új feladatokat megértő és megoldani tudó szakember. Mindez az átalakulás időszakának elhúzódását eredményezte.

A Földtani Tanács 1955. évi határozatai, a 10 éves gyakorlat tapasztalatai alapján, tudományosan kidolgozott programot és az új helyzetnek megfelelő irányelveket adtak az egész magyar földtani kutatás számára.

Bár az ellenforradalom átmenetileg megzavarta a helyes irányban megindult fejlődést, az 1957—58-as években a Földtani Intézet gyakorlatban is megvalósította az 1955-ös határozatokat. A rendelkezésre álló kutatási kapacitást népgazdaságilag fontos, nagyobb földtani egységekre (Mecsekhegység, Mátrahegység, Tokaji-hegység, Északi-Bakony, Dorogi medence és Budapest környéke) lehetett összpontosítani, ami sokoldalú munkamegosztást, a több évre tervbevett munka alapos elmélyülést, az előírások a munka egységes stílusát és egyértelműségét biz-

tosítják. Elkészült az ország átnézetes vízföldtani felvétele és folyamatban van az ország 1:100 000-es méretű GAUSS—KRÜGER vetületű földtani térképsorozatának elkészítése is.

Az 1957—1958. években elindított újrendszerű munka, bár rész-eredményei az eredeti elgondolás helyességét máris igazolták, a további évek során hozza meg a korszerű munka alapján beérlelt gazdasági és tudományos eredményeit. Ez nemcsak kíváncsalom, hanem az új helyzetből fakadó szükségszerűség.

Ezekkel a gondolatokkal bocsátom útjára az Intézet 1957—58. évi jelentését.

FÜLÖP JÓZSEF
igazgató

COMPTE RENDU DU DIRECTEUR SUR LES ANNÉES 1957—58

Nous tâchons de tracer en grandes lignes, le travail de 1957—58 de notre Institut, comme une partie du développement intense commencé depuis la Libération, mais seulement en relevant quelques traits caractéristiques et sans entrer dans les détails.

Dans l'histoire des recherches géologiques en Hongrie, la Libération a apporté la nécessité et la possibilité d'un changement fondamental. La construction d'une économie nationale socialiste, succédant au système capitaliste, nous a nécessairement prescrit de faire le compte des ressources minérales utilisables du pays et de continuer les recherches à cadence accélérée. L'augmentation considérable de l'effectif et de l'équipement nous a permis, en même temps, de développer par bonds la capacité de recherche. Les services géologiques industriels étant organisés, nous avons pu approfondir le travail fondamental, méthodologique, cartographique et synthétique de l'Institut Géologique. Grâce à une subvention bien considérable, il est devenu possible de développer notre bibliothèque géologique centrale, publique, de réorganiser — d'après des principes modernes — nos collections stratigraphique, lithologique et celle des gîtes minéraux, et d'établir les Archives Nationales de Documentation Géologique.

Il n'était pas possible de comprendre et satisfaire tout de suite aux exigences résultant de la nouvelle situation et ce processus n'était pas exempt d'erreurs. Il n'y avait pas de principes élaborés des recherches, ni de méthodes ou prescriptions éprouvées, appropriées à résoudre nos tâches spéciales. Nous avons peu de spécialistes bien qualifiés qui comprenaient nos devoirs nouveaux et savaient les résoudre. A cause de ce que nous venons de dire, la période de la transition traînait en longueur.

Les résolutions de 1955 du Conseil Géologique, en analysant les expériences de dix années, ont donné un programme scientifiquement élaboré et des principes correspondant à la nouvelle situation, pour toutes les recherches géologiques en Hongrie.

Bien que cette juste tendance du développement ait été troublée par la contre-révolution, en 1957—58 l'Institut Géologique a réalisé, en pratique, les résolutions de 1955. Nous avons pu concentrer la capacité disponible des prospections aux grandes unités géologiques qui étaient importantes du point de vue de l'économie nationale (Montagne Mecsek, Montagne Mátra, Montagne Tokaj, partie N de la Montagne Bakony, Bassin de Dorog, les environs de Budapest), ce qui a permis une division complexe du travail; le plan de plusieurs années nous a assuré la possibilité d'approfondir les sujets, tandis que le style uniforme et l'homogénéité du travail sont dus aux prescriptions. Nous avons achevé le levé hydrogéologique général du pays, et la construction d'une série de feuilles au 100 000^e à projection GAUSS—KRÜGER, du pays entier, est aussi en cours.

Bien que les résultats de détail prouvent déjà que ce nouveau système de travail, commencé en 1957—58, se fonde sur des conceptions justes, ses fruits seront donnés par les résultats économiques et scientifiques des années qui viennent. Ce n'est pas seulement une exigence, mais une nécessité résultant de la nouvelle situation.

C'est avec ces idées-la que nous présentons le rapport annuel sur les années 1957—58 de notre Institut.

J. FÜLÖP
Directeur

ОТЧЕТ ДИРЕКТОРА ЗА 1957—58 ГГ

Я попытаюсь очерчивать работу нашего Института за 1957—58 гг., как органическую часть интенсивного развития, начавшегося со времен освобождения страны, причем я не стараюсь добиться полного изложения темы, а хочу выдвинуть всего несколько ее черт, принятых мною за характерные.

В истории геологического исследования Венгрии освобождение принесло необходимость и возможность коренной перемены. Создание социалистической экономики на месте капиталистического экономического строя потребовало точного учета запасов полезных ископаемых страны, а также их разведки в постепенно ускоряющихся темпах. При этом, со значительным увеличением личного состава и оборудования Института социалистическая экономика обеспечивала скачкообразное развитие мощности исследований. В результате создания геологической службы в промыш-

ленных организациях обосновательная, геологосъемочная, синтетизирующая работа Геологического Института, выдвигающая все новые и новые методы, могла значительно углубляться. Благодаря существенной поддержке широко развивалась центральная публичная геологическая библиотека; на основе новых принципов приступили к реорганизации коллекций по стратиграфии, петрографии и по геологии рудных месторождений и к созданию Национального Геологического фонда.

Осознание и удовлетворение вытекавших из новой обстановки требований не могли осуществляться сразу, и они не лишались даже ошибок. Новых определенных директив исследований и подходящих, испытанных методов и инструкций по решению вставших задач в Венгрии не было. Число хорошо квалифицированных специалистов, умеющих постичь и решить новые задачи, было небольшое. Все это привело к затягиванию периодов преобразований.

Постановления, принятые Геологическим Советом в 1955 г., дали всему венгерскому геологическому исследованию программу, научно разработанную на основе десятилетней практики и директивы, соответствующие новой обстановке.

Несмотря на то, что контрреволюция временно замедлила развернувшееся в правильном направлении развитие, в 1957—58 гг. Геологический Институт осуществил постановления 1955 г. и на практике. Исследовательскую мощь Института можно было сконцентрировать и направить на важные для народного хозяйства геологические единицы (горы Мечек, горы Матра, горы Токай, Северная Баконь, Дорогский бассейн и район Будапешта), чем обеспечиваются разностороннее разделение труда, тщательное проведение запланированных на несколько лет работ, а инструкции обеспечивают единый стиль и недвумыслие работы. Составлена обзорная гидрогеологическая карта страны и составляется серия геологических карт масштаба 1 : 100 000 в проекции ГАУСС—КРЮГЕР-а.

Начатая в течение 1957—58 гг. по новой методике работа — хотя и частичные ее результаты уже теперь доказывают правильность первоначальной концепции — принесет свои результаты, созревшие благодаря проведенной на современных началах работы, лишь в течении последующих лет. Это не только желание, а необходимость, вытекающая из новой обстановки.

Вот какими мыслями я представляю Годовой Отчет Института за 1957—58 гг.

Й. ФЮЛЁП
директор

MAGYARORSZÁG HEGYSÉGSZERKEZETI TÉRKÉPE

(I. sz. melléklettel)

Írta: SZENTES FERENC

Az 1956. évi Nemzetközi Földtani Kongresszus Mexikóban a Szovjetunió javaslatára elhatározta a Föld tektonikai térképének megszerkesztését. Európa térképét 2 500 000 méretben Moszkvában szerkesztették SATSZKIJ, N. S. professzor irányítása alatt. Ebben a térképszerkesztési munkában Magyarország is részt vállalt.

1957. szeptemberében Prágában megállapodtak a térképszerkesztés alapelveiben és az ideiglenes színekben. A végleges színeket 1958 áprilisában Párizsban rögzítették. A kelet-európai területek szerkezeti térképeinek egyeztetése 1958 szeptemberében Lvóvban történt, ezenkívül Magyarország, Románia és Bulgária térképeit 1958 novemberében Bukarestben újból egyeztettek. Európa tektonikai térképét 1960-ban, a Koppenhágában tartott Nemzetközi Földtani Kongresszuson mutatták be.

A nemzetközi munkálatok előkészítése során egy *előzetes térképet szerkesztettünk 500 000 méretben*, a hazai viszonyoknak megfelelő felfogásban. Ennek az előzetes térképnek szerkesztésére alakult bizottság elnöke VADÁSZ E. professzor, titkára FÜLÖP J. igazgató, szerkesztő SZENTES F.; a bizottság tagjai: HORUSITZKY F., PANTÓ G., SCHMIDT E. R., SZALAI T. és TOMOR J.

Először elkészült egy 35 lapból álló térképsorozat, egységesen 2 500 000 méretben, melyen 1903-tól 1957-ig a különféle tektonikai felfogások változása idősorrendben párhuzamba állítható. A térképsorozatot ösföldrajzi térképek egészítik ki. Tizenhárom pontban felsoroltuk azokat a fontosabb tételeket, melyeket a térképen kifejezni kívánunk. A legtöbb probléma a köztömeg kérdésével, a flisszerű képződményekkel, a molasszal és a fiatal tektonikával kapcsolatban merült fel.

Magyarország a Kárpátok háromnegyed körívén belül az Alp-Kárpát-Balkán-Dinári hegységrendszer szerves tagja. A hatalmas hegységrendszer láncai helyenként egybefutnak, másutt ujjszerűen szétágaznak, majd egymáshoz képest eltolódva láncolódnak, többször nagy ívben elhajlanak. A hegységláncok között helyezkedik el a Magyar Közép-

hegység, a szigethegyek, fiatal feltöltődésű kiterjedt medencéink, az alföldjeink alatt eltemetett hegyek. A múlt század végén a földtani kutatás odáig jutott, hogy az alapvető rétegtani kiértékelés mellett a hegység-szerkezeti fogalmak körülírására is sor kerülhetett, megszülettek az első *napitektonikai szintézisek*.

A századfordulón az *ösföldrajzi* kutatások során fokozatosan kirajzolódik a Balkán-félszigeti nagy szárazulat képe, melynek partján a mezozóos üledékek különböző kifejlődésben találhatóak (PETERS, MOJSISOVICS, DIENER, WAAGEN, POMPECKJ). Rövidesen a keleti szárazulat fogalmát tektonikai értelemben használták, feltételezve azt, hogy ez az idős, merev mag a redőzött lánchegységek lefutását irányítja (Suess E. 1908).

A masszívum fogalma idővel tágult, a Rhodope fogalmát kiterjesztették a Dráva—Száva közére, majd Pannóniai masszívum néven (LÓCZY L. SEN. 1913) a Dunántúlra. EÖTVÖS LORÁND gravitációs ingájával már 1896-ban kimutatott az Alföld alatt eltemetett hegységeket. PRINZ Gy. 1922-ben a Magyar masszívum fogalmát az egész országra kiterjeszti „Tisia“ elnevezéssel, a közepén végigfolyó Tiszára utalva. BÖCKH H. 1929-ben „Tibiscia“ néven említi, s az Erdélyi masszívumot is ide csatolja.

Ötven esztendő alatt (1880—1930) a Rhodope masszívum tektonikai egysége a geológusok képzetében kerekén ötszörös területre növekedett, magába foglalva Magyarország egész *sziklaaljátát*.

A Kárpátokon belüli terület egyszerű *kaptaja* szerepet kapott, melyre a Kárpátok köríve ráfeszül. Ennek a nagy magyar tömegnek tulajdonították a Kárpátok belülről kifelé irányuló takarómozgásainak irányítását is, sugárszerűen szétágazó törekvéssel. Egyesek szerint a Kárpátok gyökereit is itt kellene keresni. A masszívum függőleges emelkedéseivel és süllyedésével hozzák kapcsolatba a sokféle magmatizmust. PRINZ Gy. a flishegység egész anyagát is innen származtatja (1937). LÓCZY L. JUN. (1940) a Cseh masszívum intrúziós területéhez hasonlítja, SCHMIDT E. R. (1948) az Orosz tábla leszakadt darabját látja benne.

BÖCKH H. (1929) — iráni analógia alapján — úgy véli, hogy a központi tömeg nemcsak passzív, hanem aktív szerepű, amennyiben a mélybesüllyedés alkalmával alátoló erőként hat. A magyar tömeget a Thrák-Macedon masszívummal és a Központi-Alpokkal hozza közvetlen kapcsolatba. A tömeg szélét peremi süllyedések jelzik pl. Kisalföld, Transsylvania. Az orogenezist pulzációval magyarázza.

SCHMIDT E. R. 1931 óta számos dolgozatban foglalkozik a kratogén geomechanikával, szembeállítva az orogén tektonikával. A közbelső tömeg merev, tektonikai nyomásra ÉK—DNy és erre harántos törésekkel feldarabolódik. Az ország egész területén végighúzódnó ÉK—DNy irányú keskeny, hosszú paleozóos és mezozóos pászták is ennek a merev töréses szerkezetnek az eredményei (1956).

Az említettekén kívül NOPCSA F. (1921) és SÜMEGHY J. (1929) is hangsúlyozzák a magyar közbenső tömeg jelentőségét.

Később az egységes magyar masszívum fogalmát fokozatosan átértékelték, vagy részeire boncolták. LÓCZY L. JUN. (1940) a paleozóos hegységösszefüggéseket rekonstruálja és azok között küszöbököt tételez fel, melyeket masszívum jelleggel ruház fel. Így az Alföld mélyén az egységes tömeg helyett több kisebb magot tételez fel. SZALAI T. (1957) szintén csak résztömegeket tételez fel, melyek a fiatalabb redőkkel együtt viselkedhetnek egységes tömegként.

VADÁSZ E. (1954) az egész ország területén végighúzóó ÉK—DNy csapású kristályos és paleozóos vonulatokat tételez fel, melyek között mezozóos szinklinálisok helyezkednek el. TOMOR J. (1957) az újabb mélyfúrások adatainak és a geofizikai mérések eredményeinek figyelembevételével megszerkeszti az alföldek sziklafenekének szintvonalas térképét 500 méteres értékközökkel. Ő is keskeny geosinklinális-pásztaákat tételez fel, de azokat több kisebb egységre bontja.

Úgy gondoljuk, hogy a Transsylvaniai medence önálló tömeg. Mivel az újpaleozóos és fiatalabb orogenetikus folyamatok — bár kisebb erővel — a köztes területen is érvényesülnek, csak annak aljzatában lehet egy idősebb, archaikus vagy ópaleozóos ősi tömeget feltételezni. Ez lenne a legelső szerkezeti elem, a mélyszerkezet, a talapzat konszolidálódott területe.

A mélyszerkezet nem azonos a táblák szerkezetével. A táblás vidékek lényegében lezárt, befejezett orogenezis területei, a közbenső tömegben ellenben újraledést látunk, főleg függőleges irányú mozgásokkal és azok bonyolult kihatásaival. A masszívum területén a földkéreg is vékonyabb. Körülhatárolása alig lehetséges, peremi töréseket nem várhatunk, a környezet gyúrt szerkezete hozzáilleszkedik a masszívum körvonalaihoz.

Feltűnő a különbség a Kárpátok ívének tektonikája és a közép-hegységek, szigethegységek szerkezete között. UHLIG V. 1913-ban a Dunántúli Középhegységet is külön takaróegységnek tekintette. A magyar geológusok megfigyelései szerint *ez a fellevés nem fogadható el.*

A kárpáti orogénnel ellentétben nálunk kratogén tektonika uralkodik, kisebb redőződéssel, pikkelyeződéssel, feltolódásokkal, vízszintes eltolódással, függőleges emelkedéssel és süllyedéssel; takaróredők nélkül.

PÁVAI-VAJNA F. (1926—1930) feltételez a harmadkorban újrakezdődő gyűrődéses tektonikát, ez a gyüredezés napjainkig folyamatosan tart. Ezt az elgondolást csak bizonyos megszorításokkal fogadhatjuk el; a tektonikai mozgások szakaszosak, a redőződés nem általános természetű, a tektonikai megnyilvánulások területenként változnak.

Az idősebb hegységek területe viszonylag kevés a kiterjedt alföldekhez és dombvidékekhez viszonyítva. A mélyfúrási technika fejlődésével *a földtani kutatás nálunk is a mélykutatás felé tolódott el.* A

nagyszámú ártézikut fúrás mellett főleg a szénhidrogén-kutatás során jutottunk fontos adatok birtokába. A fokozatosan kialakuló képet a *geofizikai mérések eredményeivel lehet kiegészíteni*; a részletes graviméteres, geomágneses, helyenként szeizmikus szelvények és más mérések adatai egységes képet alakítanak ki.

A kainozóos üledékek vastagsága alföldjeinken eléri a 2000—3000 métert, sőt a délnyugati határszélen az 5000 m vastagságot is meghaladja. Még negyedkori rétegeink vastagsága is többszáz méter lehet, helyenként elérheti az 1000 métert.

A kainozóos rétegek alól felkerült fúrómagok igen különbözőek. Gránit, kristályos palák, ortho- és paraközetek, tengeri karbon mészkő, perm, triász, júra és krétakori üledékek kerültek elő. *Mélybe süllyedt, eltemetett hegységláncokat lehet feltételezni, melyeknek egy része paleozóos hegység maradványa, más része mezozóos kori, alpi jáciesű rétegsorokból épül fel.*

Egységes közbelső tömeg helyett kisebb kristályos magokat lehet kimutatni. A Tiszántúl középső részén, a Kőröstől északra kibontakozik egy 300—500 km²-nyi terület, ahol igazi ortogneiszek és csillámpalák kerültek elő amfibolittal; ezek talán ópaleozóos korúak lehetnek. A Kisalföld mélyén mintegy 200 km²-nyi területen szintén egy ópaleozóos hegység helyezkedik el. A Mecsekhegység környékén csillámpalákat tártak fel, mezozónás regionális metamorfózissal, gránittal. A Balatontól délre újpaleozóos hegységlánc nyomai mutatkoznak; mély teknőket és ezek között kiemelkedő küszöböket tudunk megkülönböztetni.

A Balaton-vonal az egész országot keresztezi, és ez talán a Kárpátoknál idősebb szerkezeti irány.

Az Északi-Alpok folytatását az Északi-Kárpátokban nyomozzuk. A Központi-Alpok egy része Magyarország területére érve a mélybe süllyed, itt mint hegységroncsok kimutathatók. A Dinaridák önálló tektonikai egység. A Központi-Alpok és a Dinaridák között elhelyezkedő Déli-Alpok keleti folytatása a Bacher-hegységnél elfordul. *ÉK—DNy-i csapású Középhegységünk részben a Déli-Alpokban folytatódik, az ősföldrajzi kapcsolat a karbontól az oligocénig kimutatható.* Lényeges azonban, hogy a 20—30 km széles alpesi szerkezetű Déli-Alpok Magyarország területére érve ötszörös szélességűre terjed szét. Érthető, hogy ugyanaz a tektonikai erő így szétterítve sokkal kisebb mechanikai erővel érvényesül, csak egyszerűbb tektonikai formák keletkeznek.

A Déli-Alpok Magyarország területén virgálnak, a tenyér széttárt ujjaihoz hasonlóan szétágaznak. Ez a jelenség a lánchegységek pereire jellemző. Okát az idősebb küszöbök és merev magok befolyásában kereshetjük, melyek az egykori geosziklinálisokat is ágakra bontották.

Középhegységeinkben a legjelentősebb orogenetikus mozgás a mezozóikum végén volt. A későbbi epirogenetikus süllyedések igen jelentősök, a hozzájuk csatlakozó orogén jelenségek azonban viszonylag egy-

szerűbbek. Az oligocén végén lehet még erősebb hegységmozgást kimutatni.

Közép- és sziget-hegységeink részaránytalan felépítésűek. Az áthajlás iránya a *vergencia-irány*. Az Északi-Alpokban és Északi-Kárpátokban az északi vergencia uralkodik, a Keleti-Kárpátokban a déli, a Balkán-hegységben északi, a Dinaridákban DNy-i irányú. A Kárpátok láncán belüli területre jellemző a vergencia-irány gyakori változása. A Kőszegi-hegységben főleg K-i, a Bakonyban DK-i, a Mecsekben D-i, a Villányi-hegységben É-i, az Upponyi-hegységben ÉK-i, a Bükkben D-i irányú a fővergencia, az ellenkező irány gyengébben képviselt. *Hegységeink kétoldalasak, de részaránytalanok*. Ezt a jelenséget azzal magyarázhatjuk, hogy az üledékgyűjtő medencék a mezozóikumtól kezdve már eredetileg is elkülönült pásztták voltak szigettenger jelleggel, változó kiágazásokkal és lefűződésekkel.

A Kárpátok gyűrt takarószerkezete az ország területén egyszerűsödik, pikkelyes feltolódásokra bomlik, részben germán jellegű törésszerkezettel. A régibb maghegységek és az azok közti részgeoszinklinálisok irányító hatása szerint *ÉÉK—DDNy*, *ÉK—DNy*, *K—Ny* és *kisebb részben ÉNy—DK* irányú hegységcsapások alakultak ki.

Egyazon szerkezetformáló nyomás hatására dőlés mentén torlódások, csapás mentén húzási erőhatások érvényesülnek. Ezek nem mindig különböző korúak, ugyanazon tektonikai nyomás eredményei is lehetnek. Általában jellemzőek az *ÉNy—DK* irányú haránttörések, de a hegységcsapás változásával az ettől eltérő irányok is gyakoriak.

A belső medencék epirogén és szinorogén mozgásokkal alakultak ki. A fiatal hegységképződés csak részben követi újraeledés formájában a régi csapásokat (*poszthumusz mozgások*), öröklött hajlammal; részben azonban — főleg a neogénben — már új irányokat követ (*renegát hegységképződés*). A Nagyalföld és Kisalföld szélén, mélyen a hegységívek közé nyomulva, kisebb *peremi medencék* keletkeznek.

A pliocén és pleisztocénkorú redők eredetük szerint többfélék. Idősebb hegységmag köré már eredetileg is ferdén leülepedett, ún. *települési antiklinális*, vagy hegységek peremén, utólagos, egyenlőtlen *rélegtömörülés*sel keletkezett *boltozat*, vagy lesüllyedő hegységglépcső széleihez *térdráncszerűen hajló boltozatok*, de kimutathatók *orogén oldalnyomás hatására* keletkezett boltozatok is.

Dombvidékeinken a fiatal törések a vízrajzban is visszatükröződnek, az alföldeken ezenkívül a süllyedések is irányítják a vízhálózatot. Független elmozdulások a *jelenkorban* is kimutathatók (BENDEFY L.).

Alföldjeink peremét nem lehet egyetlen tektonikai vonallal ábrázolni. A lepusztuló dombvidék és a süllyedő és feltöltődő síkvidék határa nem tektonikai vonal, hanem széles, térdráncszerű öv. Így a közel É—D irányú Duna-vonal sem egy tektonikai sík, hanem széles öv, mely ÉÉNy—DDK-i elemekből tevődik össze.

A *Kárpátok nem egységes felépítésűek*. Három nagy antiklinóriumot ismerhetünk fel: Tátrák—Fátrák környéke, Radnai—Gyergyói havasok öve és a Déli-Kárpátok. Ezeknek a magoknak különálló földtani története van. A különböző szerkezeti elemeket a szirtövek és a kréta-paleogén flisöv utólag kapcsolja orogén egységbe, egységes kárpáti láncba. A *Kárpátok* láncán belül is található flisszerű képződmények. Ilyen K—Ny-i csapású öv a Tisza mentén Debrecentől Szolnok környékéig követhető a mélyben. Elméleti szempontból meggondolandó, vajon ezeket igazi orogén képződménynek tekintsük-e, vagy inkább molassz-szerű jelleget tulajdonítsunk nekik, összevetve az Erdélyi medence hasonló képződményeivel.

CARTE TECTONIQUE DE LA HONGRIE

(Avec annexe I.)

Par F. SZENTES

Sur la proposition de l'URSS, la session du Congrès Géologique International, tenue en Mexique, a 1956 créé une sous-commission pour établir la carte tectonique du Monde. Les travaux de construction de la carte de l'Europe au 2 500 000^e sont en cours à Moscou, sous la direction du Prof. N. S. CHATSKI.

Au mois de septembre 1957, à Prague, on s'est convenu sur les principes fondamentaux de la construction des cartes et sur la légende provisoire. La légende définitive a été adoptée à Paris, au mois d'avril 1958. On a ajusté les cartes tectoniques de l'Europe Orientale au mois de septembre 1958, à Lvov en outre les cartes de la Hongrie, de la Roumanie et de la Bulgarie ont été ajustées de nouveau au mois de novembre 1958, à Bucarest. La carte tectonique de l'Europe a été présentée à la session de Copenhague du Congrès Géologique International, qui a eu lieu en 1960.

Au cours des préparatifs de ces travaux internationaux, nous avons construit une carte préliminaire au 500 000^e, sur la base d'une conception conforme aux conditions de notre pays. Cette carte préliminaire a été construite par une commission présidée par le Prof. E. VADÁSZ. Le secrétaire de la commission était J. FÜLÖP, directeur de l'Institut Géologique. Rédacteur: F. SZENTES. Membres de la commission: F. HORUSITZKY, G. PANTÓ, E. R. SCHMIDT, T. SZALAI, J. TOMOR.

Tout d'abord, on a fait une série de cartes au 2 500 000^e, de 35 feuilles, sur lesquelles on peut suivre en ordre chronologique les diverses conceptions sur la tectonique de notre pays, de 1903 jusqu'à 1957. Cette série est complétée par des cartes paléogéographiques. Nous avons énuméré en 13 articles les problèmes importants que nous voulions repré-

senter sur la carte. La plupart des problèmes sont en connexion avec le massif médian, les formations flyschoides, la tectonique jeune.

A l'intérieur de l'arc de 270° des Carpates, la Hongrie appartient au système des Alpes—Carpates—Dinarides. Les chaînes de ce système immense tantôt concourent, tantôt se ramifient, puis elles dévient ou s'arquent plusieurs fois. C'est entre ces chaînes de montagnes que sont situés la Montagne Centrale de Hongrie, les montagnes isolées, les vastes bassins à remblayages jeunes, les montagnes recouvertes au fond de nos plaines. A la fin du siècle passé, il est déjà devenu possible de définir — en outre de l'évaluation stratigraphique — les concepts tectoniques, ce qui a amené aux *premières synthèses de grande tectonique*.

Vers 1900, par suite des recherches *paléogéographiques*, se dessine graduellement le grand continent de la péninsule Balkanique, aux bords de laquelle on trouve les sédiments mésozoïques, en faciès divers (PETERS, MOJSISOVICS, DIENER, WAAGEN, POMPECKJ). Avant longtemps, on a employé la notion de „continent oriental” au sens tectonique, tout en supposant que le noyau ancien, rigide, dirige l'allure des chaînes plissées (E. SUESS, 1908).

Plus tard, la notion, de massif prit un sens plus large, la notion de Rhodope était étendue jusqu'à l'Entre-deux-fleuves Drave—Save, puis sous le nom de Massif Pannonien à la Transdanubie (L. LÓCZY père, 1913). C'était déjà en 1896 que R. EÖTVÖS a démontré, par le moyen de sa balance de torsion, l'existence des montagnes recouvertes au fond de la Grande Plaine. En 1922, Gy. PRINZ étend la notion de Massif Hongrois, sous le nom de „Tisia” (allusion à la rivière Tisza, qui court au milieu du territoire), au pays entier. En 1929, H. BÖCKH le mentionne sous le nom de „Tibiscia”, en y joignant le Massif de Transylvanie.

Au cours de cinquante années (1880 à 1930) l'unité tectonique du Massif de Rhodope comprenant tout le *soubassement rocheux* de la Hongrie, s'est accrue au quintuple, dans l'imagination des géologues.

Selon cette conception-là, le territoire situé à l'intérieur des Carpates, joue le rôle d'un *conformateur* qui tend l'arc des Carpates. En même temps, ce grand massif hongrois dirigeait les mouvements tendant à l'extérieur des nappes carpatiques, d'une manière radiée. Selon certains auteurs c'est là qu'il faut chercher les racines des Carpates. Les divers magmatismes sont aussi dus aux mouvements verticaux du massif. Selon Gy. PRINZ, les matériaux de la montagne de flysch dérivent aussi de ces phénomènes-là (1937). L. LÓCZY fils (1940) le compare au terrain intrusif du Massif Bohémien, E. R. SCHMIDT (1948) le considère comme une partie détachée de la Plate-forme Russe.

Sur la base des analogies de l'Iran, H. BÖCKH (1929) est d'avis que le rôle du massif médian n'est pas seulement passif mais aussi actif, en ce qu'il agit en force de sous-pression au cours de l'affaissement.

Cet auteur suppose une connexion directe entre le massif hongrois d'une part et le massif de Thrace-Macédoine et les Alpes Centrales d'autre part. Les bords du massif sont indiqués par des affaissements d'avant-pays, p. e. la Petite Plaine Hongroise, Transylvanie. Il explique l'orogénèse par la pulsation.

Depuis 1931, E. R. SCHMIDT traite dans beaucoup de ses travaux la géomécanique des cratogènes, en les comparant à la tectonique des orogènes. Le massif médian est rigide, sous la poussée il se morcelle par des fractures NE—SW et y perpendiculaires. Les bandes longues et étroites, paléozoïques et mésozoïques, de NE—SW qui parcourent le territoire entier du pays sont également les produits de cette structure rigide et fracturée (1956).

En outre des auteurs mentionnés, F. NÓPCSA (1921) et J. SÜMEGHY (1929) soulignent aussi l'importance du massif médian hongrois.

Plus tard, la notion de massif médian hongrois, uni, était réappréciée ou disséquée. L. LÓCZY fils (1940) reconstruit les cohérences des montagnes paléozoïques, en supposant entr'elles des seuils qu'il considère comme des massifs. Ainsi, au fond de la Grande Plaine Hongroise, il suppose l'existence de plusieurs petits noyaux, au lieu d'une masse homogène. T. SZALAI (1957) suppose, lui aussi, des massifs partiels qui, ensemble avec les plis jeunes se comportent en masse uniforme.

E. VADÁSZ (1954) suppose l'existence des chaînes cristallines et paléozoïques, dirigées du NE au SW, parcourant le territoire entier du pays, entre lesquelles il y ait des géosynclinaux mésozoïques. J. TOMOR (1957), en tenant compte des résultats des forages profonds récents et des levés géophysiques, a construit la carte du fond rocheux de nos plaines, à isohypses de 500 m. Il suppose, lui aussi l'existence des bandes géosynclinales étroites, mais il les divise en plusieurs sous-unités.

Nous sommes d'avis que le Bassin de Transylvanie est une masse à soi. Puisque les processus orogénétiques du Paléozoïque supérieur et plus jeunes entrent en jeu même au terrain médian — bien que moins intensément — on ne peut supposer l'existence d'un massif plus ancien, archéen ou paléozoïque inférieur, que dans le soubassement de ce dernier. Ce serait l'élément structural le plus bas, la structure du fondement, l'aire consolidée du socle.

La structure du fondement n'est pas indente à la structure des plates-formes. Les régions de plate-forme sont en essence les territoires d'une orogénèse accomplie, achevée, tandis qu'au massif médian on peut observer un ravivement induisant des mouvements verticaux et leurs effets compliqués. Au-dessous du massif, l'écorce terrestre est moins épaisse à son tour. Il est presque impossible de le délimiter, on ne peut pas espérer d'y trouver des fractures marginales, la structure plissée des alentours s'ajuste aux contours du massif.

Il y a une différence frappante entre la tectonique des Carpates et

la structure des montagnes centrales, montagnes isolées. Jusqu'à 1913, V. UHLIG a considéré la Montagne Centrale de Transdanubie comme une unité de charriage a part. Selon les géologues hongrois, *cette théorie ne peut s'admettre.*

A l'opposé de la tectonique de caractère orogène des Carpates, c'est celle de caractère cratogène qui est dominante en Hongrie, avec des plissements mineurs, écaillage, chevauchements, dislocations horizontales, élévation et subsidence, sans plis-nappes.

F. PÁVAI-VAJNA (1926—1930) suppose une tectonique à plissements, renouvelée au Tertiaire; ce plissement dure jusqu'à nos jours. Cette théorie ne peut s'admettre que sous certaines réserves: les mouvements tectoniques sont périodiques, le plissement n'est pas général, les manifestations tectoniques changent par régions.

Le territoire des montagnes anciennes est relativement réduit par rapport aux vastes plaines et régions de collines. Au fur et à mesure que la technique des forages profonds se développait, *les recherches géologiques se tournèrent, chez nous aussi, aux prospections en profondeur.* En outre du grand nombre des forages de puits artésiens, c'étaient surtout les prospections d'hydrocarbure qui nous ont fourni des renseignements importants. Cette image qui se développe graduellement, *peut être complétée par le moyen des mesurages géophysiques:* les profils gravimétriques et géomagnétiques détaillées, par endroit sismiques de même que les résultats des autres mesurages donnent une image cohérent.

La puissance des sédiments cénozoïques atteint 2000 à 3000 m, dans la région de la frontière du SW elle dépassa même 5000 m. En outre, l'épaisseur des couches quaternaires atteint quelquefois plusieurs centaines de m, ou atteint par endroit 1000 m.

Les carottes des couches gisant au-dessous des couches cénozoïques sont très diverses. On y a trouvé du granit, des schistes cristallins (ortho et para), calcaire marin carbonifère, des sédiments permien, triasiques, jurassiques et crétacés. *On peut supposer l'existence des chaînes de subsidence, recouvertes dont une certaine partie se compose de montagnes paléozoïques, l'autre partie étant formée de séries mésozoïques, en faciès alpin.*

Au lieu d'un massif médian homogène, on peut plutôt démontrer des noyaux cristallins mineurs. Dans la partie centrale de la région située au-delà de la Tisza, au N de la rivière Kőrös, se dessine devant nos yeux un territoire de 300 à 500 km² où l'on a trouvé de véritables orthogneis et micaschistes, avec amphibolite; ils appartiennent probablement au Paléozoïque inférieur. Au fond de la Petite Plaine Hongroise, il y a également une montagne paléozoïque inférieure, couvrant quelque 200 km². Dans la région de la Montagne Mecsek, on a ouvert des mica-schistes, à métamorphisme mésozonal, régional, avec du granit. Au S du Lac Balaton, on découvre les traces d'une chaîne du Paléozoïque supé-

rieur ; on peut y distinguer des synclinaux profonds et, entre ces derniers, des seuils élevés.

La ligne du Balaton court à travers le pays entier, c'est peut-être une direction structurale préalable aux plissements des Carpates.

On cherche la continuation des Alpes septentrionales dans les Carpates septentrionales. Une partie des Alpes Centrales s'affaisse en profondeur sur le territoire de la Hongrie : on peut y démontrer les débris de ces montagnes. Les Dinarides forment une unité tectonique à part. Le prolongement oriental des Alpes Méridionales situées entre les Alpes Centrales et les Dinarides, détourne dans la Montagne Bacher. *Notre Montagne Centrale dirigée du NE au SW, se prolonge vers les Alpes Méridionales, les rapports paléogéographiques sont démontrables, à partir du Carbonifère jusqu'à l'Oligocène.* Cependant, les Alpes Méridionales, à structure alpine, larges de 20 à 30 km atteignent le quintuple de cette largeur en Hongrie. Il va de soi que la même force tectonique, ainsi étalée, ne représente qu'une poussée mécanique beaucoup moins intense, ce qui produit des formes tectoniques plus simples.

Au territoire de la Hongrie, les Alpes Méridionales forment une virgation, elles se ramifient comme les doigts de la main. Ce phénomène est caractéristique des bords des chaînes de montagnes. Peut-être s'explique-t-il par les seuils anciens et noyaux rigides qui dirigèrent déjà la ramification des géosynclinaux d'autrefois.

Dans nos montagnes centrales, le mouvement orogénique le plus important s'est accompli à la fin du Mésozoïque. Les subsidences épigénétiques subséquentes sont très considérables, cependant les phénomènes orogéniques y liés sont relativement plus simples. C'est vers la fin de l'Oligocène qu'on peut encore démontrer une orogénèse assez intense.

L'édification de nos montagnes centrales et isolées est asymétrique. La direction de l'inflexion est *celle du déversement*. Dans les Alpes Septentrionales et dans les Carpates Septentrionales, c'est la direction N du déversement qui est dominante, dans les Carpates Orientales c'est le déversement S, dans les Monts Balkans N c'est le N, dans les Dinarides c'est le SW. Dans le territoire situé à l'intérieur des Carpates, la direction de déversement change fréquemment. La direction dominante du déversement est E dans la Montagne de Kőszeg, SE dans la Montagne Bakony, S dans la Montagne Mecsek, N dans la Montagne de Villány, NE dans la Montagne d'Uppony, S dans la Montagne Bükk, les directions inverses sont moins représentées. *Nos montagnes sont bilatérales, mais asymétriques.* Ce phénomène s'explique par ce que les bassins sédimentaires furent déjà au début — à partir du Mésozoïque — des bandes séparées, ayant le caractère d'un archipel, avec des bras et détachements variés.

La structure plissée, à charriage des Carpates devient plus simple au territoire de notre pays, elle se divise en chevauchements écaillés, en

partie avec une tectonique fracturée de type germanique. Sous l'action des massifs anciens et des géosynclinaux partiels y intercalés, se développèrent les directions principales des chaînes, notamment: NNE—SSW, NE—SW, E—W et — en partie — NW—SE.

Sous l'action de la même poussée tectonique, c'étaient les forces d'empilement qui prévalurent le long de l'inclinaison et les forces disjonctives dans le sens de la direction. Celles-là ne sont pas toujours de divers âges, elles sont parfois dues à la même poussée tectonique. En général, ce sont les failles transversales NW—SE qui en sont caractéristiques, mais, au fur et à mesure que la direction de la montagne change, celle des failles suit fréquemment ce changement-là.

Les bassins intérieurs se formèrent par des mouvements épigénétiques et synorogéniques. L'orogénèse jeune ne suit que partiellement les directions anciennes, sous forme de renouvellement (*mouvements posthumes*), avec une tendance héritée, cependant — surtout dans le Néogène — elle se fraye suit de nouvelles directions (*orogénèse rénégate*). Aux bords de la Grande Plaine et de la Petite Plaine, se forment de petits bassins marginaux, pénétrant entre les arcs des montagnes.

L'origine des plis pliocènes et pléistocènes est diverse. Ce sont des anticlinaux à sédimentation dérivant de stratification originellement oblique autour du noyau d'une montagne ancienne, ou bien voûtes formées par compaction ultérieure inégale aux bords des montagnes, ou aussi des voûtes arquées sous forme de plis en genou aux bordures de la montagne de subsidence; on peut aussi démontrer des voûtes formées sous la poussée tangentielle.

Dans les régions de collines, les fractures jeunes sont souvent indiquées par l'hydrographie, en outre dans les régions des plaines l'hydrographie suit aussi la direction des affaissements. On peut démontrer les dislocations verticales jusqu'à nos jours (L. BENEDEK).

Les bords des plaines ne peuvent être représentés par une seule ligne tectonique. La limite entre la région de collines en train de dénudation et la région de plaines qui s'affaissent et se remblaient, n'est pas une ligne tectonique, mais une zone large, pareille à un pli en genou. Par conséquent la ligne du Danube, suivant à-peu-près la direction de N—S, n'est pas un plan tectonique mais une large zone composée d'éléments de NNW—SSE.

L'édification des Carpates n'est pas uniforme. On y reconnaît trois grands anticlinorium, notamment la région des Tatra—Fatra, la zone des Hautes Montagnes de Rodna—Gheorgheni et les Carpates Méridionales. Chacun de ces noyaux a son histoire géologique à part. Les divers éléments structuraux furent ultérieurement liés, par les zones de klippes et le flysch crétacé-paléogène, à l'unité orogénique de la chaîne carpatique. On trouve des formations flyschoides à l'intérieur même de la chaîne

des *Carpates*. Une telle zone, dirigée de l'E à l'W peut être suivie en profondeur, le long de la Tisza, de Debrecen jusqu'aux environs de Szolnok. Du point de vue théorique, c'est à réfléchir si celles-là sont à considérer comme des formations orogéniques véritables ou comme des mollasses, en les comparant aux formations analogues du Bassin de Transylvanie.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ВЕНГРИИ

(С приложением № I.)

Ф. СЕНТЕШ

На Международном Геологическом Конгрессе, созванном в 1956 г. в Мексике, по предложению представителя СССР было принято решение по составлению тектонической карты Земли. Карта Европы масштаба 1 : 2 500 000 составлялась в Москве под управлением профессора Н. С. ШАТСКОГО. В составлении этой карты по своему обязательству принимает участие и Венгрия.

В сентябре 1957 г. в Праге было принято соглашение по основным принципам составления карты и по временной цветной легенде. Окончательная легенда была уточнена в Париже в апреле 1958 г. Согласование тектонических карт восточно-европейских областей имело место во Львове в сентябре 1958 г., кроме этого, карты Венгрии, Румынии и Болгарии были заново согласованы в Бухаресте в ноябре 1958 г. Тектоническая карта Европы была представлена Комиссии Международного Геологического Конгресса в 1960 г. в Копенгагене.

При подготовке международных работ мы составили предварительную карту масштаба 1 : 500 000 на основе концепции, соответствующей условиям Венгрии. Председателем Комиссии по составлению этой предварительной карты является профессор Э. ВАДАС. Секретарь — директор Й. ФЮЛЁП, редактор — Ф. СЕНТЕШ. Члены Комиссии: Ф. ГОРУШИЦКИ, Г. ПАНТО, Э. Р. ШМИДТ, Т. САЛАИ и Й. ТОМОР.

Впервые была составлена серия карт масштаба 1 : 2 500 000, состоящая из 35 листов, по которой можно хронологически параллелизировать изменения, происходившие с 1903 г. по 1957 г. в разных тектонических концепциях. Серия карт дополняется палеогеографическими картами. В тринадцати пунктах перечислены те важные положения, которые мы хотим выразить на карте. Большинство проблем возникает в связи с вопросом срединных массивов, флишевидными образованиями, молассаами и молодой тектоникой.

В пределах карпатской дуги Венгрия является органическим членом альпийско-карпатско-балканско-динарской горной системы. Цепи огром-

ной горной системы местами сходятся, в других местах разветвляются наподобие пальцев руки, затем, сдвинувшись относительно друг друга, сцепляются и в несколько раз изгибаются, образуя большие дуги. Между горными цепями располагаются Венгерское Среднегорье, островные горы, обширные бассейны, заполненные молодыми отложениями, а также горы, захороненные под низменностями. В конце прошлого века геологические исследования развились до такой степени, что наряду с основными стратиграфическими обобщениями можно было приступать и к толкованию тектонических понятий, и в результате этого были выдвинуты первые крупнотектонические синтезы.

В начале нашего столетия при палеогеографических исследованиях постепенно вырисовывается картина обширной балканской суши, по берегам которой мезозойские отложения встречаются в различных фациях (ПЕТЕРС, МОЙШИШОВИЧ, ДИНЕР, ВАГЕН, ПОМПЕЦКИ.) Спустя несколько лет понятие восточной суши использовалось в тектоническом смысле, предполагая, что древнее, жесткое ядро управляет ходом складчатых цепных гор (Э. СЮСС 1908).

Со временем понятие массива расширилось, понятие гор Родопы было распространено на междуречье Дравы и Савы, а затем под названием Паннонского массива и на Задунайскую область (Л. ЛОЦИ старший 1913). Л. ЭТВЁШ, при помощи своего вариометра уже в 1896 г. указывает на наличие захороненных гор под Большой Венгерской Низменностью. В 1922 г. ДЬ. ПРИНЦ распространяет понятие Венгерского массива на территорию всей страны — под названием „Тиссия”, указывая на реку Тисса, текущую по центральным областям страны. В 1929 г. Г. БЁК упоминает его под названием „Тибисциа”. Он присоединяет сюда и Трансильванский массив.

В течение пятидесяти лет (1880—1930) в воображении геологов тектоническая единица Родопского массива возросла, относительно своей территории, примерно в пять раз, включая весь скалистый фундамент Венгрии.

Внутрикарпатская область получила роль простой „сапожной колодки”, на которую натягивается дуга Карпат. Этот большой венгерский массив играл и такую роль, что он управлял направленными изнутри в наружу движениями покровов Карпат, причем проявилась тенденция радиального разветвления. Согласно некоторым авторам, здесь нужно искать и корни Карпат. Вертикальным поднятием и понижением массива обусловлено и наличие многих видов магматизма. ДЬ. ПРИНЦ производит от этого массива и весь материал флишевых гор (1937). Л. ЛОЦИ младший (1940) указывает на аналогию между ним и областью развития интрузий Чешского массива, Э. Р. ШМИДТ (1948) видит в нем оторвавшуюся часть Русской платформы.

Г. БЁК (1929) на основании иранской аналогии, считает, что срединные массивы играют не только пассивную, но и активную роль, поскольку

при понижении вглубь они действуют в качестве поддвигающей силы. Он непосредственно связывает Венгерский массив с Тракско-Македонским массивом и Центральными Альпами. Окраины массива маркируются передовыми прогибами, например — Малой Венгерской Низменностью и Трансильванией. Орогенез им объясняется пульсацией.

С 1931-го года Э. Р. ШМИДТ посвятил изложению кратогенной геомеханики много научных статей, в которых она противопоставляется орогенической тектонике. Под действием интенсивного давления тектоника срединного массива раздробляется, охарактеризовываясь разломами СВ—ЮЗ-ной ориентации, а также поперечными к ним разломами. Протягивающиеся по всей территории страны, узкие длинные палеозойские и мезозойские полосы СВ—ЮЗ-ной ориентации также представляют собой результаты этой жесткой структуры разломов (1956).

Кроме вышеупомянутых авторов Ф. НОПЧА (1921) и Й. ШЮМЕГИ (1929) также подчеркивают значение венгерского срединного массива.

Впоследствии понятие единого венгерского массива постепенно переоценивалось или оно было разобрано по деталям. Л. ЛОЦИ младший (1940) реконструирует взаимосвязи палеозойских горных массивов и допускает между ними наличие порогов, которым он приписывает характеры массивов. Таким образом, он предполагает наличие во глубине Большой Венгерской Низменности не одного сплошного массива, а нескольких небольших ядер. Т. САЛАИ (1957) тоже предполагает наличие только частичных массивов, которые, якобы, могут действовать как сплошной, единый массив лишь совместно с более молодыми складками.

Э. ВАДАС предполагает, что в Венгрии существуют кристаллические палеозойские гряды СВ—ЮЗ-ного простирания, которые протягиваются по всей территории страны и между которыми расположены мезозойские синклинали (1954). С учетом результатов новейших глубоких бурений и геофизических измерений, Й. ТОМОР (1957) составляет карту скалистого фундамента низменностей с изогипсами через каждые 500 м. Им тоже допускается наличие узких геосинклинальных полос, но он разбивает их на более мелкие единцы.

Трансильванская впадина принимается нами за самостоятельный массив. Поскольку юнопалеозойские и более молодые орогенетические процессы проявляются — хотя и менее интенсивно — также и в областях срединных массивов, наличие более древней, архаической или древнепалеозойской массы можно предположить только в их основании. Это представляло бы собой самый нижний структурный элемент — глубинную структуру, то есть консолидированную область фундамента.

Глубинная структура не одинакова со структурой платформ. Платформенные области являются по существу областями законченного орогенеза, а в срединном массиве наблюдается, наоборот, оживление с главным образом вертикальными движениями и их сложными влияниями. В области массива и земная кора является более тонкой. Разграничение массива еле

возможно; наличия окраинных разломов предположить нельзя, ведь складчатая структура окружающих его образований тесно примыкает к контурам массива.

Бросается в глаза различие между тектоникой карпатской дуги и структурами среднегорий и островных гор. В 1913 г. В. УЛИГ, принял и Задунайское Среднегорье за самостоятельную покровную единицу. Согласно наблюдениям венгерских геологов это предположение неприемлемо.

В противоположность карпатскому орогену в Венгрии преобладает кратогенная тектоника с более мелкой складчатостью, чешуеобразованием, горизонтальными сдвигами, вертикальными поднятиями и понижениями без покрывающих складок.

Ф. ПАВАИ-ВАЙНА (1926—1930) предполагает, что в третичное время складчатая тектоника возобновилась, и это складчатость непрерывно продолжается и по сей день. Это соображение мы можем принимать лишь с некоторой оговоркой. Ибо тектонические движения являются периодическими, складчатость не является общераспространенной, тектонические проявления изменяются регионально.

Площадь, занятая более древними горами, сравнительно невелика по сравнению к обширными низменностями и холмистыми областями. С развитием техники глубоких бурений геологические исследования были направлены и в Венгрии на разведку глубинных структур и образований. Помимо пробурения многочисленных артезианских колодцев нами получены важные данные в основном при разведке на углеводород. Постепенно вырисовывающуюся картину можно дополнять указанием результатов геофизических измерений. Детальные гравиметрические, геомагнитные и местами сейсмические разрезы, а также данные прочих измерений очерчивают полную картину положения геологических исследований в Венгрии.

Мощность кайнозойских отложений достигает даже 2000—3000 м, более того, в югозападной пограничной полосе она превышает даже 5000 м. Бывает, что четвертичные слои также имеют мощность нескольких сотен метров, а местами и 1000 м.

Керны, взятые из-под кайнозойских слоев, весьма различные. Найдены граниты, кристаллические сланцы, орто- и параметаморфические породы, морские карбонатные известняки, отложения перми, триаса, юры и мела. Предполагается наличие пониженных вглубь и захороненных горных цепей, которые отчасти являются палеозойскими горами, отчасти же слагаются мезозойскими толщами альпийской фации.

Вместо единого, сплошного срединного массива можно выявить более мелкие кристаллические ядра. В средней части Затисской области, к северу от р. Кёрёш выделяются контуры территории в 300—500 км², где были найдены астоящие ортогнейсы и слюдястые сланцы с амфиболитом. Может быть, они имеют древнепалеозойский возраст. Во глубине Малой Венгерской Низменности на площади в примерно 200 км² также расположены древнепалеозойские горы. В окрестностях гор Мечек вскрыты бурениями

слюдитые сланцы с мезозональным региональным метаморфозом и гни- тами. К югу от Балатона обнаруживаются следы юнопалеозойской гор- ной цепи. Здесь можно выделить глубокие мульды и выступающие между ними пороги.

Линия Балатона пересекает всю территорию страны, и может быть это является тектоническим направлением, древнее Карпат.

Продолжение Северных Альп прослеживается нами в Северных Кар- патах. Часть Центральных Альп на территории Венгрии понижена вглубь и здесь выявляема в виде горных останцев. Динариды представляют собой самостоятельную тектоническую единицу. Восточное продолжение Южных Альп, расположенных между Центральными Альпами и Динаридами, в горах бахер повертывается. Простирающееся в СВ—ЮЗ-ном направлении Венгерское Среднегорье продолжается в Южных Альпах. Палеогеографи- ческая взаимосвязь выявляется от каменноугольной системы до олигоцена. Однако, в тектоническом отношении Южные Альпы, представляющие собой альпийскую структуру шириной в 20—30 км, приходя на терри- торию Венгрии, расширяются до пятикратной ширины. Вполне понятно, что та же самая тектоническая сила, распространяясь на такую обширную территорию, может проявиться лишь как менее интенсивное механическое усилие, и таким образом возникают только сравнительно простые тектонические формы.

На территории Венгрии Южные Альпы разветвляются наподобие ра- стопыренных пальцев ладони. Это явление характерно для бортов цепных гор. Причины его мы можем искать во влиянии более древних порогов и жестких ядер, так как под их влиянием и бывшие геосинклинали ока- зались расхожденными по разным направлениям.

В наших среднегорьях наиболее значительные орогенетические дви- жения имели место в конце мезозоя. Происходившие позже эпейрогени- ческие понижения очень важны, но присоединившиеся к ним орогенети- ческие явления оказываются уже сравнительно проще. Интенсивные ороге- нетические движения выявляются кроме этого еще в конце олигоцена.

Строение среднегорий и островных гор Венгрии несимметрично. На- правление перегибания совпадает с направлением вергенции. В Северных Альпах и Северных Карпатах господствует северная вергенция, в Восточ- ных Карпатах — южная, в Балканских горах — северная, а в Динаридах — югозападная. Для области, расположенной внутри карпатской цепи характерно частое изменение направления вергенции. В Кёсегских горах главная вергенция восточная, в горах Баконь — юговосточная, в горах Мечек — южная, в Вилланьских горах — северная, в Уппоньских горах — северо-восточная, в горах Бюкк — южная, причем противоположные направления представлены слабее. Наши горные массивы двускатные, но несимметричны. Это явление обусловлено тем, что начиная от мезозоя бассейны осадконакопления были уже первоначально разобщенными по-

лосами с характером архипелага, разнообразными ответвлениями и изгибами.

Складчатая покровная структура Карпат на территории Венгрии упрощается, разбивается на чешуеобразные надвигания со структурой разломов отчасти германского характера. Согласно управляющим действиям более древних ядерных гор и расположенных между ними частичных геосинклиналей возникали ССВ—ЮЗ-ные, СВ—ЮЗ-ные, В—ЮЗ-ные и по меньшей мере СЗ—ЮВ-ные простирания горных массивов.

Под влиянием одного и того же структурообразующего давления осуществляются, по падению, усилия загромождения, а по простиранию — усилия растяжения. Возрасты их не всегда различны, они могут быть результатом даже одного и того же тектонического давления. Вообще характерны поперечные разломы СЗ—ЮВ-ного направления, но при изменении простирания часто наблюдаются также и отличные от этого направления.

Внутренние впадины образованы путем эпейрогенических и синорогенических движений. Юное горообразование следует старым простираниям только частично, в качестве возобновления (постгумусовые движения) с наследственным предрасположением; однако отчасти, главным образом в неогене, оно следует уже другим направлениям (ренегатное горообразование). По окраинам Большой и Малой Венгерских Низменностей образуются небольшие краевые впадины, глубоко проникающие в пространства между горными дугами.

По своему происхождению плиоценовые и плейстоценовые складки различные: антиклиналь, отложившаяся уже первоначально наклонно вокруг более древнего ядра (антиклиналь залегания); антиклинали, образовавшиеся на краях горных массивов путем последующего, неравномерного уплотнения слоев; антиклинали, изгибающиеся наподобие флексуры к краям понижающихся горных уступов. Однако выявляются также и антиклинали, образовавшиеся под действием бокового давления орогена.

В холмистых областях молодые разломы отражаются и на гидрографии, и на низменностях гидросеть обуславливается кроме этого и опусканиями. Вертикальные перемещения выявляются и в голоцене (Л. БЕНДЕФИ).

Изображать окраины низменностей единственной тектонической линией не представляется возможным. Граница подвергающейся денудации холмистой области и опускающейся и наполняющейся равнинной области не тектоническая линия, а широкая флексуорообразная зона. Таким образом, и субмеридиональная линия Дуная не является тектонической плоскостью, а широкой зоной, состоящей из ССЗ—ЮЮВ-ных элементов.

Карпаты не имеют одинакового строения. Здесь можно выделить три больших антиклинория: район Татр и Фатр, зону Роднайско-Дьеордьенийских Карпат и Южные Карпаты. Каждое из этих ядер имеет отличную своеобразную геологическую историю. Различные структурные элементы сплавиваются потом меловой-палеогеновой флишевой зоной в единую оро-

геническую систему, в единую карпатскую цепь. Флишевидные образования встречаются и внутри цепи Карпат. Такая зона, простирающаяся в В—З-ном направлении, прослеживается во глубине вдоль Тиссы от г. Дебрецен до г. Сольнок. С теоретической точки зрения нужно подумать, неужели эти образования следует считать настоящими орогеническими образованиями, или же приписывать им характер молассов, сопоставляя их с аналогичными образованиями Трансильванского бассейна.

A GYÖNGYÖSOROSZI ÉRCBÁNYA HIDROTERMÁLIS TELÉREI

(II-XI. sz. melléklettel)

Írta: VIDACS ALADÁR

Az iparunk fejlődésével kapcsolatos nyersanyagigények az utóbbi években súlyponti feladattá tették színesércbányászatunk fejlesztését. Ennek a feladatnak érdekében készült el az 1954—55. években az ország egyetlen jelentős ólom-cink ércbányájának, a gyöngyösoroszi ércbányának ércföldtani dokumentációja, a földalatti vágatok szelvényezése és a bánya érckészletének kiszámítása. Minthogy a bánya feltárt érckészletének fejtése az ércelőkészítőmű üzembehelyezésével ugyanebben az időben megkezdődött, a távolabbi jövő termelésének biztosítása érdekében további érctelepek felkutatását és bányászati feltárását is meg kellett kezdeni, lehetőleg a jelenlegi ércbánya körzetében, a már munkában álló ércelőkészítőmű termelési területén. Így került sor a gyöngyösoroszi ércbányához közvetlenül kapcsolódó területek külszíni vizsgálatára, ami az 1955. júliusában megkezdett 1 : 5000 méretű műszeres ércföldtani térképezéssel és telérkutatással indult meg. Ez egyszersmind kezdete volt annak az országos méretű részletes földtani térképezésnek, melynek végecélja az egész ország területének feldolgozása.

Az 1955-ben elkészült 1 : 5000 méretű műszeres ércföldtani térképezés területe felöleli a Gyöngyösoroszi—Mátraszentlászló—Mátrakeresztes között elterülő hegység részeket. Az 1956 évben a csatlakozó új területek térképezése mellett az ércbánya körzetébe tartozó egyes területek részeken árkolásokkal, kutatóaknákkal és felszíni robbantó-feltárásokkal még fokoztuk a kutatás részletességét.

Mind a bánya földtani szelvényezése, mind körzetének külszíni ércföldtani felvételezése bőséges alkalmat nyújtott a Gyöngyösoroszi község közelében levő érctelepek előfordulási viszonyainak tanulmányozására. A munkák során eszközölt megfigyelések és anyagvizsgálatok eredményeit óhajtjuk most rögzíteni, noha a kutatások egyes részleteinek bővebb ismertetését csak azok befejeződése után, a jövőben lesz módunkban közreadni.

Az ércbánya Altáró-szintjének 1955. december 31-i állapotát felülvizsgáló földtani szelvényezését a szerző RÓZSAVÖLGYI J. és FETTER G. geológus-technikusok közreműködésével végezte. Az így elkészült 1 : 500-as léptékű részletes szelvényrajznak mintegy kivonata a mellékelt vágat-térkép. A redukálás SCHOLTZ T. geológus-technikus munkája. A Károly-tárói szintnek, továbbá az Altáró-szint meddővágatainak szelvényezésében GÖBEL E. és KASZANITZKY F. geológusok működtek közre. A bányageológiai felvétel idején néhány vágatszakasz nem volt járható. Ezeknek adatait, továbbá a felvételi munkák befejeztével történt egyes vágatkihajtások kiegészítő szelvényrajzait SIKLÓSSY S. geológus hcsáj-totta rendelkezésre. A feladat végrehajtásában változó időtartamokkal vettek részt JANTSKY B. osztályvezető geológus, GÖBEL E. és MÁRTON Gy. geológusok is.

A korlátozott terjedelem miatt a vizsgálatok eredményét összefoglaló tanulmánynak egyes fejezeteit ki kellett hagyni. Ilyenek: a telérek mellékkőzetét (a terület közettani felépítését, a kőzetek hidrotermális lebontódását), a bánya hidrogeológiai viszonyait részletesen tárgyaló fejezetek. A gyöngyösoroszi bányászati kutatások történetét is csak rövid vázlatban nyújthattuk. Reméljük, hogy alkalomadtán ezeket a részeket is közreadhatjuk. A kézirat az érdeklődők számára az Áll. Földtani Intézet Orsz. Földtani Adattárában addig is rendelkezésre áll.

Meg kell jegyeznünk, hogy e munka közreadásában előállott késedelem miatt a kutatásnak itt lerögzített állapota bizonyos mértékig már túlhaladott. Az 1955. év óta főleg a bánya mélysíntjein továbbfejlesztett kutatófeltárások hoztak igen érdekes újabb bányaföldtani eredményeket. Ezek közreadása a jövő feladata. Mégis a késedelmes megjelenés ellenére reméljük, hogy összefoglalásunk a kutatás fejlesztésének és későbbi földtani értékelésének szempontjából hasznos lesz. A közölt adatok és észleletek legnagyobb részét ugyanis a bányaműveletek és a bányavágatok időközi pusztulása (beomlás, bevonódás) következtében pótolni többé nem lehet.

A gyöngyösoroszi bányászati kutatások történetének vázlatos összefoglalása

A Gyöngyösoroszi környéki hidrotermális ólom-cinkércsteléreken megindult bányászati kutatás irodalmi, vagy utalásszerű levéltári nyoma az 1760-as évekre nyúlnak vissza. Ezek a legrégebbi műveletek azonban csak elszórt, felszínközeli kísérletek voltak és főként arany- és ezüst-ércelődfordulások reményén alapultak. A mostani bányaműveleteket megelőző legjelentősebb feltárási munkákat az Urikány-Zsilvölgyi Magyar Kőszénbánya Részvénytársaság végezte az 1926—31. években, főként a 460 m tengerszintfeletti magasságban levő Károly-táró szintjén és ez alatt, a 400 m tszf. magasságú Altáró-szint kis részén. Ez idő alatt

a gyöngyösoroszi bánya központja összesen 1200 folyóméter telérvágat és 800 folyóméter meddővágat kutató- és feltáró-hosszúságig jutott el, melynek legnagyobb része a 460 m-es tszf. magasságban (Károly-szint), kisebb része a 400 m-es tszf. magasságú mélyebb szinten (későbbi „Altáró-szint”) húzódott. A vágathajtások során kitermelt mintegy 12 000 tonnányi érckészletet a hányókon tárolták, de felhasználás dúsítási és kohósítási lehetőség hiányában nem történt. A hányókon tárolt érckészlet csupán a kutatási és feltárási műveletek eredménye volt, fejtést még nem telepítettek.

A bányászat nagyarányú fejlesztése az állami kezelésű Gyöngyösi Ércbánya működése alatt kezdődött az 1949. évben és tart jelenleg is. Különösen kiterjedt munkálatok folynak a 400 m tszf. magasságú Altáró-szinten, de feltárás folyik nemcsak a 460, hanem a 300 és a 200 m tszf. magasságú mélyebb szinteken is. A bánya vágatainak összes hosszúsága 25 228,7 m, ebből telérvágat 16 635 m, meddővágat 8232 m, akna 471,7 m (1955. XII. 31.).

A mélyműveletek során eddig 16 ólom-cinkércetelér vált ismeretessé.

A gyöngyösoroszi ércbánya környékének geomorfológiai viszonyai

A gyöngyösoroszi ércbánya tágabb körzete a Kékes és Galyatető magaslatok által jellemzett központi hegytömegektől közvetlenül Ny-ra terül el és az ún. Központi Mátra csaknem teljes morfológiai szelvényét tárja elénk. *Id. Noszky J. „A Mátrahegység geomorfológiai viszonyai”* c. munkájának a Mátrahegységet taglaló beosztása szerint ez a terület kis részben az ún. Nyugati (pásztói) Mátrához, legnagyobb részében a Középső Mátra nyugati részletéhez tartozik. Jellemzője az É-ről D felé csökkenő tengerszintfeletti átlagos magasság, de növekvő tagoltság. Az északi részeken ugyanis 660—880 tszf. magasságig emelkedő tetők alakultak ki (pl. Vöröskötető 780,6 m, Kuruchegy 785,2 m, Narád 879 m, Terézhegy 791,2 m), de ezeknek a környezetükhöz — a legmélyebb völgyekhez — mért viszonylagos magassága csupán 80—100 m között mozog. A területnek ezt a legmagasabban fekvő É-i részét D és DNy felől olyan átmeneti terület szegélyezi, amelynek kiterjedési iránya ÉNy—DK-i. Ez a terület túlnyomó részében egyenletes, ÉK felől DNy felé ereszkedő, kevéssé tagolt lejtő, mely Bagolyirtás és Falloskút alatt húzódik.

Az ÉK felől DNy felé nyúló gerinceknek domborzati és egyben szerkezeti határvonalaként a terület Ny-i részén a Nagy Tölgyesbérc gerince tekinthető, mely ÉNy—DK-i vonulású és első tagja a terület DNy-i részét alkotó, hasonló irányú gerincrendszernek (Keresztesbérc, Kis Tölgyesbérc). A terület D-i részén azonban nincs ilyen határoló gerincrendszer, hanem itt a Bagolyirtás alatt kezdődő Erős-völgy és a Pelyhes-

tető D-i lejtőjétől kiinduló Bányavölgy egyesüléséből származó Toka-patak völgyének ÉÉNy—DDK-i iránya és az ugyanilyen vonulási irányú Felsőhenc, Károlyvár, Bikkszél és Világoshegy uralják a térszint.

A Nagy Tölgyesbérc, Keresztes- és Kis Tölgyesbérc által képviselt ÉNy—DK-i irányú gerincrendszerrel és vízválasztó különíti el a Bányavölgy, Toka-patak völgye és az ahhoz csatlakozó hegygerincek (Nagyhenc, Vereskő) által képviselt É—D-i irányú morfológiai egységektől.

A terület északi részén 315° -os csapásirányú tektonikai vonalakra vallanak a Kálváriahegy—Vöröskővonulat, Borzagostető—Polonya, a Narádforrás—Oszicsina—Alsórét s a Naráddoldal kovásodási zónái, továbbá a Mátraszentimre—Ötházutai rét és Terézhegy—Bagolyirtás—Darázs-kút, az Erős-völgy—Falloskút kovásodása. Erre nagyjából merőlegesen 225° -os csapásiránnyal jelentkeznek a Spimberek—Polonya—Kuruchegy, a Vöröskötető és Huta-patak—Alsórét kovásodásai. Ugyanígynek a Büdöskölápa—Oszicsina—Mátraszentistván—Vöröskötető közötti összekötő, és a Bagolyirtástól az Ötházutai rétig terjedő kovásodási vonulatok. A Huta-patak 315° -os tektonikai iránnyal indul és a Kuruchegy és Vöröskötető közötti szakaszon, a Barátszalasztó-völgnél fordul el 225° -os irányba. Ezt az irányt tartja a Narád-patakokkal való egyesüléséig. Ugyancsak 315° -os, tektonikai jellegű irányt követ a Rotház-patak. Délebbre a 315° -os fő törésirányt követi a Toka-patak is. A terület Ny-i részén a Bányabérc, a Bányabérci-patak 225° körüli tektonikai irányokat jeleznek. Ugyanezzel az iránnyal egyeznek meg a Keresztesbérc és Kis Tölgyesbérc teléres képződményei. Az É—D-i 315° -os tektonikai jellegű és a Ny-i 225° -os tektonikai jellegű területrészek között éles határ a Pelyhestető D-i oldalát a Keresztesbérc K-i nyúlványával összekapcsoló vízválasztó a Kaszab-rét K-i szélén, melyen az érbányától Mátrakeresztes felé kiépített magasfeszültségű távvezeték is áthalad. A vízválasztó nyergétől a Nagy Tölgyesbérc és Keresztesbérc vonulatai között Mátrakeresztes felé kiinduló völgy kialakulását is minden bizonyossággal nagy tektonikus mozgás vonala preformálta, amely a reá merőleges teléreképződményeket is elvonszolta, vagy megszakította.

Ugyancsak a fenti két fő tektonikai irányt jelzik a mikrotektonikai jelenségek, a litoklázisok is.

A leírt külszíni morfológiai jelleg, a tektonikai szerkezet és a bányafeltárásokban tapasztalható szerkezeti jelenségek arra utalnak, hogy az érbánya körzetében nagy általánosságban északról dél felé haladó fokozatos lépcsős leszakadást jelző rögrendszer alakult ki, melynek alsó tagjait a Mátra déli lábánál elterülő síksági perem fiatal üledéke takarja.

A gyöngyösoroszi ércelőfordulások földtani helyzete

A földtörténeti adatok szerint a Mátrahegység nyugati részén a miocén elején végbement tengeri transzgressziót a burdigalái emeletben bekövetkezett regresszió és az ún. alsó riolittufát létrehozó vulkánosság követte. A hegyrész lassú süllyedése során a Mátra nyugati lábánál kőszéntelepek, majd azokat fedő vastag agyagos, homokos üledékek keletkeztek. Ezt a fáciest a helvétai és tortónai emeletek határán elhelyezkedő középső riolittufa nagy tömege borította be. Mindezek a képződmények azonban a gyöngyösoroszi érces területen sehol nem kerülnek felszínre, sőt azokat a mélykutatások sem érték el. A bányászat mindenütt abban a nagytömegű andezitben és tufáiban dolgozik, amely a tortónai emeletben lezajlott igen heves sztratovulkánosság eredménye. A kitörési centrumok pontos felismerése azonban ezideig nem volt lehetséges. Az eredeti vulkáni formák ugyanis az erős lepusztulás térszín-átalakító hatásának következtében elmosódtak, különösen a hidrotermális kőzetlebontások területein.

Az andezitösszlet átlagos vastagsága VADÁSZ E. szerint az előfordulás környékén 600 m-re tehető, s nyugat felé vékonyodik.

A vulkánosság szakaszos, lüktető intenzitású lehetett. A láva hasadékrendszeren való felnyomulását éppúgy fel lehet tételezni, mint centrális vulkáni kitöréseket a hasadékkereszteződéseken. A legváltozatosabb vastagságú, egymáson elhelyezkedő andezitláva, andezittufa, agglomerátumos tufa és andezitbreccsa padokat, vagy lepleket hozott létre. Megállapítható, hogy a vulkánosság is két főfázisban zajlott le. Az első fázis termékei azok az igen változatos szövetű andezitek és tufáik, melyeket PANTÓ G. „zárványos andezitek” elnevezéssel foglalt egybe.

Amikor ez az erupciós időszak elcsendesült, tektonikus mozgások által bevezetett, vagy azokkal egyidejű utóvulkáni működés indult meg. Ennek eredményei lehettek a hidrotermális kőzetmetamorfózis, az érceskvarcitos hidrotermális telérek, geyzír-működések és a fumarolák. Az andeziteket és tufákat függőleges irányú hasadékrendszer szabdalta át és ezek a hasadékok váltak az érchozó hidrotermák közlekedési útjaivá. A telérhasadékok és törésvonalak egy része felfogható úgy is, mint a később bekövetkező második vulkánossági fázis tektonikus jellegű bevezetése, bár a két vulkánossági főfázis között a települési viszonyokból hosszabb nyugalmi időszak állapítható meg. Ebben a viszonylag nyugalmas időközben nemcsak hidrotermális működések, hanem azok főbb szakaszait követő letarolási jelenségek is mutatkoznak. Ennek bizonyítékát abban látjuk, hogy a megvizsgált területen a teléres képződmények és hidrotermális kőzetlebontások többnyire élesen határolódnak a felettük levő és a második erupciós tevékenységet képviselő üde, sötét, egységes szerkezetű mátrai piroxénandezit, az ún. takaróandezit felé. Ez a takaróandezit alkotja a Mátra felszínének főtömegét is

(pl. Kékes, Galya és a felvételi terület kiemelkedő magaslatai). Az üde, egységes takaróandezit alatt, azzal közvetlen érintkezésben lepusztulási jellegűnek tűnő andezittörmeléket is találtunk (pl. a Bányabércen mélyített kutatóaknában). Másutt a változatos, ún. zárványos andezitben levő kvarcos telérek a mai térszínen mintegy „bebújnak” a magasabb hegyhátakat, vagy kúpokot alkotó sötét, üde takaróandezit alá, és az átellenes lejtőn ismét megjelennek, amire később még kitérünk.

Az első effuziók főfázist követő hidrotermális működések még tökéletesen nem fejeződtek be, amikor a második hatalmas erupciós ciklus megkezdődött. Ez hozta felszínre az egységes jellegű „mátrai piroxéndezit”.

Ebbe helyenként alulról behatoltak az előző effuziónak még élő utóműködései és néhol kismértékű kőzetlebontást, kovásodást hoztak létre, de ércesedés szempontjából ez a hatás már meddő volt. A vulkánosság utolsó fázisa az a riolit-erupció, amely Gyöngyössolymosnál a Kishegyet és Lőrincinél a Mulatóhegyet hozta létre, továbbá a felső riolittufa anyagát szórta felszínre. Ez a szarmata-korú riolitvulkánosság azonban felvételi területünket nem érintette. A szarmata korszak végén a hegység szárazföld volt. Déli pereme a pannóniai emeletben megsülylyedt, a levantei emeletben azonban az általános kiemelkedés során végleg szárazulattá vált.

A terület mai felszínének kőzetanyagát tehát nagyjából a miocén vulkánosság szolgáltatta. Az itt található és a bányászat által feltárt hidrotermális, galenit—szfalerit-tartalmú telérek helyzetét, kifejlődését természetesen elsősorban a kőzetet ért tektonizmus szabta meg, amiért a bánya feltárt teléreinek tektonikai viszonyaira már a telérek leírása előtt röviden ki kell térnünk.

A területen a legelső hegységszerkezeti mozgások irányai függetlenek és eltérőek a produktív teléreket eredményező tektonizmustól.

Az első hasadékrendszer többnyire breccsás jellegű kőzettelérek képződésére vezetett. Ezek a kőzettelérek a bánya igen sok vágatában észlelhetők. Az érces telérről idősebbek, kitöltésük finomszemű, különböző fokban kovásodott, bemosott tufaanyag, több-kevesebb breccsás beágyazással. Ezeket a produktív telérek meglehetősen nagy szög alatt harántolják.

A meddő kőzettelérek keletkezését követő, második tektonikai fázis hozta létre a produktív teléreket, amelyek csapásirány szerint három csoportba oszthatók: 1. ÉÉNy—DDK-i, 2. ÉÉK—DDNy-i, 3. NyÉNy—KDK-i irányú csoportokba. Közülük a NyÉNy—KDK-i csapásirányú telérek biztosan idősebbek, mint az ÉÉK—DDNy-i csapásúak, bár lényeges korkülönbség közöttük nincs, úgyhogy a telérek szakaszos kialakulási folyamata alatt hol egyik, hol másik telér kapott nagyobb tömegű anyagutánpótlást. A harmadik tektonikai fázis képviselőinek tekinthetjük a műrevaló ércet nem szolgáltató vetőhasadékokat,

melyeknek átlagos csapásiránya középértékben 315° és 350° közé esik. Ezek közül rendszerint a 315° -ot megközelítő vetődések az idősebbek. Ez a mozgási fázis folyamatos átmenettel kapcsolódik az előző érces fázishoz.

Negyedik mozgási fázis is megállapítható, mely sok helyen nagyjából követi az előzőek nyomán kialakult telérek csapásait és bár ércesedést is hozott, de az nem műrevaló. Ez kalkopiritet, kevés szfaleritet szolgáltatott és ametiszt-kitöltéseket hozott létre.

A fő érces teléreket aránylag kevés vetődés harántolja.

A bánya érces telérei

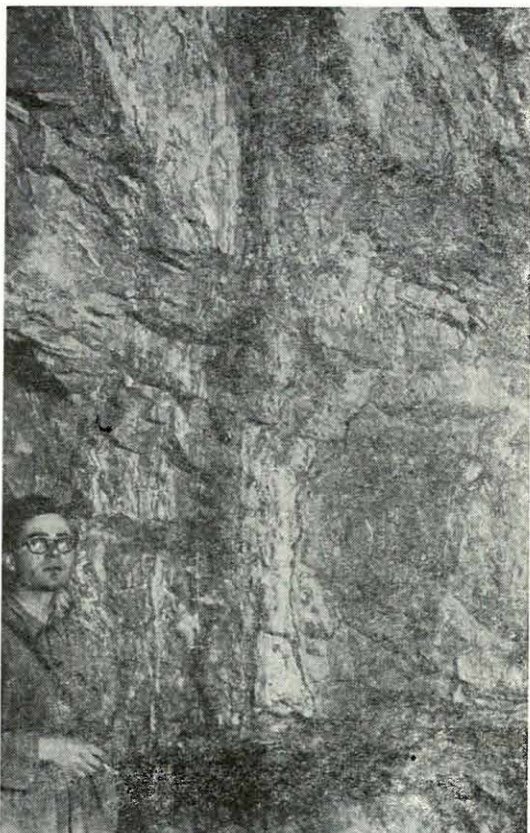
1. Károly-telér

Az ércbánya legnagyobb kiterjedésű és ércben eddig leggazdagabb telére. A Péter-Pál-telér mellett a régebbi bányászati kísérletek és feltárások színhelye, de teljességében csak a Gyöngyösi Ércbánya Vállalat tárta fel az Altáró-szinten (400 m tszf.) és a Károly-szinten (460 m tszf.). Legdúsabb szakaszain gyámvágatokat, magazin-fejtéseket telepítettek rá 1952—56-ban. Feltárómunkálatai ugyancsak jelentékeny erővel folynak az Altáró alatti mélyebb szinteken is (350, 300 és 200 m tszf. magasságban). A telér szálban álló kibúvásban ismeretlen, nyomvonalát a felszínen csak telérkvarcit-törmelék, 10—50 cm átmérőjű szalagos szerkezetű görgeteg és durva homokra emlékeztető, kaolinos környezetű mállott „kőmorzsás” talajfoltok jelzik.

A Károly-telér csapásmenti szerkezetét a bánya Altáró-szintjén 883,4 m hosszúságban tanulmányozhatjuk. Eddigi feltáróvágatai szerint úgy látszik, hogyha a telér csapáshossza ezen a 400 m-es tszf.-i szinten az említett hosszúságot meg is haladja, feltáratlan szakaszai aligha szolgáltatnának még jelentős mennyiségű műrevaló ércet, mert a telérvágat két vájvége tájékán a telér már elszegényedik, szétseprűződik, meddővé válik.

A telér hozzávetőleg É—D-i csapással húzódik, 350° körüli átlagos csapásából csak a D-i negyede tér ki jelentősebben K felé. Dőlése változó, de nagy általánosságban északi része K-nek dől, középső szakaszának helyzete függőleges, míg déli szárnyának dőlése Ny-i irányú, 65 — 90° -os szögértékek váltakozása mellett. Átlagos dőléséül a 75° K-i irányt állapíthatjuk meg. Minthogy az Altáró-szinten a D-i vájvég az ugyancsak D felé ereszkedő hegylejtő alatt már csupán 60 m viszonylagos mélységben fekszik, a felszínközeli oxidációs hatások miatt a telérvágatnak D-i irányú számottevő továbbhajtása akkor sem volna célszerű, ha a telér e szakaszának ércvezetése ezt látszatra indokolná. A további D-i irányú vágathajtás veszedelmesen közelednék a felszín alatti kilúgozási övhöz.

A felszíni viszonyok szerint 100 méterenkénti D-i irányú továbbhajtás kb. 13 m szintkülönbségsökkenést jelent. A bányaműveletet különösen az a körülmény nehezítené, hogy a telér csapása a Toka-patak törmelékkel feltöltött völgye alá vezet. A Toka-patak völgyében, a jelenlegi meddő-



1. ábra A Károly-telér részlete az Altáró-szinten, a Károly-akna mögötti ún. „Szoros vágat” bejáratánál. (A telér e részletét a felvonógéptér építkezése során befalazták.)

Fig. 1. Détail du filon „Károly,” au niveau „Altáró” (couloir), à l’entrée de la galerie „Szoros vágat”, derrière le puits „Károly”. (Cette partie du filon fut bouchée au cours de la construction de l’ascenseur.)

Рис. 1. Участок жилы „Карой” на горизонте „Альтаро” (наследственная штольня), у входа т. н. „Узкой выработки” за стволом шахты „Карой”. (При стройке пространства лебедки этот участок был вмурован.)

hányóval szemben, az országút Ny-i oldalánál levő mesterséges feltárásban látható 0,3—0,6 m vastagságú kaolinos-pirités ér valószínűleg a Károly-telér D-i szegélyzónáját jelzi, bár nem lehetetlen, hogy a telér D-i folytatása belesimul abba a hidrotermális kőzetlebontási vonulatba, amely éppen a Toka-patak völgyének kialakulását tette lehetővé. A Károly-telérnek az Altáró-szinten levő jelenlegi É-i vájvégével kapcsolatban meg kell jegyeznünk, hogy a telérnek északi, az ún. Szákaegyenes irányvágaton túli szakasza esetleg nem is a főtelér folytatását jelenti, mert alapos észlelési adatok arra mutatnak, hogy a telér a Szákaegyenes irányvágat keresztezése közelében aránylag erős könyökkel ÉNy-i csapásirányba fordul el és a mostani Kiskúti D-i vágat telére felé irányul. Feltehető, hogy a Károly-telér főerét a feltáró vágat É-i, végső szakasza itt elveszíti, és a főtelérnek csak mellékágát követi, míg a telér gerince ettől a kritikus ponttól mintegy 320—325°-os irányban még feltáratlanul húzódik ÉNy felé, abban az irányban, amely a vágatnak e pontjától jelenleg kb. 60 m-nyire levő Kiskúti D-i telérvágat vájvége felé mutat. Így — amennyiben a jövőbeni kutatások ezt a feltevést

igazolják — a Károly-telér tulajdonképpeni folytatásának É felé a vele vízrokon Kisküti-telért kell tekintenünk, ami a Károly-telér csapáshosszára vonatkozó eddigi ismereteinket lényegesen módosítja.

A Károly-telér eddig a bánya legvastagabb telére. Átlagos vastagsága ugyan csupán 1,5 m, de középső szakaszán jelentős hosszúságokban 4,0—4,5 m, sőt kivételes esetekben ezen felüli vastagságú. Szerkezete szalagos, a kitöltés egyazon ásványgenerációját jelző szalagok 0,5—50 cm szélességek között váltakoznak (1. ábra). Általában azonban a telért alkotó szalagok inkább vékony zsinóroknak nevezhetők, melyek sűrű egymásmelletti vonulása és az ásványos alkotórészek változatosága, különböző színező anyagok hozzájuk keveredése rendkívül tetszetős megjelenést kölcsönöz a telérnek a bányavágatok főtéjén. Ezt az esztétikailag is megkapó metszeti képet fokozták a teléralkotó párhuzamos csíkok között gyakran megjelenő finomcsipkés, kokárdás megjelenésű, elütő színezésű ásványos vonulatok és kisebb-nagyobb csillogó drúzás bevonatú üregek sorozatai (VI. sz. melléklet).

A bánya más teléreihez viszonyítva a Károly-telér kitöltése viszonylag igen tágas, sőt a kitöltődés során fokozatosan táguló, folyamatosan szétnyíló preexisztált közethasadékra utal, melyben a teléralkotó ásványok többnyire épen, kataklázis nélkül válhattak ki a telérhasadék falát kétoldalt bekérgező szalagok alakjában (VII. sz. melléklet). A telér szerkezete csaknem mindig szimmetrikus, bilaterális. A telér középvonalától a két szegély felé eső azonos generációjú és anyagú ásványos alkotórészek leggyakrabban nem azonos távolságban és vastagsággal jelentkeznek. Így a telér genetikai középsíkja, mely a legfiatalabb ásványkitöltést képviseli, nem lett a telér mértani középsíkja. Megfigyelhető, hogy a különböző teléralkotó ásványgenerációk a telér dőlésszögének arányában a fedőközet felől vastagabb, a feküközet felől vékonyabb csíkokkal alakultak ki. A telér genetikai középvonala, tehát a legutoljára kivált ásványkitöltés, a feküközethez jutott közelebb. A telérhasadék fokozatos felnyílása, a kitöltés szerkezetéből következő a telér egyes részein folyamatos, más részein ütemes, szakaszos lehetett. Utóbbi esetben a már teljesen kitöltött telérhasadék újabb felnyílása nem okvetlenül a telér genetikai középsíkja mentén történt, hanem valamelyik idősebb ásványgeneráció szalagja mentén, vagy esetleg szabálytalanul. Ilyen esetben a telér szimmetriája természetes megbomlott, sőt bizonyos újraoldási jelenségek, rejuvenációk és rekurrenciák a telér szerkezetét igen bonyolulttá, geneziséét szinte megfejthetlenné teszik.

A telér ásványos összetételében legtöbb a kvarc és annak néhány változata, továbbá a kavasavhidrát-ásvány.

A telérszalagok legfőbb anyaga a kriptokristályos kvarc. Az ebből alkotott telérkvarcit tömör, gyakran pados. Mikroszkópikus méretű kövezetszerkezetű, vagy milliméteres méretű cukorszövegszerűen össze-

tapadó, esetleg vakolatszerkezetű xenomorf szemcsék halmaza, többkevesebb irányított elrendeződéssel. Áttetsző, vagy fénytelen fehér, sokszor a vashidroxid halvány sárgásra, ritkábban a hematit vörösesre, a klorit zöldesre, a kolloidális eloszlású érc pedig szürkére színezi. Gyakran repedezett, ritkán breccsás. Ez a tömör kriptokristályos kvarcváltozat a vastagabb kifejlődésű telérrészekben a telérszegélyek közelében, a vékonyabb telérváltozatokban a telér középvonala tájékán található. A kvarc másik gyakori változata zsúfoltan összenőtt kvarcoszlopok makrokristályos halmaza, párhuzamos főtengelyekkel, vagy sugaras elrendeződéssel. A kristályok főtengelye a telércsik vonulására többé-kevésbé merőleges. Az ilyen telérkvarc legtöbbször víztiszta, vagy gyengén zavaros. A kristályok egyik végét a telér közepe felé esetleg jó kifejlődésű piramis tetőzi. Az ilyen telérszalagok között elszórt hézagok, geodák drúzás bekérgezéssel, fennőtt hegyikristályváltozatokkal (β -kvarc) béleltek. Ugyanilyen megjelenésű a telér ametisztje is, mely az ibolyaszín minden árnyalatában látható. Kristályai gyakran zónás felépítésűek. A kovasavhidrát-változatok közül a kalcedon világoskék, vagy szürkésfehér erecskék, az opál és jáspis ugyancsak erecskék és breccsásan összetört, fellazított egyéb ásvány szemcsék cementezőanyaga alakjában van a telérben.

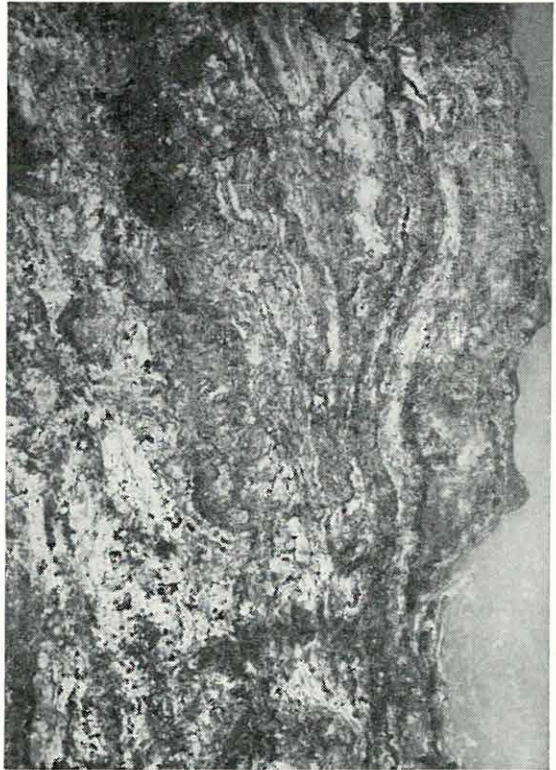
A karbonátásványok közül a Károly-telérre jellemző a kalcit (VIII. sz. melléklet). Tömör kriptokristályos, finomszemcsés, makrokristályos, vagy durvakristályos. A kalcit a telér középvonala tájékán csak a legritkább esetben a telér szélén alkot szalagokat. Fehér, sárgás, rózsaszínű, világos- és sötétbarna, fekete színezésű, sőt csaknem víztiszta változatai ismeretesek a telérből. Színezőanyaga KOCH S. szerint mangánvegyület. A telér üregeiben, hasadékaiban gyakran szép, oszlopos, ágyúpátos, piramisos, romboédes, vagy szkalenoédes kristálybekérgezéseket képez. Az ilyen drúzák kalcitján, vagy kvarcán ritkán a dolomit világossárga, finom kristálybevonata csillog. A bánya legalsó (200 m-es) szintjén legújában kevés manganokalcitot is találtunk, felső (Károly-) szintjének oxidációs jelenségeket mutató telérében itt-ott malachit is felismerhető. A pennin-fajtájú klorit a morzsolt kalcitos-kvarcos és vékony agyagos telércsikokban kötőanyag, vagy a kalcit-hoz, elsősorban a fekete kalcit-hoz keveredik, de mennyisége csekély.

A telér ércvezetése sem csapás-, sem dőlésirányban nem egyenletes. Az ércásványok szalagok, zsinórok, pettyezésses vonulatok, fészkek, vagy meddőásványokban finoman elszórt kolloidális anyagkeveredés formájában jelennek meg (2. ábra).

Az eddig ismert telérek között a Károly-telér galenittartalma a legnagyobb. Míg a többi telérben a galenit a cinkszulfidnál jóval kisebb mennyiségű, addig itt annál alig kevesebb, legtöbbször azzal mennyiségi egyensúlyban van. Legdúsabb a telér középtáján (Károly-haránt É-i és D-i telérvágat). Előfordulásában bizonyos övesség figyelhető meg,

amennyiben a bánya mélyebb szintjei felé mennyisége a szfalerithez képest viszonylag csökken. Kvarcba ágyazott 0,1—5 cm-es átmérőjű, hintett fészkei úgyszólván sohasem önálló jólfejtett kristályok, hanem tökéletes kifejlődésükben egymást akadályozó, néha meghajlott, siklatott hexaéderes hasadási lapokat mutató kristálycsoportok. A bánya felsőbb szintjein szfalerittel, középső szintjein szfalerittel, wurtzittal és kalkopirittal tár-sulva, szabálytalanul keveredik. A galenit a telérben ritkábban alkot dúsérces, folyamatos ércközöket. Ezek 0,3—5 cm-es szélességű zsinórok, kivételesen 30 cm szélességig emelkedő tiszta galenittel kitöltött szalagok. Az ilyen dús, folyamatos és széles színgalenitszalagok többnyire a telér élesebb irányváltozásainak, vagy a mellékágak leágazásának tá-jékán fejlődtek ki. A fejté-sekből ritkán előkerülő, telér-hasadékokat bekérgező fen-nőtt galenitkristályok hexa-éderesek, csúcsaikon néha parányi tompító oktaéder-lapocskákkal. De előfordul-tak ilyen bekérgezésekben oktaéderes kristályalakok is, csúcsaikon hexaéder-lapok-kal.

A telérben rendszerint nagyobb mennyiségű szfalerit fordul elő hintett szemek, kis fészkek vagy vékony erek alakjában, mint galenit. Az előbbi beágyazó meddőásványa a kvarc, kalcedon, ritkán a kalcit. Fészkei a tized-milliméteres finom hintéstől a néhány centiméteres „pecsételig” változatos nagyságban alakultak ki, de a telér egyazon helyein a szfalerit kristályfészkek nagysága általában nagyon egyöntetű, egyen-



2. ábra. Ércdús részlet a Károly-telérből. Altáró-szint, Károly-haránt irányvágat és 1600-as légvágat között

Fig. 2. Partie riche en minerais du filon „Károly”. Niveau „Altáró” (couloir), entre la galerie oblique Károly et le cinglage 1600

Рис. 2. Богатый рудой участок жилы „Карой”. Горизонт „Альтаро” (наследственная штольня) между поперечным основным штреком „Карой” и вентиляционной выработкой 1600

letes. Összefüggő dúsérces zsinórajai keskenyebbek, mint a galenit-dúsérc szalagjai, de sűrűbbek, leggyakrabban egymás közvetlen közelében vonulnak a telérben, nagyobb távolságokon át folyamatosabbak a galenitzsinóroknál. A szfalerites zsinórok és keskeny szalagok dúsércében majdnem mindig több-kevesebb galenit is van. Valószínű, hogy a szfalerit részben az idősebb galenit kiszorítása révén kapott helyet.

Míg a galenitnél a telér makroszkópos vizsgálata [alkalmával csak bizonytalanul lehet két generációt elkülöníteni, a szfaleritnél a két generáció legtöbbször élesen felismerhető. A jó felismerést megkönnyíti az a körülmény, hogy az idősebb generáció nagy mennyiségű vas- és kadmiumtartalmú festőanyaga következtében sötétbarna, néha csaknem fekete, fémes fényű, míg a fiatalabb generáció világos gyantasárga, mézsárga és néha zónás kristályalkatú. A telér uralkodó érce éppen ez a fiatalabb szfalerit, melynek bennőtt kristályain a rombdodekaéderes alakot néha fel lehet ismerni. A fészkekben, csoportosan előforduló kristályok alakja a többszörös összenövés, sugárirányú kristálytársulás és töredezettség miatt csak nehezen állapítható meg. Amennyiben a szfalerit — többnyire kvarcon — fennőtt bekérgezéseket alkot, sokszorosan összenőtt kristályai lekerekítettek, korrodáltak. Ilyen fennőtt kristályos bekérgezéseket azonban ezideig csak az idősebb, sötét színű szfaleritnél lehetett találni és a kristálycsoportosulásokban mindig több-kevesebb galenit (-maradvány?) is jelen volt. A fiatalabb szfalerit társaságában viszont szételegyedési termék gyanánt igen gyakran fordul elő kalkopirit.

A telérből a bánya Altáró-szintjén alárendelt, az Altáró alatti 100 m-es mélysíntjén az idősebb galenit és szfalerit társaságában jelentősebb mennyiségű wurtzit került elő, sugaras-lemezes tömött kristályhalmazokban.

A pirit, habár mennyisége viszonylag kicsi, a telér minden részében, minden ásvány társaságában jelen van. Tömött-kristályos, néha felismerhetően hexaéderes, vagy pentagondodekaéderes halmazokat, kvarcon, kalciton kristályos bevonatokat, sőt gél állapotban sárgás, zöldes, szürkés erezéseket alkot a telér szegélye mentén, az egyes ásványgenerációk (pl. a különböző színezésű kalcit-változatok) határvonalain, vagy az egynemű ásványos összetételű telérszinórok belsejében. Néha vékony, legfeljebb 2 cm széles zsinórokat tölt ki önállóan. A telér mellékkőzetében mint hintés, impregnáció, vagy a vállapok vértézése általánosan jelen van. A pirithez kisebb mennyiségben kalkopirit is társul, különösen a telér kvarcos-kalcedonos alkotórészeiben. Az ametiszt zsinórokra különösen jellemző a kalkopirit-fészkecskék jelenléte, fiatalabb szfalerit társaságában. Mélyebb szintek felé a kalkopirit és pirit fokozatosan dúsul. A markazit a telér felhasadáson, üreges részeiben egyes helyeken nagy tömegben vonja be a fellazult telérszalagok és függve maradt telér-

töredékek felületeit. A markazitbevonatok alapja gyakran vékony piritlemez.

Ritka járulékos érc az antimonit. Vékony erek kitöltéseként fordul elő a telér közelében, vagy azt ÉK—DNy-i irányban keresztezve, a bánya felső szintjén. Ugyancsak elvétve, tüzetes vizsgálat után akadáhatunk reá a telérben a fluorit, az arzenopirit és a kovellin ritkaság számba menő előfordulására.

A Károly-telér kitöltésének ismertetésénél végezetül meg kell említenünk az agyagásványos kitöltésű hézagokat. A fellazult telérszalagok között húzódó felnyílások agyagásványa néha kenőcsszerű, fehér, vagy világos zöldesszürke, kékesszürke, dúsan víztartalmú, hiszen ezek a telérszakaszok egyszersmind a vízcepegések, vízcsorgások helyei is. Más esetekben az agyagásványos kitöltés sok karbonát- és kovaszemcsét, sőt néha ércszemcséket is tartalmaz és ún. „rizsszemcsés” szerkezetű. A telér agyagásványtartalma az Altáró szintjén egyébként elszórt módon feldúsul és az érc flotálását nehezíti. Az itt levő fejtekekből vett agyagásványminták MEZŐSI J. vizsgálatai során halloysitnak bizonyultak.

A Károly-telért kevés vetődés zavarja, települése eléggé nyugodt, egyenletes. A telérkitöltés olyan mechanizmusra utal, melynél a hasadék felnyílása gyorsabb volt, mint ásványos kitöltődése. Mikor a hasadékfalán az első ásványos bekérgezések létrejöttek, a hasadék belsejében ásványos oldatokkal telt tér lehetett, amely azután újabb szalagszerű és zsinóros bekérgezésekkel végre kitöltődött. Ezután újabb felszakadásokkal ez a folyamat további 2—3 ízben ismétlődött. Különösen a telér középső, leggazdagabb, csapásmenti szakasza mutat ilyen, kitöltődés előtt járó felnyílásokat, ahol a gyakori drúzás üregek, ásványos kérgezéssel körülvett mellékközvetlencsék és kokárdás-csipkés szerkezetek alakultak ki. A telér szakaszos csapásmenti felnyílásait a rögök függőleges elmozdulása is kísérte, mégpedig főként a telér D-i szakaszán, ahol a K-i „szegély” mentén fekvő rögök lezökkenését több csúszási lap bizonyítja. A telér kialakulása utáni, tehát a telércsapást megzavaró kisebb tektonikus jelenségek az É-i és D-i elszegényedő telérvégekben tapasztalhatók a feltárásokban. A legnagyobb tektonikai elmozdulás az Altáró-szinten, az Altáró-egyenes-irányvágattal való keresztezés közelében van, ahol a telérben egy NyÉNy—KDK-i (305°) csapású és 80° DDNy-i dőlésű vetődés kb. 16 m-es vízszintes szárnyeltolódást okoz. Ez a nagy vetődés az alsóbb mélyszinteken és a felső Károly-szinten, sőt a Károly-táró feletti hegyrészen a külszíni morfológiában is megnyilvánul. Az elvetődött telérrészek szerkezeti viszonyainak egybevetése és a külszíni morfológia azt igazolja, hogy a DNy-i rög függőleges lezökkenése sokkal nagyobb mértékű volt, mint a bányában látható ÉNy-i irányú vízszintes eltolódás.

2. Aranybányabérc-telér

Az Aranybányabérc-telér a Károly-telér csapásvonalától Ny-ra, azzal közel párhuzamosan vonul, tehát csapása nem sokban tér el az É—D-i iránytól. A telér É-i részén 355° körüli, D-i részén 10° körüli átlagos csapást mérhetünk a bánya feltárásaiban. Ez a csapásvonal a bánya Altáró-szintjén (400 m tszf. magasságban) a telér É-i részén 170 m-nyi, D-i részén 200 m-nyi átlagos távolságban húzódik a Károly-telértől. A telért a 310° -os általános csapású Arany-Péter-telér két részre osztja. A D-i rész vastagabb és ércesebb, az É-i rész vékonyabb és szegényebb. A telér átlagos vastagsága 1,0—1,2 m, a déli részen 2,0 m körül mozog.

A telér az Altáró-szinten folytatólagos vágattal történt feltárásban 508,7 m csapáshosszban ismeretes, de a Károly-szinten (460 m tszf.) is 205,1 m hosszúságban tárták fel. Ezt a telért 1958-ban az Altáró alatti 300 m tszf. mélyszerint is harántolták. Dőlése 70 — 85° között ingadozik K-i irány felé, de a déli rész rövid szakaszán 35 — 38° -os K-i dőlés is tapasztalható.

Felszíni kibúvása nincs, de a Károly-táró bejárata közelében levő bányateleprésztről É-ra fekvő Aranybányabérc nevű kis hegykúp gerincén sok szalagos szerkezetű és kvarckristálydrúzás telértörmelék jelzi vonulását. A hegy tetőzetén és É-i lejtőjén az Urikány-Zsilvölgyi Részvénytársaság az 1926. évben néhány kisebb kutatógödörrel győződött meg a telér jelenlétéről.

A telér szerkezete — a Károly-teléréhez hasonlóan — túlnyomórésztben szalagos, de a szalagos kifejlődéssel együtt breccsás-törmelékes szerkezet is jelentkezik, többnyire a telér középvonalában.

Utólagos tektonikai mozgások a telér csapását csak kismértékben zavarták meg és többnyire annak déli szakaszán, jobbra ÉK—DNy-i csapású csúszási síkok alakjában. Ezek azonban a telérben az Altáró-szinten a rögöknek csupán függőleges irányú elmozdulását okozták, a vágatban a telér folytonosságát seholsem szakították meg. A dőlésmenti elmozdulásoknak viszont olyan különleges példáit és következményeit láthatjuk a telérvágatban, amelyek a tudományos tanulmányozás szempontjából lenyűgöző ritkaságok, de a bányászat szempontjából elszomorítóak. A telér vágatát keresztező Péter-Pál-irányvágattól dél felé húzódó szakasz elején ugyanis az alábbi csapásmenti változás észlelhető: A 30—35 cm vastag telér a K-i szélén színes szalagos, kvarcos-ametisztes és ércsinóros. Legvastagabb középrészén sötétszürke, breccsás és ércpettyes. A Ny-i széle kaolinból és abban húzódó pirites ér-rajból áll. A telér érc tartalma dús és ez az érces jelleg túlnyomó részében tiszta zúzócset, sőt dúsércet vezető, főként szfalerites, de galenitzemcséket is bőven tartalmazó zsinórok alakjában van jelen. A Péter-Pál-irányvágat-

tal való találkozás közelében hat ilyen ércszinórt számolhatunk meg, melyeken kívül a telér már említett, középső, breccsás szalagja is tekintélyes mértékben gyarapítja az érc tartalmat. Ámde D felé haladva 4 m után a telér 15 cm-re szűkül, majd 12 m-en át 60—80 cm-re vastagszik, üregesedik, a középvonalban levő üregek kalcitkristályos, drúzás jellegűek. Az eddig leírt szakasz a Károly-telér szerkezeténél tapasztaltakhoz hasonló, legfeljebb attól annyiban tér el, hogy itt a breccsás középrész ércesebb, a jellegzetes, fekete-fehér-barna, kokárdás kalcit nem fejlődött ki és a telér lényegesen vékonyabb. Az Aranybányabérc-telér különleges szerkezeti képe a Péter-Pál-egyenes-irányvágat keresztvezetésétől D felé mért 20—21 m-ben bontakozik ki. A telér K-i szélén húzódó színes kvarcos-ametisztos és érces zsinórok szétnyílását tapasztaljuk és a szétnyílás után a zsinóros rész egyik csoportja átcsap a telér Ny-i szélére is. Ezáltal a telér szimmetrikussá válik. A közbezárt rész pedig agyagásványos összecementezésű breccsás középrész, melyben a nagy tömegű finom fehér „kaolinba” ágyazva a következő törmelékanyagok fordulnak elő: mellékkőzet, érces zsinór, tömött-kristályos kvarc, pirit, kokárdás fekete és fehér kalcit, fehér kaolinos-kvarcos szalag, ametisztzsinór. A vágatban tovább haladva D felé ez a telérrakat az uralkodó. Megkapó ez a szerkezeti kép a Péter-Pál-irányvágattól D felé mért 105 m tájékán (X. sz. melléklet), ahol világosszürke egyenletes, szinte kenőcs állapotú agyagásványos cementőanyagba, mintegy habarcsba, a szalagos, dúsérces, ametisztos, kalcidonos, fehér-fekete-barna kalcitkokárdás egykori telérrészek nagy szögletes töredékdarabjai ragadtak bele, esztétikailag is bámulatos, kaleidoszkópszerűen változó mozaikot képezve. E telérszerkezet létrejöttének kézenfekvő magyarázata, hogy a Károly-telérhez hasonlóan szalagos-zsinóros eredeti alkotású telér hasadéka a kitöltődés után újra felnyílt, tágult, felnyíláskor a mellékkőzet tömbjei függőlegesen (dőlés mentén) elmozdultak, a nyílás falain tapadó szalagos telérrészek fellazultak, mintegy „lehorzsolódtak”, összetörték és a hasadékba behullottak. Minthogy e szilárd telértöredékek egymással nem érintkeznek, hanem csak a képlékeny agyagos közeg beágyazásában maradtak függve, nyitott kérdés, vajjon összetöredezésük idején milyen közeg tartotta meg a darabokat szétszórt függő helyzetükben. Bármiképp jött létre ez a telérszerkezet, a bányászat részére az ércfejtést, az ércelőkészítőmű részére a dúsítást igen nehezé, sőt költségesé teszi az omladékos, képlékeny teléragyag nagy mennyisége, mely a törmelékes állapotú zúzócset kíséri nemcsak magában a telérben, hanem a telérszegélyek mentén a mellékkőzetben is. A telér É-i szakaszán, mely a Péter-Pál-egyenes-irányvágattól É felé húzódik, sem a Károly-telérre jellemző sokszínű szalagosságot, sem a D-i szakaszról leírt sajátos breccsás szerkezetet nem látjuk. A telér itt sokkal tömörebb, bár benne helyenkint szalagosság, breccsás zúzottság és kisebb fokú üregesedés is előfordul. Ércesedés szempontjából legnagyobb részben nem műrevaló ércpettyezettség

jellemzi a telérnek ezt a jelentősen elkeskenyedő, szétseprűződéseket mutató északi szakaszát a dűsan pirites hintésű környezetben.

A telér meddő ásványos kitöltését a tömör, kriptokristályos kvarc, kevés ametiszt, kalcedon, fehér-fekete-barna színezésű kalcit, klorit, sok kaolin; ércvezetését a szfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, markazit alkotják. A szfalerit túlnyomóan a fiatalabb generációhoz tartozó, világos színezésű változat, kisebb mennyiségű galenittel együtt kristályosodva. A galenitszemcsék rossz megtartásúak, újraoldottak. A kalkopirit kis mennyiségben, főként a telér É-i szakaszán, szfalerittel együtt jelenik meg, vagy pirittel az ametisztos szalagrészekben. A pirit egy része egészen finom hintés, vagy gél állapotú hálózat a telér szegélyén, a teljesen kaolinodott mellékkőzetben.

3. Péter-Pál-telér

A bánya legrégebben ismert telére, melyet az 1700-as évektől kezdődően különböző nyitópontokból, különböző szintekben tártak fel. Egyes régi kutatóvágatai már feledésbe merültek és helyeiket csak hozzávetőleg tudjuk megállapítani (pl. Adél-táró), másokat beomolva, járhatatlan állapotban találjuk meg (pl. Péter-Pál alsó és felső tárók), ismét másokat a mai bányászat tart kezelésben.

A telérnek a felszínen néhány kibúvása volt, de azokra a régi idők bányászata kutatóvágatokat telepített. Ezekon kívül kibúvásban nem, csak szalagos-ércüreges törmelékekben ismeretes a mai felszínen.

A Péter-Pál-telér Ny felől zárja le azt a bányászati kutatásokkal eddig feltárt, műrevalóan érces mezőt, amelynek K-i záróvonala a Károlytelér. Jelentőségében is egyenrangú a Károlytelérrel. E két főtélér közötti távolság a telérek É-i szakasza táján átlag 350 m, a D-i szakaszon 550 m. A közelmúlt években, a megkutatottság mai állapota előtt úgy látszott, hogy itt a bányamező Ny-i szélén több különböző teléren mennek a vágatkihajtások. Ilyenek voltak: a tulajdonképpeni Péter-Pál É-i és D-i vágatok, a Péter-Pál-egyeses-irányvágattól É-ra a vájvégig, illetőleg D-re az Arany-Péter-telérig, továbbá az ún. Péter-Pál 180°-os vágat telére az Arany-Péter-telértől D-re, mintegy 240 m-nyire levő jelenlegi vájvégig, végül az ún. Bikkszéli I. É-i és D-i telérrészek a Bikkszéli-egyeses-irányvágat harántolásában. Csak a legújabb vájási előhaladások révén vált ismeretessé, hogy mindezeket a vágatokat voltaképpen egyazon érces hasadékrendszer vezeti, és egy jelentéktelen hosszúságú, fel nem tárt telérszakasz kivételével ez a bánya Altáró-szintjén ma teljes összefüggésében járható.

Az ércbánya 1955. évi nyilvántartásában a Péter-Pál-telérvágat az Altáró-szinten (400 m tszf.), a korábban „Péter-Pál 180°-os vágat” néven ismert telérvágattal együtt 405,3 m, az előbbivel még teljesen össze nem lyukasztott „Bikkszél I.” nevű telérvágat 304,7 m kihaj-

tott hosszúsággal szerepel, a telérrendszer feltárt csapáshossza tehát összesen 710 m. A Károly-szinten (460 m tszf.) a Péter-Pál-telért 54,4 m hosszúságban tárták fel. Az 1850—1931. években történt régi vágathajtások javarészt a telér felső szakaszára települtek, a mai bánya kezelésében levő vágatok területétől É-ra, 496 és 530 m tszf. magaságokban. A fennmaradt adatok szerint e régi és ma járhatatlan vágatkihajtások hosszúsága 422 m.

Teleptani és feltárási viszonyai alapján a Péter-Pál-telér a bánya Al-táró-szintjén négy szakaszra osztható.

A legfelső szakasz az északi vájvégtől dél felé, a telért elmetező 310° -os csapásirányú Arany-Péter-telérrel való találkozásáig terjed, és ezt a szakaszt a Péter-Pál-egyenes-irányvágat határolja. Az irányvágattól É felé eső telérrész a bányageológiai felvétel időpontjában csak 65 m-nyi szakaszon volt bejárható. Ebben a vágatrészben a telér vastagsága 0,30—1,00 m között ingadozik. Anyaga tömör vastagpados kriptokristályos kvarc, helyenként breccsás zúzódás kezdeti állapotában. Látható érce aprószemcsés, szegény hintés és kolloidális eloszlás a kvarcban. Mellékkőzetében szembetűnő a gyakori kaolinos hidrotermális elbontás, de kaolin és üvegekeményre kovásodott vetődési agyag helyenként magában a telérben is előfordul. A telér települése ezen a legészakibb szakaszon nem nyugodt. Így például az irányvágattól É felé mért 10—11 méteren a következő érdekes teléralakulás látható: a vágatban egy 10—15 cm vastag vágatharántoló közzettelér van, melynek csapása 125° , dőlése 90° . A közzettelér anyaga breccsás-zárványos. Ez a közzettelér csak a vágat K-i oldalán és a főte K-i felén látható, mert Ny felé folytatását egy 48° -os irányú és 90° -os dőlésű töréses elmozdulás (vetődés) viszi el. A vetődés magát a telért nem érintette, annál idősebb. A telér ugyanis itt egy K-i vékonyabb és egy Ny-i vastagabb ágra oszlik szét. A K-i ág É felé az idősebb közzettelért átszelve az említett vetődés síkjáig tart és ott néhány centiméteres szakaszon a vetődési lap mentén is kitöltést hozva létre, megszakad. A telérnek vastagabb Ny-i ága a vetődési siktól É-ra mért kb. 1 m távolságban hirtelen elvékonyodik és ki is ékül. A kiékülés egy 132° -os csapású kisebb töréses elmozdulás mentén fekszik. Az itt leírt összletben legidősebb a 125° -os csapású közzettelér, ennek keletkezése után jött létre az ezt megszakító 48° -os irányú első töréses elmozdulás, majd a 132° -os irányú kisebb törés. Ezt a telérhasadék felnyílása és kitöltődése követte, ami után végül újabb felnyílás és telérkiegészülés következett (kvarcos zsinór). A telér a Péter-Pál-irányvágattól D felé rövidesen sűrűnszalagossá válik és eléggé összemorzolt alkatú. Középső, kissé kaolinos, zúzott részében elég dús ércpettyezés látható, de ez a dús érc is összemorzolt megjelenésű. Tovább D felé a telérközép üregesedni kezd, az üregeket laza, zúzott telérdarabok töltik ki hézagosan. A telér szétnyílásaiból képződött üregek belső falát eléggé dúsán vonja be a hasznos érc. A telér vastagsága a Péter-Pál-irány-

vágat és Arany-Péter-telervágat között 0,38—1,40 m között ingadozik, dőlése 70—78° K felé.

A következő és teleptani szempontból legérdekesebb szakasz az Arany-Péter-telérrel való felső találkozástól az abból D-i irány felé történt alsó kiágazásig terjedő, 27 m-es telérrész. Itt ugyanis a Péter-Pál-telér belesimul a 310°-os csapású Arany-Péter-telérbe. A két telér közös hasadékban együtt halad, ÉNy—DK-i irányban. A telérszerkezet vizsgálata alapján kétségtelenül megállapítható, hogy a Péter-Pál-telérnek ez a találkozója nem jelenti a telér D-i elvégződését. Az Arany-Péter É-i vágatának a Péter-Pál-akna felé vezető telére idősebb, a Péter-Pál-telér pedig keletkezésére nézve fiatalabb, de erőteljesebb vonulat, mely az idősebb Arany-Péter-telér északi széléhez szorosan hozzásimul. E közös szakasz felső részén úgy látszik, hogy a kvarcos kitöltés nagy tömegét a Péter-Pál-telér hozza, míg az érc zömét az Arany-Péter-telér idősebb anyaga vezeti. A telér vastagsága a közös szakaszon 0,40 m-ről indul és 1,35 m-ig emelkedik, fokozódó zúzottsággal. A közös hasadékban megtett út után viszont az érctest zöme D felé fordul el és az ún. Péter-Pál 180°-os vágatban folytatódik. Itt az alsó szétágazásnál szintén megfigyelhető, hogy az Arany-Péter-telér idősebb a Péter-Pál-telérnél. A kiágazás tájékán a telérek zavartak, az oldalakon vastag kaolin-szegéllyel és a mellékközetet a tektonikai hatások ugyanúgy megzúzták, mint a telért.

A Péter-Pál-telérnek az Arany-Péter-telérből D felé kiágazó következő szakaszát annakidején „180°-os vágat” néven nevezték, azonban a feltárás kezdetén megállapított 180° körüli általános csapása már 80 m után 190—200°-ossá módosult, sőt délebbi szakaszain már 220—230° körüli általános csapás mérhető. A kiágazás pontjára visszatérve, azt észlelhetjük, hogy a Péter-Pál 180°-os vágatba áthajló érces zsinórok átmetszik az Arany-Péter-telér csapásában továbbhaladó meddőbb, kvarcos szalagokat, habár voltak a telérképződésnek közös fázisai is. Megállapítható, hogy a Péter-Pál „180°-os” telérnek É felé is megvan, habár igen gyéren, az ércességi egyenes folytatása. Ezt a gyámvágatban 7 m-nyi hosszban tárták fel, de ott elmeddült és kiékült. Az Arany-Péter-telér idősebb és a Péter-Pál-telér fiatalabb, de bizonyos fokban még egymásba átfolyó idejű, illetőleg ritmikusan váltakozó anyagkiégészülése idején az érc nagyobb részét e ponton inkább a Péter-Pál („180°-os”) telér vette fel. Ez a telér tulajdonképpen nem itt, a feltárvágat kiindulási pontján, hanem pár méterrel délebbre eső szakaszán jön be, Ny felől íves hajlással, teljes szélességében a Péter-Pál („180°-os”) vágatába. Tovább D felé haladva a telér ércvezetése fokozatosan gyengül, vastagsága 0,25—1,20 m közötti és a telért néhány kisebb-nagyobb vetődés zavarja meg. Ezek közül említésre érdemes az Arany-Péter-telértől D-re mért 50 m tájékán jelentkező 320°-os csapású, 48°-os DNy-i dőlésű elmozdulási sík, mely a telér D-i szakaszát mintegy 25 cm-nyire

tolja el K felé. A vetődéstől D felé terjedő szakasz telére szalagosabb, érc tartalma dúsuló, vastagsága állandóbb és 2,35 m-ig emelkedik. Benne szerephez jut a kalcit. Ez a telérszakasz teleptani szempontból szintén érdekes és tetszetős is. Szerkezete tömör, de utólag breccsásan-zúzottan fellazított, helyenként kissé ametisztzinóros, fekete-fehér kalcitkokárdákkal és -csipkéekkel tarkított, dúsán érczinóros és érczuzalékos. Ahol a barna színezésű kalcit, mint legfiatalabb karbonátos alkotórész, belép a teléryananyagba, a szerkezeti kép a Károly-telér legteljesebb kifejlődésű középső szakaszaira emlékeztet, azzal a különbséggel, hogy helyenként zúzott alkatával már csak nyomait őrzi az egykori szalagoságnak.

Az Arany-Péter-telértől D felé mért 150 m tájékán a telér ugrás-szerűen 3,5 m-re vastagszik, érc tartalma rendkívül feldúsul, de egy 67°-os csapású és 87°-os D-i dőlésű vetődés megszakítja. Déli folytatását kb. 10 m-es Ny-i távolságban eltolva találták meg. A vetődési síktól D felé terjedő végső kihajtás telére fokozatosan vékonyodik, érchen szegényebb lesz, majd az Arany-Péter-telértől D felé mért 240 m körüli távolságban levő mostani vājvég tájékán 0,50 m szélességben megjelenő telér érc tartalma ismét dúsulónak látszik. A telérnek még fel nem tárt további csapása csaknem bizonyosan a Bikkszéi I. telérrel lesz azonos, melynek telérünk felé haladó feltárásában a csapás eddig feltűnően azonos nyomvonalat mutat és a két vāgat vājvége ezidőszerint mintegy 100 m-nyi távolságban áll egymással szemben.

A telér legvégső D-i szakaszának feltárása tehát a Bikkszéi-egyenes-irányvāgattal való harántolással, onnan pedig csapásmenti vāgatokkal történt („Bikkszéi I. telér”). Ez a mintegy 300 m csapáshosszúságban feltárt szakasz a bányaműveletek során igen sok vizet vezetett. Omlásra hajlamos, összetört telértípus, mely sok ácsolást igényel. Épebb részeinek szerkezetében bizonyos szimmetria állapítható meg, bár az egymásnak megfelelő alkotórészek a telér két oldalán igen elütő mértékben fejlődtek ki. Alkotásában a tömör kriptokristályos, kissé breccsás kvarc, ebben helyenként kalcit, továbbá érchintéses zúzott, de újra összecementezett tömör kvarc, összemorzolt sötét szfalerites-pirites-galenites-kaolinos ásványkeverék és meglehetősen nagy mennyiségű ametiszt vesznek részt. Más jellemző szakaszon a telérben uralkodó alkotórész a kalcit. Ez a telér egyik oldalán, dús ércfészkes és ércpettyes zsinórokat — csaknem kizárólag sötét színezésű szfaleritet — vezet. Feltűnő alkotórésze a telérnek a telér közepetáján meglehetősen nagy vastagságban jelenlévő durva szemcséjű („rizsszemcsés”) összemosott teléragyag, mely teljesen elkaolinosodott breccsás mellékkőzet-darabokat és a telér érczinórokat vezető kalcitos részének darabjait zárja magába. A telér csapásának elővājása során a vāgathomlok lerobbantása után kialakult szerkezeti kép a bányászatot gyakran megzavarta, mert a telér látszólag egészen fekvő helyzetben, vízszintesen jelentkezett. A szokatlan homlokkép magyarázata, hogy ez a telérrész általában sűrűn felszakadásos, üreges. A telér összetörede-

zett és darabjai az üregbe bezuhantak, a telérdarabok közeit gyakran agyagásványok, kaolinos felhalmozódások, továbbá a mellékkőzet teljesen elbontott anyagá töltötték ki.

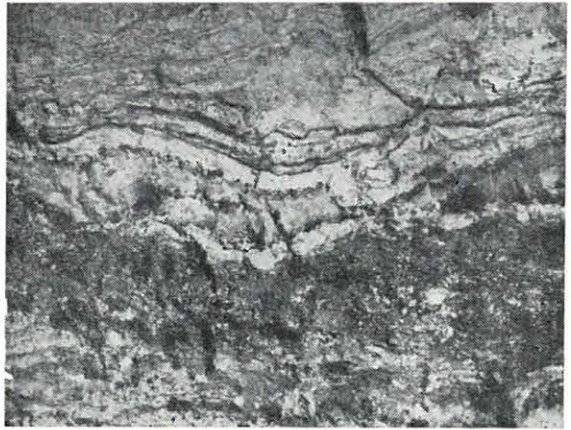
4. Arany-Péter-telér

Az Arany-Péter-telér 310° körüli általános csapással ÉNy—DK-i irányban, a Károly-telér felső felétől Ny-ra húzódik és az Aranybányabérc-telért ferde szögben harántolja. Elmetszi továbbá a Péter-Pál-telért, illetőleg azzal találkozva, rövid szakaszon együtt halad. Felszíni kibúvásban nem találtuk, törmeléke a felszínen nagyon szétszóródott, csapásának nyomára nem vezet. A bánya Altáró-szintjén (400 m tszf.) 423,5 m csapásvágattal került feltárássra. Ebből 95,8 m az 1926—32. években, a fennmaradó túlnyomó rész az 1953—55. években készült el. De bizonyosra vehető, hogy az Arany-Péter-telér kutatóvágata DK felé tovább hajtva bele fog lyukadni az „1600-as” telér ÉNy-i kiágazó vágatrészbe, az ún. 1600-as Arany-Péter-telérbe. A két szemközti vágatvéget már csak 60 m meg nem kutatott távolság választja el. Ezt a részt is hozzászámítva, az Arany-Péter-telér teljes csapáshossza az Altáró-szinten az 500 m-t meghaladja.

Az Arany-Péter-telérnek a Péter-Pál-telérhez való genetikai viszonyáról az utóbbi telér ismertetése során már szólottunk és felsoroltuk azokat a szerkezeti jelenségeket, amelyek a Péter-Pál-telérnek fiatalabb képződésére utalnak. Az Arany-Péter-telérnek az Aranybányabérc-telérrel való kereszteződése szintén módot nyújt arra, hogy a bánya e két fontos telérének korviszonyát is tanulmányozzuk. E két telér keresztezésénél a vágatban a két telér korkülönbsége világosan nem állapítható meg. A keresztezés ÉNy-i részén az Aranybányabérc-telér vastagszalagos, tömött, kvarcos alkatrészei átvágják az Arany-Péter-telér vastagpados és vékonyabb csíkos kvarcos-érces alkotóit. A kereszteződés DNy-i oldalán viszont példa van arra, hogy az Arany-Péter-telér alkotórészei hatolnak keresztül az Aranybányabérc-telér kvarcos, érces szalagjain. Bizonyos az, hogy a telérek sávos alkatrészeinek kereszteződésében az Aranybányabérc-telér fiatalabb jellegére több dokumentum utal, mint az ellenkezőjére. Az Aranybányabérc-telér D-i szakaszának kezdetén, a Péter-Pál-irányvágattal való keresztezésnél helyenként üreges piritkitöltéses szakadásos erek vannak, melyek láthatóan utólagos származásúak és ezek is harántolják az Arany-Péter-telért. A kereszteződés környékén egyébként a hidrotermális telérképző folyamatokkal egyidejűleg lejátszódott jelentős tektonizmust is látunk. Ez a tektonikai hatás a telérek különböző szalagjait különböző fokokban érintette. Mégis talán legerősebb volt a telérképződés vége felé, mert az Arany-Péter-telér szélein levő alkotórészek épebbek és a szalagosság

bennük jobban kialakult. Az egymást keresztező két telér meddő és érces kitöltése a mozgások közben a hidrotermális anyaoldatból nagyjából egyidejűleg, ritmikusan váltakozva épült fel, mégis az Aranybánya-bérc-telér még akkor is kapott utólagos anyagkiegészülést, mikor az Arany-Péter-telért már csak meddő tektonizmus érintette. Végeredményben tehát úgy látszik, hogy az ércbánya eddigi feltárásaiban megismert, nem nagy korkülönbséggel, ritmikusan kialakult érces telérek közül a 310° -os csapású Arany-Péter-telér viszonylag a legidősebb.

A telér vastagsága 0,5—2 m közötti, ÉNy-i irányú dőlése $72\text{—}82^\circ$ között változik és csak középső kis szakaszán billen át 85° -os DK-i dőlésig. Szerkezete többnyire szalagos, szimmetrikus. A szalagok azonban csak kis részben épek, a mellékközet a telérszegélyek mentén ugyancsak feltöredezett, kvarccal újra összecementeződött. Az ércvezetés jelentős része is ilyen breccsás, morzsolt részben van a telér közepe táján. A breccsás ércvezető szalag aprószemcsésre zúzott, hintett kvarcmarad-



3. ábra. Főterészet az Arany-Péter-telérből. Zúzott dúsércvezető szalagot szegélyező ércfészes és ércsinóros kvarciszalagok, Altáró-szint
Fig. 3. Partie de toit, dans le filon Arany-Péter. Rubans de quartzite à feuilletés et poches de minerais, bordant un ruban à minerais riche, concassé. Niveau „Altáro” (couloir)

Рис. 3. Участок кровли в жиле „Араль-Петер”. Кварцитовые ленты с рудными гнездами и шнурами, окаймляющие богатую, измельченную рудоносную ленту; горизонт „Альтаро” (штольня)

ványokból, kristályos ércpettyekből és a mellékközet agyagfinomságú zúzalékából tevődik össze, melyeket nagyfokú kloritfeldúsulás jelleméz. Ez az erőteljes zöldesfekete színű és helyenként 70 cm-re kivastagodó telércsík a telér legdúsabb középső szakaszán az Arany-Péter-telér ércesedésére jellemző (3. ábra). A telér alkotásában ezen kívül a limonitos festésű finombreccsás kvarcos rész nagy tömegben szerepel, melyet későbbi vékony, párhuzamos kvarcsinórok járnak át. A kriptokristályos, vastag kvarcpadok breccsás összezúzódás után gyakran regenerálódnak, a breccsás darabok körvonalai, repedései ilyenkor elmosódnak. A zúzott és regenerált kvarcon kívül a legfiatalabb vékonyzinóros kvarcváltozat is jelentkezik, mégpedig fekete kalcittal váltakozva, kokárdásan, csipkésen, néha kalcedonszerűen. Míg tehát a feketére festett

kalcit a Károly-telérben a fehér kalcittal alkot szép csipkés díszítéseket, addig itt a kvarccal társulva adja ugyanazt a szerkezetet.

Igen érdekes a telér DK-i végső szakaszán levő telértalálkozás, mely szerkezeti vizsgálattal inkább erős irányváltozásnak minősül. Itt az Arany-Péter-telért egy 210—220° körüli átlagos csapású telér vágja el, melyet a bányászat az ún. „210°-os vágat”-tal („Arany-Péter D-i jobb betörés”) tárt fel. Ahol a „210°-os vágat” kiágazik, az Arany-Péter-telérnek csak keskenyebb része folytatódik az eredeti 135° körüli irányban, szélesebb része enyhe ívben 210°-os irányban kanyarodik el. Az elkanyarodó telérrész két széles, egyenként 10—15 cm vastagságú tiszta dús ércet vezető galenitszalagot visz be a „210°-os vágat” telérébe. A két ércszalag között átlag 20 cm-es vastagságú kvarcos és helyenként kaolinos breccsás telérrész húzódik, 2—15 mm átmérőjű ércpettyekkel és -fészkekkel. Ez utóbbiak főként szfalerit-kristályok. A 210°-os irányú telérrészt párhuzamosan követi egy 4—8 cm széles és gyéren érces ametiszt-zsinór, mely fiatalabb az egész telérösszletnél. A leírt 210°-os kiágazás teleptani körülményei a Péter-Pál-(Bikkszéli-) irányú teléreknek az Arany-Péter-telérhez való viszonyát világítják meg, és igazolni látszanak ugyanazt a megállapítást, amit utóbbinak a Péter-Pál (180°-os) vágattal való találkozásáról korábban tettünk, azt ti., hogy a bányának ebben a részében az Arany-Péter-telér látszik legidősebbnek, noha az ércesedés a kétféle irányú telérrendszerben ritmikusan, egymásba átfolyva történt és nagy korkülönbség a kétféle irányú telérrendszer között nincs.

Az Aranybányabérc-telérrel történt keresztezés közelében, attól ÉNy-ra kisebb telér harántolja az Arany-Péter-telért. Ez az ún. „Arany-Péter É-i 2. jobb betörés” nevű vágat telére. Csapása a keresztezés tájékán 350°, további részében 315° körüli. Ilyenformán nem illeszkedik a bánya e részének egyik telérrendszerébe sem, inkább a távolabbi Kisküti-telér rendszeréhez tartozik. Hogy e kis telér D-i irányú folytatása milyen csapású, azt feltárás hiányában még nem tudjuk. Lényeges az, hogy az Arany-Péter-telér idősebb volta kétségtelenül és nagyobb korkülönbséggel állapítható meg, genetikai átnyúlás nincs. Ez az „Arany-Péter 2. jobb betörés” egyébként arról is nevezetes, hogy 30—50 cm vastag telére kiugró mennyiségű aranyat tartalmaz.

Az Arany-Péter-telér ÉNy-i része (Péter-Pál-akna mögötti Arany-Péter) elvékonyodik, megszakadozik és igen elszegényedik.

Az Arany-Péter-telér legnagyobb tömegű ércásványa az idősebb generációjú, sötétre színezett szfalerit. Ennek legnagyobb feldúsulásai az Altáró-szinten a telér középső részére, a Péter-Pál (180°-os) és az Aranybányabérc-telér közötti szakaszra esnek. A galenit és a világosabb színezésű, fiatalabb szfalerit viszonylagos feldúsulása ezt a szakaszt közrefogja. A Péter-Pál-akna mögötti ÉNy-i végső szárnyon, ahol a telér galenitben és szfaleritben elszegényedik, az egyébként gyér kalkopirit-

kitöltés láthatólag változatlan marad és így szembetűnővé válik. A telért eddigi Károly-szinti feltárásában a galenit nagyobb szerepe jellemzi. A telér középső részének nagyobb feldúsulási helyein az idősebb szlaferit társaságában a wurtzit jelenléte is megállapítható. Járulékos ércásványok a telérben a két generációban megjelenő pirit és a gyaníthatóan deszcendens eredetű markazit.

5. „1600-as” telér

A telér elnevezését az Altáró-egyenes-irányvágatnak arról a méterszámáról kapta, ahol a telért az irányvágat harántolta. Ez a telér ÉÉK—DDNy-i vonulása, 30° körüli általános csapással. Eddig — DNy-i elágazásaival együtt — 194,5 m-es összes csapáshosszban tárták fel, de a DNy-i ághoz egy 310° -os csapású telérrész is csatlakozik, mely az Arany-Péter-telér DK-i végének tekinthető. Éppen ezért ennek a csatlakozó ágnek az „1600-as Arany-Péter” elnevezést adta a bányászat. Ez utóbbi csatlakozó telérág hosszúsága az eddigi feltárások szerint 66,8 m. Ez a telér ezidőszerint csupán az Altáró-szinten ismeretes.

A telér, mely műrevalóság szempontjából igen csekély értékű, a bánya összes telérei között legjellemzőbb példája a fokozott tektonikus jelenségek kíséretében létrejött telérkitöltésnek (XI. sz. melléklet). Átlagos vastagsága 40—60 cm között ingadozik, de az erős összetöredezés miatti zeg-zugos telérszegélyek a telérvastagság tárgyilagosa megállapítását legtöbbször alig teszik lehetővé. A telér szerkezete a Károly-telért kísérő tektonikus régió jelenségeinek bélyegét viseli és mint ilyen, minden bizonnyal szingenetikus, vagy csak igen kis részében idősebb a Károly-telérnél. Megállapítható, hogy a telér felhasadása és kitöltődése két főfázisban történt. Az első fázis tömörkristályos kvarcot, kevés ércet (piritet, szfaleritet és igen kevés galenitet), nagykristályos fehér kalcitot és kevesebb fekete festésű kalcitot rakott le a repedések falára. Ezt követte a második főfázist bevezető tektonizmus, mely ÉNy—DK-i irányú préseléssel feltörte a bekérgezéseket, breccsásan zúzta a mellékközetet, a töredékek az időközben tágult telérhasadékba behullottak és az utolsó kitöltőanyagként megjelent fekete-fehér kalcitos, kaolinos, aprókristályos beágyazóanyaggal cementálódtak. A második főfázis minden bizonnyal a Károly-telér kialakulásának legnagyobb tevékenységével esik egybe. A félig kialakult telért a Károly-telér közeleső szakaszával párhuzamos törésvonalak és vízszintes elmozdulások szabdalják fel. A telér ÉK-i részén, amely a Károly-telér törzsét már kb. 30 m-nyire közelíti meg, a telérszerkezet szintén a Károly-teléréhez közeledik. Az ásványos alkotók között megjelenik az ametiszt és a barna kalcit is. A telér e felső szakaszán a breccsás szerkezet ugyan még megvan, de az egynemű és rokonszármazású ásványos alkotórészek már szalagok alakjában rendeződnek és az érvezetés is feldúsul.

Az előző általános ismertetés során említettük, hogy a bányafeltárások legidősebb hasadékköltései a mellékközetet szabálytalanul áthálózó, meddő kőzettelérek. Ezeknek anyaga breccsás zárványokat tartalmazó bemosott andezittufa, vagy annak zuzaléka. Az 1600-as telér ÉK-i végén, a vágat oldalfalában láthatunk e kőzettelérek előfordulására példát. A főtelért harántoló 135° csapású, 60° DNY-i dőlésű kőzettelér vastagsága 6—19 cm. A K-i vágatoldal 1 m-es magasságában két ágra szakadva halad le a talp alá.

A telér DNY-i, tektonikailag utólagosan felszabdalt végéhez kapcsolódó „1600-as Arany-Péter” telérág szerkezete szalagos, ametisztos és genetikailag is idegen az 1600-as telértől. A telér a vágatrész végső szakaszán csapás, dőlés és szerkezet tekintetében majdnem biztosan azonosítható az Arany-Péter-telér DK-i vájvégének telérével.

6. Kiskúti-telér

A Kiskúti-telért az Altáró-egyenes-irányvágat 1920-ik méterében ütötték meg 1953-ban és azóta összesen 344,3 m hosszúságú vágattal tarták fel. A fennmaradt adatok szerint az 1926—29 években az Urikány-Zsilvölgyi Rt. a Károly-táró szintjén vágatot hajtott abban az irányban, ahol a Kiskúti-telért ezen a szinten harántolni kellett volna, de ez a vágatrész ma ismeretlen. Valószínű, hogy a telér DK felé a Károly-telér É-i szakaszával áll kapcsolatban, de ezt a feltételezhető összefüggést még nem kutatták meg. A telér elnevezését az Altáró-egyenes-irányvágatban lévő vízsorgásról kapta, melyből a bányászok annakidején jó ivóvizet merítettek.

A telér $310\text{—}320^\circ$ körüli csapásirányban vonul és középetáján nagy íves kiágazással 60 m hosszú és közel 20 m szélességű mellékközet-lencsét zár közre. Dőlése $56\text{—}65^\circ$ ÉK-i, ami általában egybevág a Károly-telér É-i feltárt szakaszának dőlésével és jellemző telérmenti elmozdulásaival. Vastagsága 0,5—1,0 m között sűrűn ingadozik, de helyenként 1,5 m-re is kihasasodik, sőt az említett közbezárt mellékközet-lencse ÉNY-i kiékelődése tájékán a 2 m vastagságot is eléri. A telér vonulása meglehetősen zeg-zugos, kanyargós, de utólagos tektonikus jelenségek települését alig zavarják meg. Ércvezetése a bánya hasonló méretű teléreihez viszonyítottan gazdag.

A telér szerkezete általában breccsás, zúzott, helyenként agyagásványos. Mellékközete is gyakran omlékony, töredezett. Jellegzetes és uralkodó ércásványa a nagy pettyekben, 1—3 cm átmérőjű fészkekben hintett, vagy zsákocskákban tömörülő szfalerit. A kisebb mennyiségű galenit viszont főként kicsiny zsinórok és zsinórdarabkák formájában jelenik meg, limonitos-zuzalékos, rozsdavörös telérrészben. A telér közép-vonalában a kivastagodások helyein sötét, kloritos, ércpettyes sáv húzódik, melyben az érc csak pirit és kalkopirit. Legnagyobb tömegű meddő-

ásvány a kriptokristályos zúzott kvarc, kevés sárga színű kalcit és ametit. A DK-i szakaszon a barnára színezett kalcit is megjelenik. Az ÉNy-i telérrészen az érc elszegényedik, a zúzottság és a kaolintartalom növekszik és kisebb-nagyobb felszakadásos üregek mutatkoznak. A telérnek ebben a részében a kísérőásványok között kis mennyiségű barit fordul elő. A telérnek ÉNy-i végső szakaszát a fokozott tektonizmus, a környezetre is kiterjedő összetört alkat jellemzi, műrevalóságot el nem érő ércvezetéssel.

7. „2150-e s” telér

Az Altáró-szinten, az Altáró-egyenes-irányvágat 2150-ik méterében az 1953. évben harántolták a telért, mely a harántolási pontnak az irányvágat kezdetétől mért távolságáról kapta nevét. Minthogy a felvétel idején a telér feltáróvágata omlásveszély következtében történt bányarendészeti lezárás és eltorlaszolódás miatt nem volt járható, az ércbánya vezetőségétől származó jellemzését az alábbiakban idézzük:

„Az Altáró a 2150-ik méterében egy különösen szfaleritben rendkívül dús törmelékes felhasadást harántolt, amelyet mintegy 50 m csapáshosszban megkutattott. Az Altárótól K-re a felhasadás felvette a közel ÉD-i irányt és az Aranybányabérc-telér D-i részéhez hasonló kifejlődésű telérré változott, míg az Altáró Ny-i részén, pár méteres csapás után, több vető iránya mentén, az ércesedés eltűnt. A 60 cm-es átlagvastagságú telér igen dús fémtartalmú.”

8. Hidegkúti-telérek

E telérsoportot az Aranybányabérc nevű hegyrész K-i lábánál húzódó Hidegkúti-völgyről nevezték el. Ebben a völgyben a régi bányászat a telért külszínről hajtott táróval kutatta meg 523 m tszf. magasságban. Az 1952—1953. években az Altáróból K felé kiinduló, ún. „Szákacsurgói” szintes irányvágattal az Altáró szintjén ütötték meg és 185,9 m hosszú csapásvágattal tárták fel az ún. „Hidegkúti I.” telért. Rövid továbbhajtás után a „Száká-egyenes” irányvágat másik hasonló telért is harántolt, melyet ugyancsak az említett években 106,2 m hosszú csapásvágattal kutattak meg („Hidegkúti II.” telér). Az első telér csapása 330°, dőlése 65—72° K-i, a második telér csapása 310° körüli, dőlése 60° K-i irányban. Az 1955. évben ugyanehhez a telérrendszerhez tartozó telért nyitottak meg a bánya Károly-szintjén is, 132 m csapáshosszúságban.

Minthogy az említett bányavágat túlnyomó része oxigénhiány miatt a földtani felvételezés időpontjában járhatatlan volt, e telérsoportról igen kevés adat áll rendelkezésünkre. Lehetséges, hogy a

megütött és egymás közelében futó telérrészek a további kutatások során összefüggőeknek bizonyulnak. A telérekben és környezetükben sok kisebb elmozdulási sík tapasztalható, melyek nagy része a telércsapáshoz közel áll. Ilyen módon ezek a telérek jobbra felhasadások rendszerei, melyek kevés ércet és elég sok vizet vezetnek. Az első („Hidegkúti I.”) telér vastagsága a kutatóvágat D-i szárnyán 20—40 cm, az É-i szárnyon helyenkint kivastagszik, eléri a 70—80 cm átlagos vastagságot és fémtartalma a műrevalóság alsó határát. Feltűnő a telér egyenlőtlen kifejlődése: 0,2 m és 1,5 m között erősen tagolt. Az É-i szárny azonban mintegy 30 m után szétnyílik, elseprűződik. A telér kitöltése részben szalagos, részben breccsás alkatú, kvarcitos. A második („Hidegkúti II.”) telérben igen szívós, szalagos telérkvarcit jelenik meg, melyben az érc helyenként lencseszerűen feldúsul. Mellékközete erősen bontott, kaolinos, vizes. A telérképződmény a csapásvágat É-i és D-i vége felé fokozatosan vékonyodik.

9. Sz á k a c s u r g ó i - t e l é r

A régi bányászat által 606 m-es tszf. magasságban megkutatott telért az Altáró-szinten a Szákacsurgói-irányvágat K-i vége harántolta. Ez a 332° csapásirányú és 70—74° Ny-i dőlésű telér az ércbánya ezidőszere szerint ismeretes telérhálózatának keleti szélső tagja. Az 1953. évben csupán 28,8 m csapáshosszban vált ismeretessé. A telér vastagsága 30—40 cm. Alacsony hőmérsékleten képződött, hasznos ércben igen szegény ásványtársulás, sok markazittal, gélállományú pirittal és kevés kriptokristályos kvarccal, az érces részek hézagaiban fennőtt kalcitkristálykakkal.

10. B i k k s z é l i A r a n y b á n y a b é r c - t e l é r

Az Altáró-egyenes irányvágatból K felé hajtott Bikkszéli-irányvágattal a Károly-telér D-i szárnyán túl először harántolt telér, mely az 1953. évben vált ismeretessé. A földtani felvétel időpontjáig mintegy 200 m csapáshosszban tárták fel. Az eddig feltárt szakaszaiban a telér 20—30°-os általános csapással, 66—77° Ny-i dőléssel vonul, de középső részének csapása 10° körüli. Átlagos vastagsága 50—60 cm, de sűrűn előfordulnak 1,0—1,4 m-es kivastagodások, sőt ott, ahol az irányvágat a telért harántolta, 1,80 m telérvastagság mérhető. Ezen a legvastagabb szakaszon észlelhető, hogy a telér eredetileg szalagos, kvarcos-kalcedonos-ametisztes alkatú lehetett, helyenként zsákszerűen, vagy tömzszerűen feldúsuló, jelentékeny érc tartalommal. A telérnek ezt az eredeti szerkezetét későbbi csapásmenti mozgások lazították fel és zúzták össze. A tektonizmus folytán a telérben rendszertelen eloszlásban hasadékok,

felszakadások keletkeztek, melyekben a telér szalagos alkotórészeinek törmelékei, továbbá a mellékkőzetnek és felülről lejjebb jutott töredékanyagoknak darabjai lazán függve alkotnak hasadékkitöltéseket a telér középvonala táján. A tektonizmussal egyidejűleg, vagy ezt követően újra feltörő hidrotermák kovasavas oldatokat hozhattak, melyek a hasadékkitöltő törmeléket átjárták és anyagát átalakították. A hidrotermák jelentékeny mennyiségű vasszulfidot is raktak le a laza törmelékdarabok felületére és közbülső hézagaiba, pirit- és markazitfoltok, drúzák és bevonatok alakjában. Ezeknek egy része talán descendens eredetű. A telér fehér és barna színezésű kalcit alakjában alárendelten karbonátot is tartalmaz. Helyenként az ametiszt szintén megjelenik. A telér hasznos ércvezetése meglehetősen szegény. A vékony érczsinórok, ércszemcse-sorozatok ásványa túlnyomórészt fiatalabb szfalerit. Kevéssel az É-i vájvég előtt ismeretes csupán egy 3—5 cm széles, 5 m hosszú, „kaolinos” kötésű, dúsan ércpettyes zúzott telérszalag, mely azonban a telér eddigi feltárásaiban máshol nem ismétlődik. Az irányvágattól D felé hajtott telérvágatban a telért gyakran erősen kovásodott és bontott mellékkőzet-vonulat képviseli, bár ezen a déli szakaszon az irányvágattól 35 m-nyi távolságban a vágat K-i falából egy 30 cm-es vastagságú, kissé padosan kvarcos, ametisztos zsinór 325°-os csapással bukkan elő, melyet a vágatirányú telér átmetsz. Ez az idősebb kicsiny zsinór azonban galenit-, szfalerit- és piritrögöcskéket tartalmaz, vagy helyenként 2—3 cm-es nagyságú bennőtt galenit-hexaéderek, máshol világossárga szfalerit-sávok tűnnek benne fel. Megkutatása nem volna reménytelen.

11. Bikkszéi Péter-telér

Ugyancsak a Bikkszéi-irányvágat vájásakor jelentkezett, 1954-ben. Átlagosan 345—352° közötti csapásiránnyal, közel 40 m hosszúságban ismeretes az Altáró szintjén, de eddigi feltárásai szerint nem művelő. A telér vastagsága 40—80 cm között változik, de a vágat vájvégei felé kiékel. Szerkezete breccsás, a cementezőanyag főképpen fehér kalcit. Felszakadásainak, üregeinek belsejét aprókristályos fehér kalcit vonja be, melyen néha mogorónyi fennőtt, korrodált sötét szfalerit-kristályok ülnek. Galenitet csak nyomokban, piritet és markazitot elszórtan ismerünk a telérben. Az aránylag legnagyobb mennyiségű szfalerit gyér behintés a fehér kalcitban.

12. Bikkszéi III. telér

Ezt a telért, melynek vágata az Altáró-szinten a Péter-Pál-akna mögötti régi vágatból indul ki DNy-i irányban, „Akna mögötti Bikkszéi-telér” néven is nevezik a bányászok. Vastagsága csupán 10—25 cm, a kutatóvágat végső szakaszán csak néhány centiméteres kanyargó

kvarcitzsinór. Hasznos érce a műrevalóság fokán jóval alul marad, pirittartalma szembetűnő. A szegény ércvezetés ametiszt jelenlétéhez kötött. Utóbbi a Bikkszéli I. telér legsötétebb ibolyaszínű ametiszt-változatára emlékeztet.

13. Bikkszéli IV. telér

A Bikkszéli IV. telért (ún. „Vizes-telér”) a Péter II. irányvágatból DDNy felé mintegy 60 m csapáshosszban kutatták meg. A telér átlagos csapása az eddig ismert szakaszon 200° körüli. A vágat első felében a breccsás, kvarcos és igen hézagos telér 30—50 cm szélességgel kanyarog a főtén, majd DNy felé keskenyedik és breccsássá vált mellékkőzet törmelékével kísért vízvezető törésvonal veszi át a telér szerepét, igen lecsökent kvarc- és kalcit-tartalommal. A vájvég előtt néhány méterrel már csak hézagos-breccsás repedés látható a főtén, ásványkitöltés nélkül. Érc jelenléte a vágatban szabad szemmel való vizsgálattal nem állapítható meg, de lehetséges, hogy észlelhetőségét az erős vízcsorgások teszik lehetetlenné.

14. Kiskút II. telér

A Péter II. irányvágat jelenlegi Ny-i végénél jelenik meg, ÉNy—DK-i, átlagosan 140° körüli csapással. Az 1954. évben tárták fel, összesen 29 m csapáshosszúságban. A telér vastagsága csupán 20—30 cm. Alkata breccsásan összetört, kvarcos laza szalagrendszer, üregesen, apróbb függő mellékkőzet-darabokkal. Érc jelenléte a DK-i ágban szabad szemmel nem tapasztalható, az ÉNy-i ágban viszont néhol szép ércpettyezés látható, de kis mennyisége miatt gyakorlati jelentősége nincs. A felső vájvégen a telér már csak zúzott mellékkőzet-szalag, csaknem minden telérralkotó ásvány nélkül. A vágatban erős vízcepegés jelentkezik.

15. Malombérc-telér

Az Altáró-irányvágat 845. méterében harántolta 1951-ben. Külszíni kibúvása ismeretlen, felette a térszint részben agglomerátumos tufa, részben a fiatal „bazaltos” andezit borítja. A bányageológiai felvétel idején a 260 m hosszú kutatóvágat általános omlottsága és eltorlaszolódás miatt esztendőök óta nem volt járható. A kapott adatok szerint a 310° -os csapású és 50° D-i dőlésű telér vastagsága 60—80 cm. Jellemző a telér-környéki mellékkőzet zúzottsága, csúszásos elválások és az erős agyag-ásványos lebontottság. Szóbeli közlések szerint az aránylag széles telér tömör kriptokristályos, de erősen megzúzott kvarcanyaga kevés, igen finom eloszlású szfaleritet és több piritet tartalmaz. Ez a breccsás telér-

kvarc a vágat Ny-i szárnyán mindjobban kilúgzott, sejtes alkatúvá válik. Minthogy a vágat a felszín alatt csupán átlag 60 m-rel vonul, a kilúgzás magától érthető. A telérnek mélyebb szinten való megkutatása valószínűleg több eredményt hozna.

16. Pelyhes D-i telér

Az Altáró-irányvágat 1954. július 21.-én, a vágat 2935-ik méterében laza, érces kitöltésű vetődési hasadékot ütött meg. Ez az érces hasadék 285° -os csapásirányban, 65° -os É-i dőléssel harántolja az irányvágatot. A hasadék kitöltése 3—7 cm, helyenként 17 cm-ig kiszélesedő tömött és morzsalékos dúsérc: galenit, szfalerit, pirit, kalkopirit, minden látható járulékos ásvány nélkül, a vetődési lapok mentén igen vékony kaolinos bevonattal. Az érces kitöltés elemzése: Pb = 40,17%, Cu = 2,017%, Zn = 17,48%, S = 24,40%. (Elemezte GUZY K.-NÉ, 1954.)

Az érces vetődési hasadék előtt 5—6 m-rel általános vízcsepegés volt tapasztalható. A kőzet agglomerátumos andezittufa, elbontva, kaolinosodva, erősen piritesedve, 2—40 cm-es és többnyire tömbös-szögletes andezitzárványokkal. A bezárt andezitdarabok körkörös mállási szegélyekkel határoltak. A kőzetben kalcitos erek és drúzák is előfordulnak. Ezek az erek az érces vetődés-kitöltéshez többé-kevésbé hasonló csapásúak.

Az Urikány-Zsilvölgyi Rt. 1927-ben a Pelyhes D-i telért az Erősvölgyben külszínről hajtott vágattal és kis aknával kutatta meg. Ebben 2,60 m telérvastagságot mértünk. Az Altáró-szinten észlelt szóbanforgó érces hasadék a dőlésviszonyok alapján a Pelyhes D-i telérrel azonosítható. Meg kell jegyeznünk, hogy a régi külszíni kutatóvágat és az Altáró szintje között fennálló 275 m-es pillérmagasság itt elég nagy bizonytalansági tényező, mert közbeeső szinten kutatás nincs.

Az Altáró szintjén a telért K-i és Ny-i irányban csupán néhány méteres vágattal kutatták meg. Indokolt volna erőteljesebb megkutatása, különösen Ny-i irányban, mert ezzel egyúttal a felszínen elszórt törmelékkel jelentkező ún. Beszekunyó-telért is megközelíthetnénk.

A telérkitöltések keletkezése

Gyöngyösoroszi arany-ezüsttartalmú ólom-cinkérc telérei a SCHNEIDERHÖHN és CLOOS-féle osztályozás szerint szubvulkáni hidrotermális telérek, mégpedig túlnyomó részükben epitermális, kisebb részükben mezotermális ásványtársulásokkal.

A telérek szerkezetének vizsgálata azokra a kérdésekre igyekszik feleletet kapni, hogy 1. milyen sorrendben, milyen periódusokkal ment végbe a telérhasadékok ásványos kitöltődése, 2. melyek voltak a produktív ércet hozó periódusok, végül 3. horizontális és vertikális kiterjedésben

milyen változás tapasztalható a telérasványok asszociációjában és ebből milyen törvényszerűség vonható le.

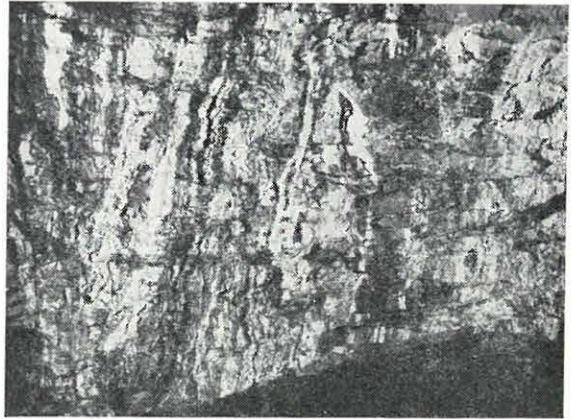
A gyöngyösoroszi bánya érces teléreinek alkotásában általában hatféle ércásvány (pirit, galenit, kalkopirit, szfalerit, wurtzit, markazit) és több, mint tízféle különböző meddőásvány (kvarcit, hegyikristály, kalcedon, opál, jáspis, ametiszt, kalcit, dolomit, manganokalcit, klorit, barit, cölesztin, fluorit, gipsz) részvételét lehet szabad szemmel, vagy kézi nagyítóval megfigyelni. A mikroszkópi vizsgálattal és vegyi elemzéssel felderíthető kismennyiségű telérasványok száma ezenfelül még legalább tizenöt (tetraédrit, arzenopirit, termésarany, stannit, bournonit, jamesonit, semseyit, antimonit, kalkozin, kovellin, cerusszit, boulangerit, chabasit, laumontit, adular). A telérek szalagosak, az egyes szalagokat („rétegeket”) csupán 1—3 különböző ásvány anyaga alkotja, a szalagos alkotórészek a telér hosszú szakaszain párhuzamos rendezettséggel, egymástól jól megkülönböztethetően húzódnak. Ha a telérmenti tektonikai hatás meg is zúzta a telért, általában nem roncsoolta úgy össze, hogy a különböző szalagokat alkotó ásványtársulások egymással összekeveredtek volna és az egynemű szalagokat ne lehessen felismerni. Amennyiben breccsás szerkezet alakult ki, a telértörmelék cementezőanyagai eléggé egyneműek és a tektonikus folyamat előtti eredeti telérszerkezet könnyen rekonstruálható. Az eddig elmondottak alapján igen könnyűnek látszik a telérek ásványkiválási sorrendjének megállapítása. Valóságban azonban ez mégis rendkívül nehéz feladat. A teléreket alkotó szalagok — főként éppen az ércközök — igen vékonyak, centiméteres, sőt sokszor csupán milliméteres vastagságúak, tehát inkább zsinóroknak nevezhetők. Ezek a zsinórok igen sűrűn ismétlődnek. Azonos ásványkiválások szukcessziója a telér fiatalabb kitöltései felé haladva többszörösen megismétlődik. A telérben így a csökkenő hőmérsékletű ásványgenerációkat ismét és ismét magasabb hőmérsékletű generációk is követték. Az ilyen rekurrenciák természetesen egyes korábbi ásványgenerációkat részben, vagy egészen rezorbeáltak, újraoldottak, fiatalabb generációkkal helyettesítettek. Így a galenit legelső generációjához különböző fokban szfalerit keveredik és azt az érces zsinórok legtöbb helyén ki is szorítja, helyettesíti, az eredeti galenitnek csak roncsolt darabjai tűnnek elő a nagyító alatt a Károly-telér középső szakaszán. Hasonló jelenségre találunk példákat ugyancsak az első generációhoz tartozó galenit és későbbi kiszorítását előidéző kvarc viszonylatában is. A szfaleritet részben kalkopirit szorítja ki a Bikkszéli Péter-Pál-telérben. A kalcit helyét néhol kvarc és kalcedon foglalja el a Bikkszéli I. telérben. A rekurrenciák, rejuvenációk tehát igen változatosak és a telérszerkezetben térbelileg is kis helyre zsúfolódnak. Különösen a szfalerit az, amelyről leginkább feltehető, hogy újraoldásokkal foglalt helyet. Ugyanazon ásványgenerációknál, azok összetöredezése, vagy morzsalékosá válása után különböző helyeken eltérő fokú rekrisztallizáció jelentkezik. A gél-

nemű kovásvav tökéletlen átkristályosodását csak önkényesen lehet elkülöníteni a finombreccsásan zúzott kriptokristályos kvarcnak kovággel utólagosan cementált változatától. A hőmérsékletbeli visszaugráások, illetőleg az anyaoldal geokémiai viszonyainak ritmikus visszatérései például a Károly- és a Péter-Pál-telér egyes szakaszain 12—18 ízben követik egymást, termékük a sűrűncsíkos, ún. „zebraérc” (4. ábra).

A változatosságot betetőzi, hogy a telérek felnyílása nem egy alkalommal, hanem szakaszosan történt. A felszakadás, ezzel a telérhasadék tágu-lása néha 5—6, egymást követő alkalommal ment végbe. Ámbár a telérek szerkezete általában szimmetrikus, a részarányosságot éppen ezek az ismétlődő felszakadások zavarják meg. A felhasadás ugyanis nem okvetlenül a telér legfiatalabb ásványkitöltése, vagyis a genetikai középsík mentén történt, hanem aszimmetrikusan, vagy éppen zezugosan, sőt lemezes fel-lazulásokkal. Ezáltal, ha a telér ilyen szakaszain a teljes ásványos szukcesszió meg is van, annak meg-

fejtése legtöbbször bizonytalan, mert az egymás után következő ásványkiválások nem sorrendben, hanem összekeveredetten láthatók. Így egyes helyeken a telérvágat főtéjén olyan metszeti képek láthatók, amelyekben a telér szerkezete összekevert kártyacsomóra emlékeztet.

Még nehezebb a sorrend megállapítása, ha a felszakadással együtt tektonikus hatás is megszűzta, breccsássá tette, vagy éppen finomszemcsés alkatúvá morzsolta a telér egyes idősebb részeit és az újabb ásványos anyagot hozó oldat a törmelék hézagain áramlott át. Az új anyag a korábbi ásványos szalagok darabjait vagy újra összecementezte, vagy többé-kevésbé újra feloldotta. Ilyen esetben a gélnemű kovásvavas (opálos, kalcedonos) összecementeződések ismerhetők fel jól, mert ezt az anyagot szolgáltató oldat hőmérséklete kisebb volt, mintsem hogy a kristályos alkatú idősebb ásványokat újraoldhatta volna.



4. ábra. A Károly-telér szerkezetének részlete („Zebraérc”). Altáró-szint, gyámvágat, V.—VI. fejtés

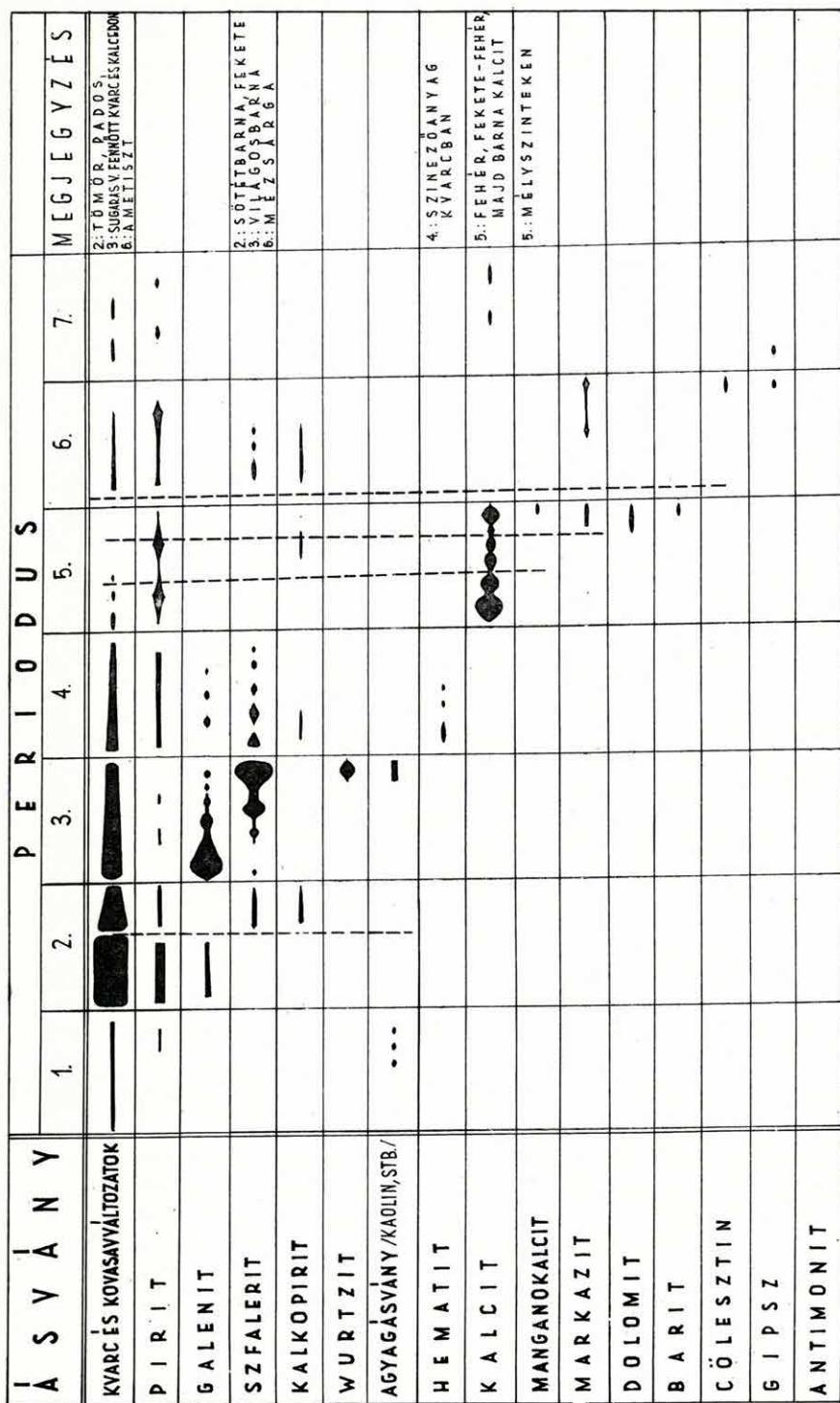
Fig. 4. Détail de la structure du filon „Károly” („Minerai zebré”). Niveau „Altáró” (couloir), galerie secondaire, tailles V. et VI.

Рис. 4. Деталь структуры жили „Карой” (черно-белая полосчатая руда — „зебровиднополосчатая руда”). Горизонт „Альтаро”, вторичная выработка, участки V. и VI.

Ha mégis megkíséreljük, hogy genetikai periódusokat, ezeken belül generációkat állapítsunk meg, előre kell bocsájtanunk, hogy annak eredménye egyelőre csak olyan feltételezés, mely a bányá Altáró-szintjén megnyitott telérek egyes ép szakaszain tett szerkezeti megfigyeléseken alapul. A jövő feladata az igen részletes ércmikroszkópi és nyomelemvizsgálatok telérenkénti lefolytatása, melyek bizonyára közelebb juttatnak a genetikai kérdések megoldásához. КОСН S. vizsgálatai (1954) igen jó alapot adnak a lokalitáshoz rögzített részletesebb kutatásokhoz és közölt eredményeit annál is inkább fokozottan figyelembe kellett vennünk, mert a bányá geológiai felvételezése során tett észleteink azokat csaknem mindenben igazolják.

A teléres képződmények legelső periódusát kétségtelenül azok a meddő kőzettelérek képviselik, amelyekről az ércelőfordulás földtani helyzetével foglalkozó fejezetben a rövid tektonikai ismertetés során szövegtünk. Kétségtelenül megállapítható, hogy a kihülő láva legelső repedései ezek voltak. A bányá legkülönbözőbb vágataiban tűnnek fel, 5—40 cm-es vastagsággal, változó csapásiránnyal és az érces-kvarcos telérek ezeket harántolják. Lehetséges, hogy e meddő kőzettelérrendszer egyes telérei a produktív telérek csapásában is jelen voltak és az érchozó kvarcos telérek preexisztáltak, azonban a kitöltést a későbbi telér anyaga mintegy felszívta, magába olvasztotta és az ilyen meddő telér előzetes jelenlétét megállapítani nem lehet. Az ilyen kőzettelérek kitöltése kékesszürke, zöldesszürke, vagy vörösseszürke. Anyaga legtöbbször 0,5—3 cm-es átmérőjű, finom homokkőhöz, vagy kriptokristályos kövezetszerkezetű kvarcithoz hasonló, elszórt, szögletes-csúcsos, breccsás kőzetdarabokat tartalmaz, melyeket finomszemcsés kovásodott egynemű teléranyag cementez össze. A mindig túlsúlyban jelentkező cementezőanyag, petrográfiai jellege alapján, valószínűleg a hasadékba bemosott tufa, melyet kovasavdús hidrotermális oldatok jártak át. Rendkívül finom szemcsézetű, iszapszerű szerkezete megmaradt, de anyaga olykor csaknem maradéktalanul kovasavval cserélődött fel. Ez a meddő kőzettelérek hasadékain keresztül feltört legelső hidrotermák hatását látszik igazolni, melyet megerősít az a körülmény is, hogy e teléreket szegélyeik mentén gyakran kaolinites lebontási zóna kíséri. A meddő kőzettelérek képződése még nem tartozik szervesen az érchozó telérek keletkezési folyamatába, inkább iszapvulkáni működésekkel hozható kapcsolatba.

A teléreképződés második periódusa az érces telérek szegélyén található durvapados, tömeges, kriptokristályos telérkvarcitot hozta létre, mellyel együtt az első piritgeneráció és egy idősebb galenit kiválása megkezdődött. E periódus ércesedése szegény, önmagában nem műrevaló. A csekély mennyiségű, elszigetelt szemcsékben megjelenő első galenitet az a kovasav kezdi kiszorítani, amely a későbbi telérmenti mozgás során összeroppedezett, vagy éppen breccsássá zúzott durvapados kvarcot átította. Az erősebb összezúzás néha a mellékkőzet töredékeit is bele-



5. ábra. A GyöngyöSOROSZI ércbánya teléleinek ásványi szukcessziója

Fig. 5. Succession minérale des filons de la mine de GyöngyöSOROSZI

Рис. 5. Минералогическая последовательность жил рудника с. ДьендьёSOROSZI

— Tektonikus folyamat /összetöredés, breccsozás/

juttatta ebbe a telérrészbe, az átítató és újra összecementező kovasavas oldat az idősebb galenit rombolását fokozta azzal, hogy kalkopiritet és szfaleritet is választott le, részben a széttöredezett és feloldott galenit helyébe. Ez az első generációjú szfalerit, erős, vasas festődése, sötét színe révén könnyen szembetűnik.

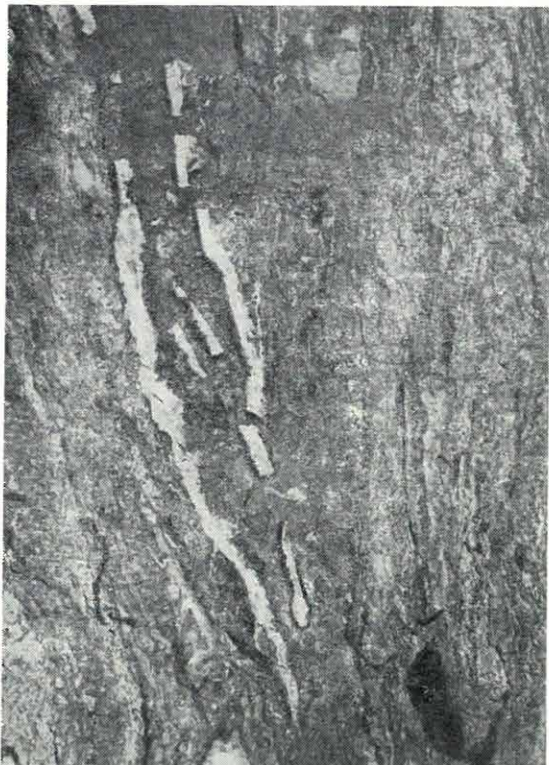
A harmadik periódus termékének tekinthetjük a legtöbb zavartalan kifejlődésű telérben jól látható, finomszalagos, sűrű csikozással előtűnő kvarcos, kalcedonos, opálos, apró kvarcdrúzás komplexumot, amellyel a bánya mélyebb szintjeiben a wurtzit, általában pedig a második generációjú galenit is megjelent. A bánya galenitkészletének legnagyobb tömegeit ez a periódus hozta, mégpedig mindjárt a kezdetén, összefüggő dúsérces szalagok, vagy sűrűn hintett fészkek alakjában. Majd ritmikus, sűrűn váltakozó galenit- és szfalerit-kiválások vékonyzsinóros megjelenését tapasztaljuk e periódus folyamán és sorozatait a szfalerit fokozatos viszonylagos gyarapodása jellemzi. A periódus végén ez a szfalerit ugrásszerűen feldúsul. A szfaleritnek ez a világosbarna, gyantásárga színezésű, második generációjú változata a bánya ezidőszerinti feltárásainak legnagyobb mennyiségű érce, mely néha 1—3 cm-es, zónás szerkezetű, ikerképződéses kristályok és vastagabb érben tömörült feldúsulások formájában helyenként — főleg a telérek leágazási, vagy találkozási pontjai közelében — tekintélyes ércvezetéseket hoz létre. Ennek a periódusnak végső szakaszához néha agyagásványos fázis kapcsolódik. Az agyagásványos ércközet pettyezéssel hintés alakjában ugyancsak galenitet és szfaleritet tartalmaz, de kisebb koncentrációban és azzal a különös eltéréssel, hogy abban a periódust lezáró ércfeldúsulást nem a szfalerit, hanem ismét a galenit adja meg. A Károly-telér mélyszinti feltárásaiban ennek a leghasznosabb periódusnak „kaolinos” kifejlődése — sajnos — nagy súllyal jelentkezik.

A negyedik periódus ismét tömör kriptokristályos kvarcitot hozott, de kis mennyiségű és a műrevalóság fokán alul maradó érccel (szfalerit, kalkopirit, pirit és nyomokban galenit). E periódus termékének vizsgálatakor azt a benyomást nyerjük, mintha a kvarcit gélnemű kovasavhidrát utólagos átkristályosodása útján keletkezett volna. Ezt a tömör, de gyakran hajszálfinom és elmosódó hálózatos rajzolattal díszített kovasavváltozatot finom eloszlású vasvegyület (hematit) gyakran vörösesre színezi. A telérrakotórész a Selmec- és Hodrusbánya feltárásaiban „Zinopel”-nek nevezett telérrakotóra emlékeztet.

Az ötödik periódusban keletkeztek a karbonátos telérrakotók. A kitöltés rendszerint vastag, durvakristályos kalcittal kezdődött, amire vékony, feketére színezett (mangántartalmú) kalcitréteg húzódott. Ez a kétféle színű kalcitváltozat azután 4—5, vagy több vékony rétegben borítja egymást, azonban úgy, hogy az egyes bevonódások csipkés kitüremkedésekkel, kokárdás mintázatokkal szövődnek egymáshoz. Idősebb generációikban a feketére festett változat jut túlsúlyra. Azután kevés

kalkopirit, pirit, esetleg markazit szegélyezi a mintázatot, melyre nagyobb tömegű, egységes barna színezésű kalcit, vagy elvétve halványrózsaszínű manganokalcit következik, ugyancsak durvakristályos szerkezettel (VIII. sz. melléklet). Néha a fekete és fehér kalcitot hozó fázist durvabreccsás összetöredezés követi, egyes telérekben a kalcitos telértöredékek közé a mellékkőzet darabjai is behullanak (pl. „1600-as” telér), majd a töredékeket ismét fekete-fehér kalcitos aprókristályos anyag ágyazza egybe. Máskor az összetört fekete-fehér kalcitos töredékeket az utolsóként kiváló barna színezésű kalcit köti ismét egységes tömbbe (6. ábra). A periódus végén, különösen a bánya magasabb szintjein és a K-i telérekben a pirit mellett a markazit is megjelenik, a kristálydrúzás üregek legbelső bevonatát pedig néha a sárgán fénylő finomkristályos dolomit alkotja. Itt a dolomit társaságában találjuk a bánya feltárásaiban elvétve előforduló baritot is. Ennek a periódusnak a bányászati gyakorlat szempontjából alig van jelentősége.

A hatodik periódust a már kialakult telérkitöltések kismértékű felhasadása vezeti be, mely egészen szélszélyes, zeg-zugos, a telérszegélyeken is kihaladó, majd ismét ívesen visszatérő rést nyitott az abban települő ametiszt számára. Az így származó ametisztos kitöltésű erek csak hozzávetőleg jelzik a telér csapását és mondhatni, hogy annak csupán környezetében mozognak. Úgy látszik, hogy az ametisztos periódus-



6. ábra. A telér karbonátos alkotórészeinek (fehér és fekete kalcit) kataklázisa és összecementeződése. Károly-telér, Altáró-szint, Károly-haránt D-i vágat

Fig. 6. Cataclase et cimentation des composants carbonatés du filon (calcite blanche et calcite noire). Filon „Károly”, niveau „Altáró” (couloir), galerie oblique du S „Károly”

Рис. 6. Катаклиз и цементация карбонатных компонентов (белый и черный кальциты) жилы. Жила „Карой”, горизонт „Альтаро”, южный квершлаг „Карой”

átalakult telérkitöltések kismértékű felhasadása vezeti be, mely egészen szélszélyes, zeg-zugos, a telérszegélyeken is kihaladó, majd ismét ívesen visszatérő rést nyitott az abban települő ametiszt számára. Az így származó ametisztos kitöltésű erek csak hozzávetőleg jelzik a telér csapását és mondhatni, hogy annak csupán környezetében mozognak. Úgy látszik, hogy az ametisztos periódus-

hoz kötött tipomorf ásvány a kalkopirit, bár e mellett ebben a periódusban megjelenik a pirit, markazit és ritkábban a szfalerit is, mégpedig a szfaleritnek sajátosság, többnyire vékony zsinórszerű szemcse sorban képződött világos, mézsárga színű, legfiatalabb változata. Az ametisztet egyébként nagyobb tömegben csak a Károly- és Bikkszéli-csapásirányú, tágulás során kitöltött telérekben és környékükön sikerült megfigyelni, a zúzott, préselt telérhasadékokban (pl. „1600-as” telér) nagy ritkaság. Ametiszt soha sem fordul elő galenittel és karbonáttal együtt, hacsak vezető hasadéka véletlenül azokat is át nem járja. Hidrotermális kőzetlebontást, „kaolinosodást” sohasem láttunk ametiszt-zsinórhoz kötöten, ellenben csaknem mindig kovásodott, kovasavval impregnált, kemény összetartású mellékkőzet a környezete. Az ametiszt mindenkor az ércesedés végső, önmagában mélyen a műrevalóság határa alatt maradó fázisát képviseli, bár jelenléte a teljes kifejlődésű, gazdag telérrészletekhez mintegy hozzátartozik. Az érces telérektől független, breccsás, töréses kőzetzónákat gyakran gazdagon átjárja, a breccsadarabokat cementezi és igen szép drúzákat alkot. Kísérőásványa cölesztin és gipsz.

Hetedik periódusként meg kell végül emlitenünk a bánya egyes helyein, különösen a legfelső szinten és igen kis mennyiségben, alacsony hőfokú kvarc, gipsz és kalcit társaságában megjelenő antimonitos kitöltésű zsinórokat. Jelenlétük a bányában csak ásványtani érdekesség.

A fenti összeállításban közölt teljes keletkezési sorrendet egyazon telérszakaszban, együttes előfordulásban úgyszólván sehol sem találtuk meg, a telérszerkezetekben egyes ásványgenerációk kimaradtak, mások egymással keveredtek, s éppen ez a körülmény jelenti a legnagyobb bizonytalansági faktort.

Ez utóbbi sajátosság egyébként a Kárpát-medence hasonló hidrotermális ércelőfordulásainak közös jellemzője (Banska Štiavnica, Hodruša, Baia Mare, stb.). A teljes periódusrendszert csak a különböző telérek kiválasztott szakaszainak vizsgálata és egybevetése útján levont következtetésekkel lehetett így megszerkeszteni. Ennél a műveletnél megnyugtató az a felismerés, hogy az előfordulás azonos eredetű teléreiben egymástól elütő ásványtársulást, kiugró különbözőséget sehol sem találunk. Másrészt ez a genetikai sorrend, úgy látszik, lényegében összeegyeztethető Koch S. említett vizsgálatainak eredményével, mely a gyöngyösoroszi érces telérek egyes ásványgenerációit a következő sorrendben állítja össze:

Ércesek: Pirit I, galenit I, arany, kalkopirit I, szfalerit I, wurtzit, stannit, bournonit, galenit II, szfalerit II, kalkopirit II, markazit, pirit II, jamesonit, semseyit, arzenopirit, tetraedrit, antimonit.

Nemércesek: kvarcváltozatok (kvarcit, kalcedon, jaspis, hegyikristály, ametiszt), opál, kalcit, dolomit, fluorit, pennin, barit, cölesztin, gipsz I, laumontit. Az agglomerátumos tufában: adular.

Oxidációs zónában: kalkozin, kovellin, cerusszit, kén, gipsz II.

Egyes szerzőkkel ellentétben a gyöngyösoroszi ércelőfordulás viszonylatában az ilyen genetikai összeállításnak a bányászat gyakorlata szempontjából túlságosan nagy jelentőséget nem tulajdonítunk, mert például a kutatóvágatok elővájása során a telér produktív periódusát képviselő generáció megszakadhat, vagy hiánya esetén csatlakozhatik. Durva bányászati kutatási tévedések elkerülésére mégis alkalmas, mert például a harmadik periódus képződményeibe beleillő szerkezetű, szegény telért reménnyel kutathatjuk tovább, viszont önállóan előforduló ametisztos hasadékkitöltésnek, vagy közetbreccsás ametiszt-cementezéssel vonulatnak vágathajtással való követése csaknem bizonyosan eredménytelen marad.

A tárgyalás elején feltett utolsó kérdésre: az ásványtársulások horizontális és vertikális irányú változásaira nézve az eddigi bányaműveletek lehatároló tapasztalatot még nem nyújtanak, noha kétségtelen, hogy az ércesedés kiterjedését az utóbbi néhány év folyamán sokkal nagyobb megközelítéssel sikerült meghatározni, mint a megelőző évtizedek alatt. Magában a bánya földalatti munkájában az Altáró-szinten (400 m tszf.) a kiterjedt kutatások — úgy látszik — a mostani bányászati centrum produktivitásának horizontális kiterjedését nagyjából tisztázták. Ezen a szinten a bánya központi térségében sok keresnivaló már nincs, az Altáró-egyenes-irányvágat É felé máris újabb, még tisztázatlan ércesedési régió felé terjeszkedik, ugyanígy ÉNy felé is a legközelebbi érces régió felé kell a bányászati kutatásnak fejlődnie. A bánya központi mélyműveleteinek területétől távolabb fekvő érces régiók előfordulási viszonyairól későbbi fejezetben részletesebben szólnunk. Az Altáró-szinten feltárt legjelentősebb ércelések csapáshossza 400—800 m között mozog, azon túl a telérek elszegényednek, elseprűződnek, kiékelnek. Ezeknek a csapáshosszaknak azonban hozzávetőlegesen csak fele műrevaló. A telérek szintes elvégződése felé haladva, a harmadik (finomszalagos) és egyben legértékesebb genetikai periódus termékei végződnek el legkorábban, és legmesszebbre nyúlnak az ötödik és hatodik (karbonátos és ametisztos) periódus végső erei. Ezt különösen jól észlelhetjük az ércesedési centrum É-i és Ny-i szélén. A D-i irány felé a természetes, zavartalan kiékelődések, elseprűzések határát nem ismerjük. Az Altáró-szinten a Károly-telérnek az Altáró-egyenes-irányvágattal való keresztezése közelében látható az az igen nagy tektonikai elmozdulás, mely a Károly-telért az Altáró-egyenes-irányvágatban észlelhető harántolásától kb. 15 m-nyi távolságra K felé elvetette. Ennek a nagy vetődésnek csapása 305° , dőlése 80° DDNy-nak. A telérszerkezet és tektonikai viszonyok megfigyelése alapján és a telér vetődési vonalától É felé levő szakaszának a D-i szakasszal történt szerkezeti összehasonlítása útján valószínűnek látszik, hogy a Károly-telért a vetődéstől É-ra levő vágatban egy, a diszlokációk időpontja előtti eredeti állapot szerint mélyebb szakaszában kapjuk meg a Károly-telér itteni nagy vetődése mentén

nemcsak horizontális, hanem főként vertikális irányú elmozdulás történt. A NyÉNy—KDK-i csapású nagy vetődési síkot a közelben nyomon kísérni nem tudjuk, mert közeleső bányavágat nincs. Ellenben úgy látszik, hogy a Péter-Pál-telérvágat D-i szakaszában (a „180°-os vágatban”), az Arany-Péter-telérvágattól mért 150 m tájékán a töréses és zavargásos zóna és a telérnek ugyanitt levő elmozdulásos megszakadása a jelzett vetődés csapásába esik. Amennyiben a kettő valóban összefüggésben van, úgy ebből következik, hogy a vetődési sík alatti DNy-i rög K-i része forgómozgással erősebben, a Ny-i része kisebb mértékben lezökkent. A Károly-telér említett nagy elmozdulási síkjának csúszási felületei (harnisok) a DNy-i rög lezökkenésére utalnak. Ennek a rögnek lezökkenésével, melynek forgáspontja valahol a Péter-Pál (180°-os)-vágatban lehetett, jól magyarázható a Péter-Pál-telér D-i folytatásába eső ún. Bikkszéli I. telér szerkezete is. Ebben a telérben ugyanis, a Bikkszéli irányvágattal történt megütése táján, nagy felnyílások, a telérkitöltődést követő tektonikus üregek és azokban a fellazult telér hatalmas behuzant darabjai váltak ismeretessé. Ugyanitt a késői periódusból származó ametisztnek dús, bőséges kifejlődése is tapasztalható. A vetődési vonaltól DNy-ra levő telérvágatokban tehát a teléreket magasabb szintjükben kaptuk meg. Ez a magyarázata annak az előbbi állításnak, hogy D felé a telérek természetes eredeti elvégződését — tektonikai jelenségek miatt és kellő feltártság hiányában — nem ismerjük és így az érintetlen eredeti műrevaló csapáshosszúságok sem határozhatók meg. De egyszersmind ugyanez a körülmény indokolja, hogy az Altáró-szint alatt a kutatást reményteljesebben vihetjük a D-i irány felé a telérek egész csoportján.

Az ércesedés függőleges kifejlődését illetően a Gyöngyösi Ércbánya működését megelőző és részben abba átnyúló periférikus kutatások nyújtanak adatokat. Megállapítható ezekből, hogy az oxidáció, a kilúgzódás a telérekben általában 25—30 m felszínalatti mélységig szembeszökően érzéti hatását és ez a hatás 10—15 méterig olyan erős, hogy amennyiben volt is a telérben számbajövő mennyiségű primér érc, annak túlnyomó része eltávozott és a telér produktivitása ezen a szinten elveszett, a telérkitöltésben csak ércüregeket és az érc egykori jelenlétére utaló elszíneződést találunk. Ismeretes, hogy a felszínközeli oldatba került anyag a telértöltelék tömör alkata következtében nem juthatott mélyebb pontokra, s így cementációs zóna nem keletkezhetett. A kilúgzódás csak addig a mélységig következhetett be, ameddig a külső bomlasztó erők behatolhattak a telér anyagát elállasztották, vagy összetördelték. A kilúgzódás folyamata alatt keletkezett oldatok az elbomlasztott, összetördelt rész alsó síkján — a hegylejtőkön vagy völgytalpakon — külszínre jutottak.

Főleg a régi, de a mostani bányászati kutatások is arra mutatnak, hogy az ércbánya tágabb körzetében levő telérek a felszínközeli

ércszegények, míg a mélyebb szintekben az érc tartalom dúsul. Úgy látszik, hogy a bánya központi részén az Altáró-szintet képviselő 400 m tszf. magasság az optimális zóna, de ezen belül az ércesedés optimuma a terület D-i részén, tektonikus mozgások révén, viszonylag mélyebbre került, míg É-i—ÉNy-i részén magasabban van. Ezen felül nagy valószínűséggel állapítható meg az is, hogy ugyanazon telérnek csapása mentén az optimális zónát a telér dús középszakaszától kiemelkedései, elvégződése felé haladva, mindinkább mélyebb szinten kell keresnünk.

A telérek ásványos összetételének mélység szerinti változására csak a Károly-telér ad felvilágosítást, minthogy eddig ez az egyetlen telér, melyet 260 m pillérmagasságban (a tengerszint feletti 460—200 m között), öt szinten és néhány kisebb kiterjedésű közbeeső szinten bányavágattal elég jól megkutattak és feltártak. Ásványos összetételében éles zónásság nem tapasztalható, inkább fokozatos, szintről-szintre alig észrevehető változás. Ez abban nyilvánul, hogy a mélység felé a galenit viszonylagos mennyisége csökken, a szfalerit nő. A mélyebb szintek felé a kalkopirit és pirit is fokozatosan dúsul. Ez a változás egyébként a hasonló típusú hidrotermális érc teléreknél közismert. A telérvastagság a mélység felé némileg csökken. Feltehető, hogy a mélység felé haladó további feltárások a galenit további csökkenése mellett a szfaleritnek, majd mélyebben a kalkopiritnek is gyérülését, a piritnek mennyiségi gyarodását fogják felderíteni. Ennek ellenére a bányászat mai központjában több, az Altáró-szinten nem műrevaló kifejlődésű telérnek mélyebb szinteken való megkutatása feltétlenül indokolt.

Ugyancsak a Károly-telér mélyszinti kutatása adta azt a tapasztalatot, hogy minél inkább haladunk a mélység felé, az érc kitöltés vízszintes irányú eloszlása annál kevésbé egyenletes: ércben szegényebb és dúsabb telérszakaszok követik egymást. Ilyenformán a mélység felé oszlopos ércesedés kezd kialakulni. Az ércoszlopokat bizonyos mértékig a telérvastagság váltakozása is követi és így a telér átmetszeti képe a vágat főtéjén elnyúló érc lencse-sorozathoz hasonlít.

A hidrotermális telérképződés kifejlődése az érebánya környékén

A GyöngyöSOROSZI ércelőfordulások földtani helyzetét tárgyaló fejezetben szólottunk a kétféle vulkáni erupciós fázis termékeiről, melyek egyike a változatos, ún. „zárványos andezitet” és tufáit, másika az ún. „takaró-andezitet” és tufáit szolgáltatta. Ez utóbbi fiatalabb és épebb, egységes andezit csaknem mindig üde és a Galyatető—Kékes főtömegét alkotó andezittel látszatra azonos. Ebben a fiatalabb andezitben találunk ugyan ritkán telér-jellegű képződményeket, azonban ezek kitöltése tömör, jáspis- és opálszerű, gélnemű és ércesedésre nem mutató kovasavváltozat, benne a kristályos kifejlődésű, kvarcos bekéregzés ritka és láthatóan alacsony-

termás. Ha elvétele parányi ércszemcse is akad benne, előfordulását az idősebb ásványok mobilizációjának tulajdonítjuk. A terep néhány pontján világosan érzékelhető, hogy ez a sötét fedőandezit mintegy letakarja, maga alá temeti az érchozó kvarcos telért tartalmazó, idősebb andezitösszletet. Így pl. a Kaszab-rét feletti 650-es háromszögelési pont kúpjának D-i lejtőjén a kutatóárokkaal felderített teléreket a fedőandezit szegélyén felül csapásukban hiába kutattuk további árkolással, azok a fiatalabb, üde andezit alá mintegy bebújnak. A Pelyhes D-i telér Ny felé a sötét fedőandezit határán megszakad, de csapását Ny-i irányban tovább követve, a fedőandezit elvégződésével újra telérkvarcra bukkanunk. A Pelyhes É-i telér ugyanilyen viszonyok között mintegy 300 m-es megszakítást mutat Ny felé, a fedőandezit után egyesülni látszik a — szétszórt törmelékei alapján Rozlozsnik P. által feltételezett — ún. Beszekunyhó-telérrel. A Tóréti-patak völgyében levő két régi (az Urikány-Zsilvölgyi Rt. idejéből származó) kutatás hidrotermális képződményei felett a gerincet üde, sötét andezit fedi. A Péter-Pál-akna és Mátrakeresztes közötti magasfeszültségű távvezeték útvonalán, az Agyag-völgy közelében a régiek által megkutatott pirites kovásodás felett éles határral üde, sötét andezit van a Keresztesbérc DK-i nyúlványán. Felszíni kutatással tehát nem tudjuk jól követni az ércesnek gyanítható teléreket, ellenben igazolva látjuk PANTÓ G. korábbi feltevését, mely szerint nincs kizárva, hogy a produktív hidrotermális képződmények messze alányúlhatnak a Mátra főtömegét alkotó piroxénandezitnek. Az Altáró irányvágatnak legutóbb kihajtott végső szakasza (3760 m tájékán) egyébként harántolt is olyan sötét, üde, bazaltos andezittel kitöltött hasadékvolkáni csatornát, amelynek kőzetanyaga a felszínen hasonló anyagú gerincet alkot. A gerinc üde andezitje hidrotermális telérképleteket is tartalmazó bontott andezitre borul.

További tapasztalat, hogy a tufás képződményekben, agglomerátumos tufában az érvezetés szempontjából legtöbbet ígérő, típusos kifejlődésű, szép szalagos kvarcteléreket a legritkább esetben találjuk meg. Úgy látszik, hogy a lazább, porózusabb kőzetben a telérképző anyagok szétszóródtak és a regionális kovásodások és agyagásványos elbontások legnagyobb kiterjedése éppen a tufás képződményekre jellemző.

Ami a telérek kitöltését illeti, általában a felszínen csak azoknak a teléreknek csapását lehetett jól nyomozni, amelyeknek ásványos anyaga túlnyomórésztben kvarc. A karbonátos teléreket, finom homokszerű mállási törmelékek alapján éppen csak gyaníhattuk. Nincs kizárva, hogy mélykutatás a felszínen ismeretlen, műrevaló karbonátos teléreket ütne meg. A kvarcos telérkibúvások és árkolással előkerült teléryanagok közül az ércüreges kifejlődésűek a terepen általában rejtve, nyirokkal, erdőtalajjal lefedve lappanganak. A térszínből kimeredő, tömör kriptokristályos, nagy, szálbanálló telérkvarcítfalak és monolitok érvezetés szempontjából nem nagyon biztatóak, mert ércüregességük általában csekélyebb, mint a térszín nyiroktakarója alatt rejtetten húzódó telérszakaszoké. Ezt a

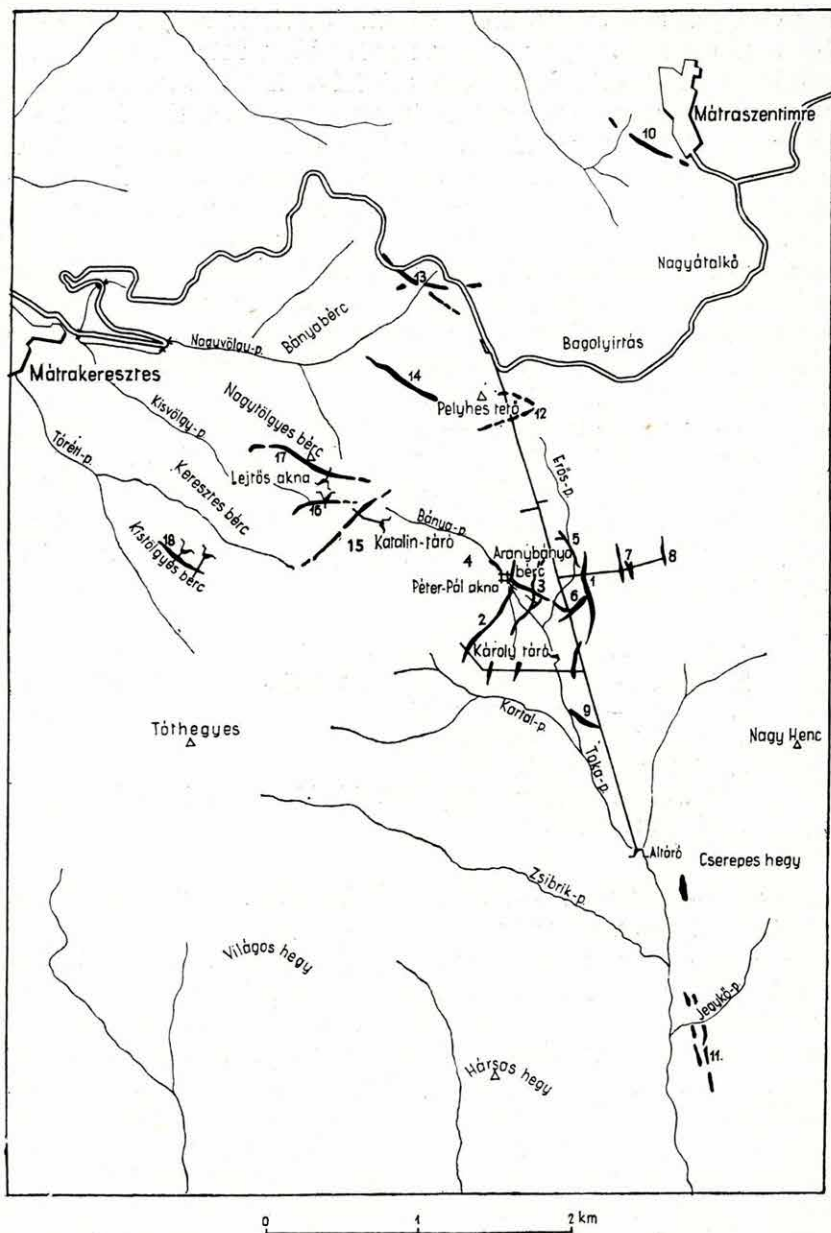
körülményt a pelyhesi és vereskői régi kutatások sorsa jól igazolja. Természetesen nincs kizárva, hogy jóval mélyebb szinteken az ilyen kibúvások alatt is produktív kifejlődés rejtőzik. A telérásványok között a kvarcon kívül a kibúvásokon és felszíni törmelékeken elég ép állapotban maradt a barit is. Ilyen teléralkotó barit jelenléte tapasztalható a terület peremi részein a mátraszentimrei telértől É-ra lévő és a falloskúti telérnyomokon, a D-i vereskői telérkibúvásokon és igen nagy tömegben a Kis-Tölgyesbércen megárgokolt telérvonulat anyagában. Ha arra gondolunk, hogy a szakirodalom a baritot alacsony hőfokú, meddő környezetű telérásványnak ismeri és hogy ércesnek gyanítható üregességet baritos teléreinken csak igen kis mértékben találtunk, a barit jelenléte szintén nem sok jóval biztat, különösen, ha baritos teléreinket a közeli Asztalgő dús baritjával vetjük egybe.

Ámbár — mint említettük — a nagy területekre kiterjedő, agyagásványos és kovás kőzetelváltozások nem jelentik feltétlenül érces telérek jelenlétét is, hanem csak azok előfordulásának lehetőségét, mégis jó útbaigazítást adnak a terület ércteleptani alkotására. Ezek alapján az ércbánya környékén lefolyt vizsgálataink során 7, egymástól elkülöníthető hidrotermális régiót tudtunk megállapítani:

1. Károly — Péter-Pál — Bikkszéli régió,
2. Pelyhes — Beszekunyhó-telérek régiója,
3. Tölgyes — Keresztesi régió,
4. Bányabérc — Falloskúti régió,
5. Mátraszentimrei régió,
6. Mátraszentistván — Mátraszentlászló környéki régió,
7. Vereskői régió.

A Károly — Péter-Pál — Bikkszéli hidrotermális régió telér csoportja a bánya feltárásai révén jól ismert.

A Pelyhes — Beszekunyhó-telérek régiójához tartozik a Pelyhes D-i telér kb. 250 m, de ha Ny felé a csapásban jelentkező telérnyomokat is hozzávesszük, kb. 350 m csapásbeli kiterjedésben. A Pelyhes É-i telér mintegy 400 m-es kiterjedésben nyomozható, de bizonyos nyomok arra mutatnak, hogy Ny felé a Beszekunyhó-telérig nyúlik és ezzel a szakasszal együtt nyomozható csapáshossza kb. 750 m. Ez a (ROZSLOZSNIK P. által is feltételezett) Beszekunyhó-telér közvetlenül még nem ismeretes, de a törmelékek alapján felszíni csapásbeli kiterjedése kb. 600 m-re becsülhető. Csapásába esik ÉNy felé a Bányabérci-patak völgyében levő „Nedves-lyuk”-nak nevezett régi kutatás, míg DK felé a bánya Altáró-szintjében a Péter II. irányvágat ezidőszerint legnyugatibb, csak kevéssé megkutatott telére. Némi felszíni nyom utal arra, hogy ez az altáró-színti telérvágat ÉNy felé tovább hajtva esetleg a Beszekunyhó-telér mentén halad, de az ottani viszonyok ismerete alapján egy ilyen irányú telér-



7. ábra. Gyöngyösorsoszi környéki ércfelvételek vázlatja: 1. Károly, 2. Péter-Pál, 3. Aranybányabérc, 4. Arany-Péter, 5. Kisküti 6. 1600-as, 7. Hidegkúti, 8. Szákacsurgói, 9. Malombérc, 10. Szentimre, 11. Vereskői, 12. Pelyhes, 13. Bányabérc, 14. Béla (Beszekunyhó), 15. Katalin, 16. István, 17. Nagy-Tölgyes, 18. Kis-Tölgyes telér

vágatban legalábbis 400 m-es hosszúságon át produktív ércet alig remélhetünk.

A *Tölgyes-Keresztesi régió* telércsoportja ezideig nagyrészt ismeretlen volt. Ez a terület — úgy látszik — a bánya jövőbeni terjeszkedésének legreményteljesebb bázisa. Ide tartozik a Kaszab-rét alatt húzódó, 30—35° körüli csapású és a Kaszab-rét feltöltése alatt valószínűleg vetődés által megszakított telér, melyet Noszky J., az Áll. Földtani Intézet akkori igazgatója a kutatások meg szemlélése alkalmával „Katalin-telér”-nek nevezett el. Ezt a telért alapos kibontásokkal a felszínen közel 400 m-es csapáshosszúságban tudtuk kimutatni. Árkolással 1,2—2,0 m körüli telérvastagságot és szép kifejlődésű ércüregességet tártunk fel. A Nagy-Tölgyesbérc gerince közelében NyÉNy—KDK irányban egy kissé ívesen vonuló telért mintegy 500 m hosszúságban az árkolásokkal 1,80—4,00 m körüli vastagsággal mutattunk ki (Nagy-Tölgyes-telér), melyben nem nagy mennyiségű, de alapos, ércüregességre valló nyomok vannak. Feltehető, hogy ettől ÉK-re egy másik, nagyjából párhuzamosan vonuló telér van, mely a Kaszala-kerttől kiindulva ÉNy-i csapással a Nagy-völgy harántolása felé húzódik. A Kaszab-rét ÉNy-i széle mentén húzódó és a Nagy-Tölgyesbérc mellékvonulataként felfogható kis gerincen újabb telért találtunk, melyet eddig 250 m-en tudtunk követni, 110°-os átlagos csapásban („István-telér”). A kutatóárkokban 80—150 cm közötti telérvastagságot és igen alapos ércnyomokat állapítottunk meg. Valószínű, hogy az utóbbi négy telér találkozási gócpontja a 650-nel jelzett háromszögelési pont kúpja alján, fedőandezittakaró alatt van, a Kaszab-rét és Bánya-völgy között. Ennek a teléres gócnak megkutatása célszerűen az Altáró-szint Bikkszéli-egyenes irányvágatával végezhető el, ha azt kb. 3—4°-kal É-i irány felé kissé megtörve, a jelenlegi vájvégtől mintegy 860 m-rel tovább hajtjuk. A Katalin-telércsoport három erőteljes kifejlődésű felderített telérének (Katalin-, István- és Nagy-Tölgyes-telér), továbbá a csoporthoz esetleg ÉNy felől csatlakozó feltételezhető telérnek az Altáró-szint Bikkszéli-irányvágatával történő megközelítése mintegy 230—240 m felszínalatti szintkülönbséget eredményezne és később lehetővé tenné a fejtmények szállítását. Ennek időpontjára természetesen bányaműveleti okokból elkerülhetetlennek látszik a Katalin-telércsoporton új akna mélyítése. Mindenekelőtt azonban célszerű a felszínhez

Fig. 7. Esquisse des filons métallifères des environs de Gyöngyösoroszi: 1. Károly, 2. Péter-Pál, 3. Aranybányabérc, 4. Arany-Péter, 5. Kiskút, 6. No 1600, 7. Hidegkút, 8. Szákacsurgó, 9. Malombérc, 10. Szentimre, 11. Vereskő, 12. Pelyhes, 13. Bányabérc, 14. Béla (Beszekunyó), 15. Katalin, 16. István, 17. Nagy-Tölgyes, 18. Kis-Tölgyes (filons)

Рис. 7. Схема расположения рудных жил в окрестностях с. Дьендьёшороси: 1. Карой, 2. Петер-Пал, 3. Араньбьяньберц, 4. Арань-Петер, 5. Кишкүт, 6. № 1600, 7. Хидеркүт, 8. Сакачурго, 9. Маломберц, 10. Сентимре, 11. Верешкё, 12. Пейхеш, 13. Бьяньберц, 14. Бела (Бесекуньо), 15. Каталин, 16. Иштван, 17. Надьтёльдеш, 18. Киштёльдеш

közelebb eső, rövidebb kutatóvágattal meggyőződni az új telérek megkívánt mértékű ércvezetéséről.

Ugyanebbe a régióba tartozik a Kis-Tölgyesbérc É-i lejtőjén húzódó és a felszínen 300 m csapáshosszban követhető telér, melyhez — az eddigi jelek alapján — esetleg további 1—2 kísérő telér kapcsolódik. A telérösszlet legnyugatibb szélső része jáspisos és meddőnek látszik. A középső rész 2 m körüli szélességben nagytömegű tömörkristályos baritot tartalmazott az árkolás helyén, elég sok kvarccal és — sajnos — kevés ércvezetési nyommal. A rendszer keleti részének anyaga a felszínen tömör kriptokristályos kvarc, kevesebb barittal. E telér, vagy rendszer pontosabb helyzete azonban további kutatómunkák során még tisztázásra szorul.

A Bányabérc—Falloskúti telérrégió ércesedési viszonyait az Altáró-egyenes-irányvágat végső szakasza tájékán folyamatban levő bányászati kutatás fogja felderíteni.

A Mátraszentimrei régió telérvonulatában — úgy látszik — minimálisan három egymás mellett húzódó párhuzamos telér vesz részt. Lehetséges azonban, hogy csupán egy, hatalmasan kifejlődött főtélér apofizái, ívesen visszatérő kiágazásai alkotják a felszíni kutatások alkalmával észlelt rendszert. A telérek kibúvásbeli szerkezete reményekre jogosít. A ferde mélyfúrásnak, mint ércutatási módszernek hazai kísérleti alkalmazása céljából a teléren ferde fúrást tűztünk ki. Minthogy a fúrómagok vizsgálata reménykeltő, a telér bányászati megkutatását javasoltuk. Mindezek során bővebb adatok birtokába jutunk a gyöngyösoroszi ércbánya körzetében ismert ércesedés északi kiterjedéséről.

A Mátraszentistván—Szentlászló környéki régióban a Narád-patak felső szakasza környékén bukkannak elő ércesedést feltételelesen jelző telérnyomok, azonban kis mennyiségben és egyelőre kellő megkutatottság nélkül. A régió többi részén (pl. a Vöröskő-tető és a Fagykísérleti Állomás környéke) csak jáspisos telérképződmények, vagy kalcedonos impregnációk vannak.

Végül a *Vereskői régió* telérvonulata, mint a legdélibb teléres területrész két jelentősebb és egy vékonyabb telérrel jelentkezik a Károlyvár és a Jegykő-patak tájékán. A legvastagabb telér 2 m körül van. A felszínközeli szinten barittartalmáról és meddő megjelenéséről nevezetes. Az Ércelőkészítőműhöz tartozó felső vízgyűjtő medence tájékán telepítésre javasolt ferde mélyfúrás az itteni ércbányászat perspektívája szempontjából döntő adatokat nyújt, mert ezzel az ércesedés déli irányú kiterjedését ismerhetjük meg.

IRODALOM

(Időrendi összeállításban)

- VASS, A. v. 1854: Berichte über gewerkschaftliche Bergbaue. — Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen.
- VASS, A. v. 1857: Die im Matraer Gebirge bestehenden Silber- und Kupferbergbaue und die daselbst seit dem Jahre 1850. gebildeten Grubengewerkschaften. — Österr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen.
- VASS, A. v. 1858.: Bergbau in der Matra. — Österr. Zeitschrift f. Berg- u. Hüttenwesen.
- COTTA, B.—FELLENBERG, F. 1862.: Die Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens. — Wien.
- VASS, A. v. 1862.: Die Matraer Bergwerks-Union. — Österr. Zeitschrift f. Berg- u. Hüttenwesen.
- ANDRIAN, F. v. 1868.: Die geologischen Verhältnisse der Matra. — Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt.
- SZABÓ J. 1868.: Heves- és Külső-Szolnok megyék földtani leírása. — Magyar Orvosok és Természetvizsgálók XIII. Vándorgyűlése munkálatai. Eger.
- TÓTH M. 1882.: Magyarország ásványai. — Budapest.
- MAURITZ B. 1910.: A Mátra-hegység eruptív kőzetei. — M. Tud. Akad. Math.-Természettud. Közl. **30.** 3.
- WAHLNER A. 1911.: Magyarország bányá- és kohóipara az 1910. évben. — Bányászati és Kohászati Lapok, **44.** 53.
- LÖW M. 1925.: Ércelőfordulások a Mátrában. — Földtani Közölny. **55.** p. 127.
- NOSZKY J. ID. 1927.: A Mátra-hegység geomorphológiai viszonyai. — A debreceni Tisza István Tudományos Társaság Honismeretető Bizottságának Kiadványai, **3.** 8-10.
- SZTRÓKAY K. 1938.: Néhány ásvány Gyöngyösorosziból. — Földt. Közl. **68.**
- SZTRÓKAY K. 1939.: A gyöngyösoroszi-i ércelőfordulás mikroszkópiai vizsgálata. — Math. Term. Tud. Értesítő, **58.** p. 904.
- ROZLOZSNIK, P. 1942.: Adatok a gyöngyösoroszi-környéki ércelérek ismeretéhez. — M. Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1936–38. évekről, **2.**
- GOMBOCZ, E. 1945.: Diaria itinerum Pauli Kitaibeli. — Verlag des Ungarischen Naturwissenschaftlichen Museums, Budapest. p. 707.
- KOCH S.—MEZŐSI J —GRASSELLY GY. 1949.: A gyöngyösoroszi-i Zgyerka-Altáró kőzetei és ásványai. — Acta Mineralogica, Petrographica, **3.** Szeged.
- SCHLEICHER, A. 1951.: Geschichte des Metallhüttenwesens auf dem Gebiete des Matra-Gebirges. — Acta Technica Hungarica, **2.** 1.
- PANTÓ G. 1952.: A gyöngyösoroszi magmadifferenciáció és ércképződés. — M. Tud. Akad. Műszaki Tud. Oszt. Közl., **5.** 3.
- SZTRÓKAY K. 1952.: Cölesztin Gyöngyösoroszi érceléreiből. — Földt. Közl. **82.** p. 304.
- PANTÓ G. 1953.: Bányaföldtani felvétel Gyöngyösoroszin. — M. Áll. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1950. évről. p. 155.
- PAPP F. 1953.: Ércvizsgálatok hazai ércelőfordulásokon. — Földt. Közl. **63.** p. 8.
- KOCH, S. 1954.: Minerals from Gyöngyösoroszi. — Acta Mineralogica, Petrographica, **7.** Szeged.

- Soós I. 1955.: Vasércbányák és vashámorok a Bükkhegységben a 18. században. — *Bányászati Lapok*, 7–8 p. 427.
- LÁNG S. 1955.: A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- VIDACS A. 1956.: Jelentés az 1955. évi nyugatmátrai ércföldtani kutatásokról. — Kézirat. M. Áll. Földtani Intézet Adattára.
- VIDACS A. 1956.: Javaslat a Gyöngyösi Ércbánya kutatási tervéhez. — Kézirat. M. Áll. Földtani Intézet Adattára.
- VIDACS A. 1956.: Összefoglaló földtani jelentés a Gyöngyösi Ércbánya ércelőfordulásairól. (1954–55.) I., Földtani rész. — Kézirat. M. Áll. Földtani Intézet TÜK. adattára.
- KUN B. 1956.: Összefoglaló földtani jelentés a Gyöngyösi Ércbánya ércelőfordulásairól. (1954–55). II. Érckészletszámítás. — Kézirat. M. Áll. Földtani Intézet TÜK. adattára.
- VIDACS, A. 1957.: Structure and mineral association of the veins of the mine of Gyöngyösoroszi. — *Acta Mineralogica-Petrographica*, **10**. Szeged. pp. 77–85.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. — *Földtani Közöny*. **88**. 2. pp. 171–200.
- VIDACS A. 1958.: Régi bányászati kutatások a gyöngyösoroszi ércbánya környékén. — *Bányászati Lapok*. 10–11. sz., pp. 733–738.
- VIDACS A. 1958.: Mátraszentimrei érckutató ferde] mélyfúrás (1956–57.) — Kézirat. M. Áll. Földtani Intézet Adattára.
- VIDACS A. 1959.: A gyöngyösoroszi vereskői érckutató ferde mélyfúrás (1957–58). — Kézirat. M. Áll. Földtani Intézet Adattára.
- VIDACS A. 1959.: Gyöngyösoroszi és a nyugati Mátra bányageológiája. — Kézirat, megjelenés alatt „A Mátra-hegység tarkaérc- és a Dunántúl mangánércbányászata” címen tervezett kötetben. Nehézipari Minisztérium kiadványa.
- VIDACS A. 1959.: A nyugatmátrai új értelepek. Időszaki jelentés. — M. Áll. Földtani Int. TÜK. adattára.
- KASZANITZKY, F. 1959.: Genetic relations of ore occurrence in Western Matra Mountains, North-Eastern Hungary. — *Annales Hist. Nat. Mus. Nat. Hung.* **51**.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. — VIDACS A. — VARRÓK K. és munkatársai 1959.: A Mátra-hegység harmadkori vulkánjai. — M. T. A. Geokémiai Konferencia munkálatai, 1.
- KASZANITZKY F. 1959.: A gyöngyösoroszi ércanyag származásáról és horizontális övességéről. — M. T. A. Geokém. Konf. munkálatai, 2.
- GEDEON A. — KOVÁCS B. — VIDACS A. 1959.: Hidrokémiai és metallometriai felvételek a Mátrában. 1956–1958. évi jelentés. — Kézirat. M. Áll. Eötvös L. Geofizikai Int.
- VIDACS A. 1960.: A Mátra-hegység radiogeológiai vizsgálata. — Kézirat. M. Áll. Földtani Int. Adattára.
- VIDACS, A. 1961.: Ähnlichkeiten der Erzgänge von Gyöngyösoroszi und Banská Štiavnica (Schemnitz). — *Geologické Práce, Správi* 23. Bratislava.

FILONS HYDROTHERMAUX DE LA MINE DE GYÖNGYÖSOROSZI

Par A. VIDACS

Les conditions morphologiques et tectoniques des monts métallifères situés au N du village Gyöngyösoroszi, dans la partie occidentale de la Montagne Mátra indiquent que c'était un système de blocs faillés en gradins du N au S qui s'y est formé et dont les directions tectoniques dominantes sont celles de 225° et 315°. La matière des roches d'andésite pyroxénique et de tuf andésitique qui bâtissent cette montagne stratovolcanique est le produit des deux phases principales de l'activité volcanique du Tortonien. Les filons de minerai de plomb et zinc, contenant une quantité très subordonnée de métaux précieux, se formèrent pour la plupart pendant la période relativement calme, entre les deux grandes phases du volcanisme.

La prospection minière du minerai de filons a commencé vers 1760, mais la modernisation et le développement de la mine n'est en train que depuis 1949. Les galeries de la mine sont actuellement longues de 30 km. Au cours de l'extraction en profondeur, nous avons connu, jusqu'ici, 16 filons de minerai de plomb et zinc. Il est généralement caractéristique des filons de ce gîte que leur longueur ne dépasse pas 600 m (excepté le filon „Károly” qui atteint 850 m et le filon „Péter-Pál” qui atteint 700 m), tandis que leur partie exploitable fait en général la moitié de la longueur. Leur épaisseur est de 0,3 à 2,0 m, en moyenne 1,1 m. Il y a des cas exceptionnels où leur épaisseur atteint 6 m. Le remplissage minéral consiste pour la plupart en quartz, rubané et radié. En outre, le rôle de la calcite est aussi importante dans le stérile des filons épais. Les deux minerais principaux, ce sont la galène et la sphalérite, cependant — surtout dans les niveaux profonds — la chalcopryrite est aussi importante. Le minerai se présente pour la plupart en feuillets de 1 à 10 mm alternant avec des rubans minces de quartz, moins fréquemment en noeuds, nids ou en dissémination. En général, la structure des filons est symétrique, mais les fentes rythmiquement répétées cinq ou six fois ne sont pas toujours sur la ligne médiane du filon. Les rubans de filons devenaient souvent bréchi-formes, puis ils furent recimentés par l'acide silicique.

Au niveau le plus étendu de la mine, notamment au niveau de la galerie principale, à 400 m d'altitude absolue, en examinant la structure des filons, nous avons établi périodes génétiques suivantes: 1° filons de roche stérile, 2° quartzite filonienne, à bancs grossiers, massif, cryptocristallin, pyrite I, galène I, chalcopryrite I, sphalérite foncée I, 3° quartz à rubans fins, calcédoine, opale, wurtzite, galène II, sphalérite claire II, kaolinite, 4° quartzite compacte, cryptocristalline, très peu de minerai sulfi-

dique mixte, imprégnation à acide silicique avec de l'hématite finement colorante, 5° calcite blanche et noire, alternante d'une manière dentelée ou cocardée, chalcopryrite II, pyrite II, calcite brune, peu de manganocalcite, marcasite, I, dolomie, baryte, 6° améthyste, chalcopryrite III, très peu de sphalérite claire III, pyrite III, marcasite II, célestine, gypse I, 7° quartz, calcite, antimonite, gypse II. Les minerais exploitables de la mine sont extraits des produits de la période 2 et surtout de celle 3, dont la galène II et la sphalérite II sont particulièrement importantes. Le changement de la composition minérale n'est pas brusque mais graduel vers la profondeur: de haut en bas la quantité relative de la galène va diminuant, la teneur en sphalérite puis en chalcopryrite et pyrite devient de plus en plus riche. Les filons sont pour la plupart des produits épithermaux, en partie, des produits mésothermaux. La roche encaissante n'a pas joué de rôle considérable dans la composition des filons.

Dans les environs de la mine, nous avons pu établir sept régions hydrothermales, bien différentes. Une d'elles est actuellement exploitée. Les autres régions métallifères seront les bases de la prospection de minerais non ferreux dans la partie occidentale de la Montagne Mátra.

Annexe II. Carte de filons du niveau „Altáró” (galerie principale) de la mine de Gyöngyösoroszi. (A côté: Carte générale des couloirs du niveau principal.)

Annexe III. Carte de filons du niveau Károly de la mine de Gyöngyösoroszi.

Annexe IV. Carte de filons des niveaux profonds de la mine de Gyöngyösoroszi.

Légende (Annexes II à IV): 1. Filon dans le couloir, 2. faille sans remplissage minéral, 3. faille à remplissage minéral ou feuillet de filon.

(La largeur des filons et des galeries est grossie au double aux annexes II, III, IV.)

Annexe V. Profil des extractions de la mine de Gyöngyösoroszi, dans la direction de la galerie principale.

Annexe VI. Structure du filon „Károly” dans le couloir transversal „Károly”.

Légende: 1. partie à brèche et géodes, avec des cavités remplies de cristaux de calcite, 2. quartzite massive, bréchique, 3. partie à quartzite, à rubans grossiers, 4. partie à rubans fins, fragmentée (avec du quartz), 5. minerais (disséminations intenses de ZnS + PbS et feuillet cohérent de ZnS), 6. partie à calcite blanche et noire, en cocarde, 7. roche encaissante: andésite siliceuse, propylitisée, cassée, avec des rubans de quartz et calcite.

Annexe VII. Structure du filon „Károly”, au 26,20° de la „galerie derrière le puits”.

Légende: 1. quartz cryptocristallin, rubané, blanc, très pauvre en minerai, 2. ruban métallifère (sphalérite, peu de galène), 3. ruban bréchique, quartzeux, à coloration limonitique, avec du minerai disséminé, tacheté (sphalérite, peu de galène), 4. enrichissement du minerai disséminé, tacheté, 5. partie à brèche grossière (fragments de roche encaissante, siliceuse, propylitisée, altérée, rares disséminations de minerai), 6. partie très propylitisée et silicifiée (de couleur vert-de-chasseur) à lentilles, druses, rubans de quartz, avec des poches de galène, sphalérite, chalcopryrite, 7. le même que 6, avec une coloration un peu limonitiques, plus de poches de minerai, à améthyste, 8. roche encaissante: andésite (tuf andésitique?) à incrustation pyriteuse aux plans, feuillet de quartz et calcite.

Annexe VIII. Détail à minerai carbonaté, quartzeux du filon Károly, au 29^e m du couloir transversal du N „Károly” (une preuve de la succession des composants carbonatés, suivant au minerai).

Légende: 1. partie à rubans minces de calcédoine et quartz, avec des feuillet étroits métallifères (surtout sphalérite), 2. roche métallifère, tacheté, kaolinique, à galène disséminé, le kaolin est coloré en vert par les sels de cuivre, 3. calcite blanche et noire, en cocarde, 4. calcite blanche, épaisse, 5. chalcopryrite — pyrite — marcasite, 6. calcite colorée en brun.

Annexe IX. Feuillet ramifiés et arqués d'améthyste au 47^e m du couloir transversal du N „Károly”.

Légende: 1. calcite blanche, 2. calcite brune, 3. minerai (galène, sphalérite) par endroit à poches de pyrite et chalcopryrite, noduleuses, 4. quartz cryptocristallin, massif, 5. améthyste de couleur violet vif, 6. minerai (chalcopryrite, sphalérite), 7. roche encaissante: andésite pyroxénique (pyriteuse) 8. paroi du couloir.

Annexe X. Structure de filon „Aranybányabérc” au 105^e m du couloir „Aranybányabérc S”, à partir du couloir transversal „Péter-Pál”.

Légende: 1. quartz compact-cristallin, avec des bandes à taches de minerai et bordé de calcite noire, 2. améthyste, calcédoine et minerai, à rubans serrés, 3. fragment de pyrite-chalcopryrite, 4. améthyste et quartz chloriteux, 5. calcite noire et blanche, brune, rose, en cocarde, 6. kaolin, à taches grossières de minerai, 7. quartz, calcédoine, améthyste, chlorite, minerai, à rubans fins, 8. quartz compact-cristallin, 9. quartz à améthyste et à feuillet métallifères, 10. calcite blanche, rose, jaune, finement dentelée et cocardée, 11. ciment: kaolin blanc grisâtre, 12. roche encaissante parfaitement kaolinisée, à veines et disséminations de pyrite.

Annexe XI. Structure du filon „No 1600” au 23^e du couloir „No 1600” du N, à partir de la galerie.

Légende: 1. quartz massif, cristallin (4 à 5 cm), 2. feuillet de sphalérite, 3. calcite blanche à grands cristaux, 4. bord à calcite noir (0,5 à 1 cm), 5. feuillet de pyrite (0,5 à 1 cm), 6. fragments de la roche encaissante (brèche filonienne), 7. pâte microcristalline, à calcite noire et blanche (brèche filonienne), 8. roche encaissante andésite moyennement altérée.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЖИЛЫ РУДНИКА ДЬЁНДЁШОРОСИ

А. ВИДАЧ

Морфологические и структурные условия рудоносного района, лежащего к северу от села Дьёндёшороси, в западной части гор Матра, показывают, что здесь образовывалась провалившаяся постепенными выступами в направлении С—Ю глыбовая система, в которой преобладают тектонические направления в 225° и 315° . Материал пироксеново-андезитовых и андезитово-туфовых пород, слагающих горы стратовулканического характера, прорывался наружу двумя главными вулканическими фазами в тортонском ярусе. Гидротермальные жилы свинцово-цинковой руды, содержащие и небольшое количество благородного металла, образовывались в преобладающем большинстве своем в относительно более спокойный период между упомянутыми двумя крупными вулканическими циклами.

Промышленная разведка на руды этих жил началось еще в шестидесятих годах XVIII века, но современное развитие рудника в крупных масштабах началось только в 1949 году. Общая длина подземных выработок рудника составляет в настоящее время 30 км. В ходе подземных разработок были обнаружены до сих пор 16 жил свинцово-цинковой руды. Для жил рудного месторождения в общем характерно, что их длина — за исключением жилы „Карой” длиной в 850 м и жилы „Петер-Пал” длиной в 700 м — не превышает 600 м, а часть их, пригодная для эксплуатации, составляет, как правило, половину их длины. Мощность жил колеблется в пределах 0,30—2,00 м; в среднем около 1,10 м. В исключительных случаях встречаются и вздутия, достигающие мощности до 6 м. Минеральное заполнение сложено в общем кварцем ленточно-лучистого развития. В безрудном материале более мощных жил значительную роль играет также и кальцит. Главными рудами являются сфалерит и галенит, однако в более глубоких горизонтах значительным является и халькопирит. Рудный материал встречается в большинстве случаев в виде шнуров толщиной в 1—10 мм, чередующихся кварцевыми ленточками, реже в виде желваков, гнезд или рассыпанной крапчатости. Структура жил в общем симметрична, однако ритмически следующие друг за другом в 5—6 раз расщепления (раскрытия) не всегда наступали точно вдоль осевой линии жилы. Прожилки часто брекчированы и снова цементированы кремневой кислотой.

В самом обширном горизонте рудника, в горизонте „Альтаро” (штольни), лежащем на высоте в 400 м над уровнем моря, на основании изучения структуры жил были установлены нами следующие генетические периоды: 1. Безрудные дайки, 2. крупнослоистый, массивный, криптокристаллический жильный кварцит, пирит I., галенит I., халькопирит I., темноцветный сфалерит I., 3. Тонколенточный кварц, хальцедон, опал, вюртцит, галенит II., светлоцветный сфалерит II., каолинит., 4. Плотный криптокристаллический кварцит, очень ничтожное количество сме-

шанной сульфидной руды, импрегнация кремневой кислотой с слабо окрашивающим гематитом, 5. Белый и черный, зубчато-концентрически чередующийся кальцит, халькопирит II., пирит II., буро окрашенный кальцит, некоторое количество манганокальцита, марказит I., доломит, барит, 6. Аметист, халькопирит III., очень мало светлый сфалерит III., пирит III., марказит II., целестин, гипс I., 7. Кварц, кальцит, антимонит, гипс II. Руду, пригодную для разработки, предоставляют продукты периода 2 и особенно периода 3; по значимости особо выделяются галенит II. и сфалерит II. Изменение минералогического состава в направлении к глубине протекает не скачкообразно, а постепенно: относительное количество галенита вниз уменьшается медленно, обогащаются сфалерит, а затем халькопирит и пирит. Жилы являются в большинстве своем эпitherмальными, в меньшей же части мезотермальными образованиями. Вмещающая порода существенного влияния на минералогический состав жил не оказывает.

В районе рудника нам удалось установить 7 довольно хорошо обособляемых друг от друга гидротермальных регионов. В одном из них ведутся теперешние горные работы. Остальные разведанные рудоносные регионы будут составлять дальнейшую перспективную основу разработки цветных руд в западной части гор Матра.

Приложение II: План расположения жил в горизонте „Альтаро” (штольня) рудника с. Дьёндьёшороси (Сбоку—полный обзорный план расположения горных выработок в горизонте „Альтаро”).

Приложение III: План расположения жил в горизонте „Карой” рудника с. Дьёндьёшороси.

Приложение IV: План расположения жил в глубоких горизонтах рудника с. Дьёндьёшороси.

Легенда (одинаковая на приложениях II, III, IV): 1. жила в штреке, 2. сброс, незаполненный минералами, 3. сброс, заполненный минералами или прожилок. (На приложениях II, III, IV): ширины жил и горных выработок переувеличены двукратно.)

Приложение V: Разрез настоящих разработок, производимых в сторону штольни в рудинке с. Дьёндьёшороси.

Приложение VI: Строение жилы „Карой” в основном кварцшлагге „Карой-харант”.

Легенда: 1. участок с брекчиями и геодами, полости которых заполнены кальцитовыми кристаллами, 2. массивный кварцит с брекчиями, 3. груболенточный, кварцитовый участок, 4. тонколенточный участок, обломочный (с кварцем), 5. руда, (густорассеянные $ZnS+PbS$ и сплошной прожилок ZnS), 6. участок с белыми-черными, концентрично расположенными кальцитами, 7. побочные породы: кремнистый, пропилизитизированный, раздробленный андезит с кварцевыми и кальцитовыми прожилками.

Приложение VII: Строение жилы „Карой” в 26,20 м от начала „узкой выработки, расположенной за стволом шахты”.

Легенда: 1. белый, хриптокристаллический, ленточный кварц с ничтожным содержанием руды, 2. рудный прожилок (сфалерит, немного галенита), 3. брекчиевая кварцевая лента, окрашенная лимонитом с рассеянной, пятнистой рудой (сфалерит, немного галенита), 4. обогащение рассеянной, пятнистой руды, 5. грубобрекчиевый участок (с обломками кремнистой, пропилитизированной, разложившейся побочной породы и редкорассеянными рудами, 6. сильно пропилитизированный и окремненный участок (темнозеленый) с кварцевыми линзами, друзами и лентами и гнездами галенита, сфалерита и халькопирита, 7. то же самое как, 6. но с некоторой лимонитовой окраской и большим количеством рудных гнезд и аметистом, 8. побочная порода: разложившийся андезит (андезитовый туф?) с богатым пиритовым натеком на плоскостях отдельности, а также с кварцевыми и кальцитовыми прожилками.

Приложение VIII: Карбонатно-кварцево-рудный участок жилы „Карой” в 29 м от начала С-ного штрека. (Это является доказательством порядка последовательности карбонатных компонентов, сопровождающих руду.)

Легенда: 1. тонколенточный, хальцедоново-кварцевый участок с тонкими (главным образом сфалеритовыми) прожилками, 2. каолиновая рудоносная порода с пятнисто-рассеянными галенитами, каолин окрашен слоями меди в зеленый цвет, 3. белый и черный кальцитовый комплекс с концентрично развитыми лентами, 4. мощный белый кальцит, 5. халькопирит-пирит-марказит, 6. кальцит, окрашенный в коричневый цвет.

Приложение IX: Дугообразно разветвляющиеся аметистовые прожилки в 47 м от начала С-ного штрека „Карой-харант”.

Легенда: 1. белый кальцит, 2. коричневый кальцит, 3. руда (галенит, сфалерит), местами с желвачными гнездами пирита и халькопирита, 4. плотный хриптокристаллический кварц, 5. ярко-фиолетовый аметист, 6. руда (халькопирит; сфалерит), 7. побочная порода: пироксеновый андезит (пиритовый), 8. сторона штрека.

Приложение X: Структура жилы „Араньбаньяберц” в 105 м от основного штрека „Петер-Пал” внутри „Ю-ного штрека Араньбаньяберц”.

Легенда: 1. плотный кристаллический кварц с полосами, включающими рудные пятна и каймой черного кальцита, 2. густоленточные аметист, хальцедон и руда, 3. обломки пирита и халькопирита, 4. аметист и кварц, 5. черный-белый, коричневый и розовый кальцит с округлыми очертаниями, 6. каолин с грубыми пятнами руды, 7. тонколенточные кварц, хальцедон, аметист, хлорит и руда, 8. плотно-кристаллический кварц, 9. кварц с аметистом и рудными прожилками, 10. белые и желтые кальциты, расположенные в виде концентрически-зазубренных ленточек, 11. цемент: серовато-белый каолин, 12. совершенно каолинизированная побочная порода с пиритовыми жилками и рассеянным пиритом.

Приложение XI: Строение жилы № 1600 в штреке „№ 1600 Ю” в 23 м от штольни.

Легенда: 1. плотнокристаллический кварц (4—5 см), 2. сфалеритовый прожилок, 3. крупнокристаллический белый кальцит, 4. черная кальцитовая кайма (0,5—1 см) 5. пиритовый прожилок (0,5—1,5 см), 6. обломки разложившихся побочных пород (жильная брекчия), 7. черный-белый окружающий кальцитовый материал с мелкими кристаллами (жильная брекчия), 8. побочная порода: среднеразложившийся андезит.

A MÁTRASZENTIMREI ÉRCKUTATÓ FERDE MÉLYFÚRÁS

Írta: VIDACS ALADÁR

A fúrás célja és kitűzése

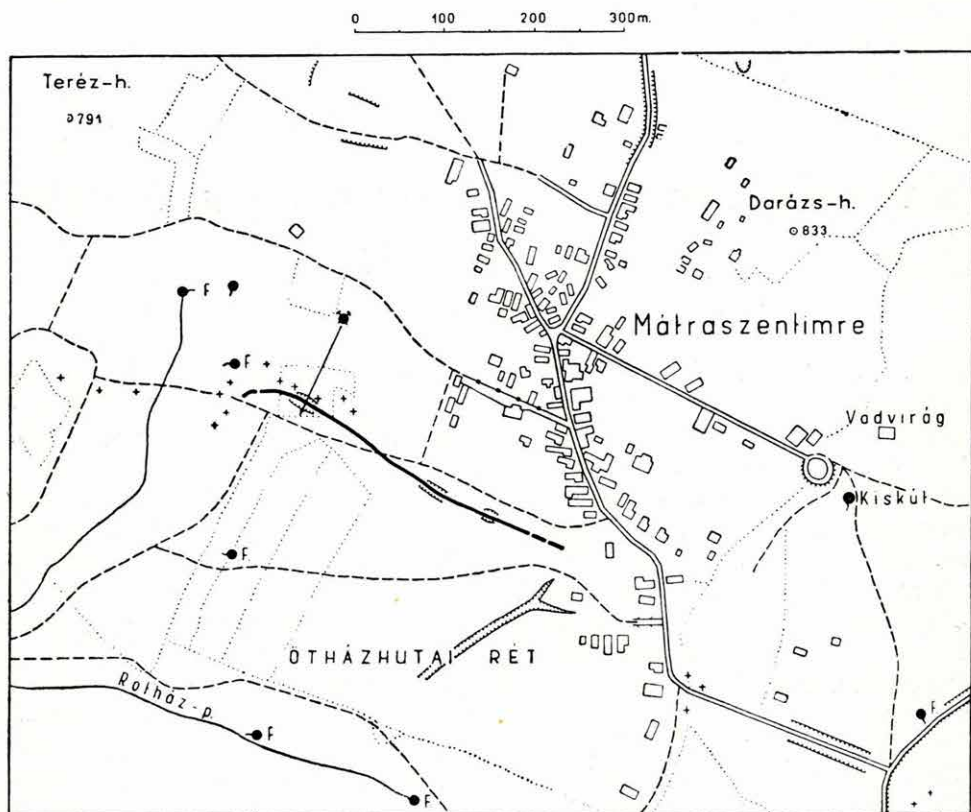
A nyugatmátrai hidrotermális ólom-cinkérces terület műrevalóságának északi kiterjedésére eddig semmiféle adat nem állt rendelkezésünkre. A legjelentősebb telérkibúvás itt a Mátraszentimre község DNY-i széléhez közeleső, ún. Szentimre-telér kvarcitsziclája. Az 1956 áprilisában készített felszíni kibontásokkal (kutatóárkokkal) a telér csapását 345 m hosszúságban követtük, törmelékei alapján azonban a telér összesen mintegy 900 m-en át nyomozható. Valószínű, hogy ebből a feltételezhető teljes csapáshosszból a telér csak a felszíni kibontásokkal követett 300—350 m-es csapáshosszúságban nyújt lehetőséget a reménybeli megkutatásra. Ugyancsak külszíni részletes vizsgálat alapján feltehető, hogy a kibúvásból ismert telér nem egyedülálló, hanem azt a közelben néhány vékonyabb, párhuzamos hidrotermális ér kíséri. A főtelér csapása 120—125°, dőlése a kibúvási helyen vont 25 m-es kutatóárok mentén 76—86° ÉÉK felé. Vastagsága külszínközelen 220—285 cm. Szerkezete felszínközelen túlnyomórészt tömör, kriptokristályos, vastagpados, tömegéhez képest csak alárendelten szalagos és középvonala táján kissé kvarcdrúzás-hasadékos. Ércüregességre utaló kilúgzási formák a telér vastagságához képest csak gyéren tapasztalhatók. A telér ércvezetésében — a gyöngyösoroszi ércbánya hasonló szerkezetű teléreivel való egybevetés alapján — felszínközelen kb. 80—100 m-es mélységig terjedő szinten műrevaló feldúsulás nem várható.

A ferde mélyfúrás annak a kérdésnek tisztázására települt, hogy az oxidációs szint alatt van-e hasznos szulfidos érc-felhalmozódás. A fúrás, mint első kísérlet, értékes tapasztalatot nyújtott a ferde fúrásnak a hazai teléres ércutatásban való alkalmazhatóságára.

A fúrás kezdőpontját a természetes kibúvástól 24° irányban, 97 m-nyi távolságban tűztük ki úgy, hogy a 60°-kal dőlő ferde rudazat vízszintes vetülete a telércsapásra merőlegesen irányuljon (1. ábra).

A fúrómunka általában 90%-os magkihozatalt eredményezett. Sajnálatos, hogy a mellékkőzetből történt ép magkihozatokkal ellentétben

a fúrás tulajdonképpeni célját képező teléryanagot a fúrókorona durva homokszerűvé őrölte fel, így abból összefüggő ép magot nem kaptunk.



1. ábra. A mátraszentimrei ferde mélyfúrás helyszínrajza. — 1. A telér felderített csapása, 2. telértörmelék, 3. a ferdefúrás nyomvonala

Fig. 1. Plan du forage profond dirigé de Mátraszentimre. — 1. Direction découverte du filon, 2. détritux de filon, 3. trace du forage dirigé

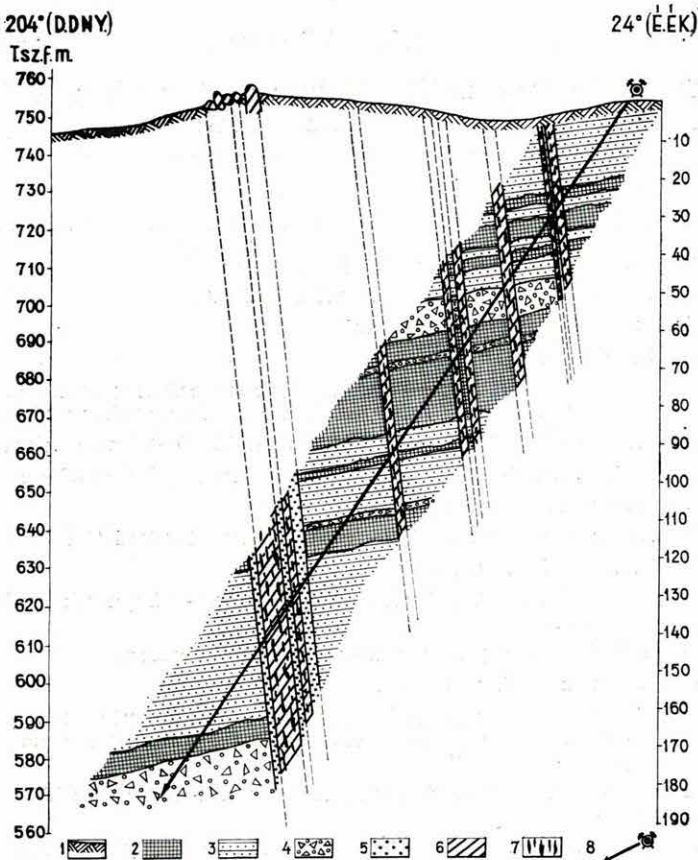
Рис. 1. План наклонной глубокой скважины в с. Матрасентимре. — 1. Обнаруженное пространство жилы, 2. жильные обломки, 3. эпюр наклонной скважины

Éz a teléryanag földtani adottságaival, repedezett, breccsás alkatával és a kvarcanyag ridegségével magyarázható, mely — úgy látszik — más, különleges fúrási technikát igényelt volna. Így csak az öblítő csőből nyert, felőrölt teléryanag állott vizsgálatra rendelkezésünkre.

A mélyfúrás kőzetsora

Az átfúrt kőzetek sorrendjét a fúrórudazat irányában az alábbi, erősen összevont táblázat és a 2. ábra tünteti fel:

Ferde mélység méter	Kőzet
0,00— 0,50	Humuszos, agyagos termőtalaj
0,50— 24,10	Szürke agyag, agyagosan mállott andezittufa
24,10— 27,75	Világoszöld bontott andezittufa
27,75— 30,20	Teljesen kovásodott andezit
30,20— 31,85	Kriptokristályos telérkvarcit, igen gyér szfalerit és galenit. Ebben 12 cm vastag szfalerites és galenites dúsérc és néhány vékony dúsércszinór
31,85— 33,90	Kovásodott andezittufa. Ebben kvarcos érhálózat ércnyomokkal
33,90— 34,10	Telérkvarcit, 1—3 cm vastagságú szfalerites és galenites dúsérc
34,10— 42,14	Kovásodott, kloritosodott andezit
42,14— 46,68	Andezittufa, andezites törmelékkel, kloritos, kovásodott és karbonátos
46,68— 49,86	Világoszöld bontott andezit
49,86— 58,00	Világoszöld, tömör andezittufa, benne 1—3 cm-es kvarcerek, gyér szfalerittel, galenittel
58,00— 70,40	Tufás kötőanyaggal összecementezett andezitbreccsa
70,40— 71,46	Durva szemcsézetű andezit
71,46— 77,00	Üveges alapanyagú, fluidális szerkezetű, bontott piroxénandezit. Ebben üregek és erek bekérgezésében kevés hintett szfalerit és galenit, nyomokban kalkopirit mutatkozott
77,00— 78,53	Kovásodott és breccsás andezittufa, kvarcos-érces erecskékkal (szfalerit, galenit)
78,53—100,00	Világoszöld, erősen bontott, kovásodott andezit, beágyazott breccsás andezittufarögökkel
100,00—102,05	Zöldesszürke, teljesen lebontott andezit
102,05—111,37	Világoszöld, bontott, kovásodott andezittufa. Ebben 3—20 cm vastag kvarcos erek, hintett szfalerittel, galenittel és kevés kalkopirittel
111,37—113,00	Bontott, kovásodott piroxénandezit, folyásos szerkezettel
113,00—130,72	Világoszöld, bontott, kovásodott andezittufa, idősebb tufa és láva darabjaival
130,72—131,20	Szürke, kovás andezitbreccsa, portufás cementezéssel
131,20—142,75	Kaolinosodott andezit
142,75—153,55	Kovásodott és kaolinosodott andezittufa, csúszásos repedezettséggel
153,55—155,00	Telérkvarcit kalcedonnal, sok pirittel, kolloidális galenittel és szfalerittel
155,00—157,00	Metaszomatizált telérmenti kőzet
157,00—168,50	Telérkvarcit agyagásvánnyal, részben kolloidális, részben kevés hintett galenittel, szfalerittel, pirittel
168,50—170,00	Metaszomatizált mellékkőzet, kevés kolloidális érccel mutatkozott
170,00—199,36	Zöldesfehér, kovásodott és kalcitosodott andezittufa, helyenként breccsás andezitzárvánnyal
199,36—206,00	Világoszöld bontott andezit, elszórta beágyazott idősebb andezitzárványokkal
206,00—220,00	Breccsás, zárványos andezittufa, andezit- és andezittufazárványokkal



2. ábra. A mátraszentimrei érckutató ferde mélyfúrás összevont földtani szelvénye. — 1. Termőtalaj, 2. andezit, 3. andezittufa, 4. andezitbreccsa, breccsaszárványos andezittufa, 5. teljesen elváltozott, kovásodott telérmenti kőzet, 6. telérkvarcit, 7. érc, 8. a mélyfúrás nyomvonala

Fig. 2 Profil schématique du forage dirigé de recherche de minerais à Mátraszentimre. — 1. Sol, 2. andésite, 3. tuf andésitique, 4. brèche andésitique, tuf andésitique à intercalations brécheuses, 5. roche complètement altérée, silicifiée, du bord du filon, 6. quartzite filonienne, 7. minerais, 8. trace du forage

Рис. 2. Сводный геологический разрез рудоразведочной наклонной глубокой скважины в с. Матрасентимре. — 1. Растительный слой почвы, 2. андезит, 3. андезитовый тuff, 4. андезитовая брекчия, андезитовый тuff с брекчиями-вкрапленниками, 5. совершенно преобразованная, окремненная прижильная порода, 6. жильный кварцит, 7. руда, 8. эпюр глубокого бурения

A fúrással feltárt érces képződmények

A fúrással megkutatót telér környékén az érchozó hidrotermák nem egyetlen hasadékon, hanem többé-kevésbé párhuzamos, kiterjedt hasadékrendszeren áramlottak a felszín felé. A 153,55—168,50 m-es rudazat-

hossznál harántolt főtélérhez képest ezeknek a mellékteléreknél vastagsága legtöbbször kicsiny, ennek ellenére ércvezetésük olykor figyelemre méltó. Vannak azonban közöttük 1 m körüli vastagságú teléres képződmények is. A fúrás nem dönti el, hogy a mellékteléreik önálló csatornák-e, vagy a főtélér ives kiágazásai. Valószínű, hogy a főtélértől távolabb eső telérszerű képződmények nagy mélységig önállóak. A fúrás nem hoz adatot a főtélér DNY-i oldala felől esetleg szintén meglevő mellék-telérekre. A főtélér ÉK-i oldalán a fúró az alábbi kvarcos-érces képződményeket harántolta:

Vízszintes távolság a főtélértől ÉK-re, kb. méter	Telér (érc) számított valódi vastagsága méterben
77	0,98
75	0,61
74	0,20
62	0,48
50	1,20
48	0,45
47	0,13
29	1,00
2	2,93

Meg kell jegyezni, hogy e felsorolt mellékteléreik (erek) a bányászati gyakorlat számára szegényércek: 1—3 cm-es dúsércet, elszórt apró ércfészkeket, hintéseket és részben csak kevés kolloidális ércet tartalmaznak.

A *főtélért* a rudazat 153,55 m mélységében ütötte meg a fúró, a teléres összletben 168,50 m rudazathosszig haladt. Ez a 14,95 m-es ferde irányban mért vastagság 10,19 m-es valódi vastagságnak felel meg. A főtélér összlete a minták vizsgálatai alapján úgy oszlik meg, hogy a fúrás először 0,98 m vastag telért harántolt, majd 1,36 m vastag meddő kőzetet, végül 7,85 m vastag telért harántolt. Nem tudjuk, hogy ebből a kőztes helyzetű meddő kőzet egyszerű közbezárt mellékkőzet-lencse-e, vagy pedig két, egymás közelében vonuló, különálló telérrel van-e dolgunk. A kibúvás körüli törmelékek megfigyelése alapján két párhuzamos telérként fogtuk fel a főtélér összletét, annál is inkább, mert 10 m-es vastagságú telér a közeli gyöngyösoroszi ércbánya feltárásaiban is példa nélkül állana.

A főtélér átfúrása alkalmával mutatkozó nagy vízvesztés alapján a telér üregességére, esetleg felszakadásos alkatára lehet következtetni.

A főtélér átfúrásánál a fúrólyuk átmérője 127 mm. Ép magot — mint említettük — a teléres anyagból nem kaptunk, a durva homokszerűvé őrölt mintát az öblítőcsőből 9 részletben nyertük ki, melyek közül a 2. részlet csak meddő mellékkőzet.

Az egyes mintaszakaszok fémtartalmát a következő táblázat mutatja:

**A Szentimre-telér (főtelér) felmorzsolódott
fúrási anyagának vegyi elemzése**

Minta sor- száma (ÉK- ről kezdő- dően)	A telérrész valódi vas- tagsága m	Pb %	Zn %	Cu %	Fe %	S %
1.	0,98	0,04	0,08	—	3,00	3,51
2.	1,36	—	—	—	—	—
3.	0,89	0,05	0,05	—	5,15	4,81
4.	1,87	0,33	0,07	(ny)	4,07	4,67
5.	0,72	0,41	0,17	0,03	4,02	4,63
6.	1,92	0,11	0,49	0,01	3,05	3,20
7.	0,61	0,31	0,11	0,01	1,96	3,13
8.	1,16	0,31	0,80	ny	2,62	2,92
9.	0,68	0,28	0,14	(ny)	5,07	9,64

ny = nyom, (ny) = igen gyenge nyom

(M. Áll. Földt. Int. vegyi laboratóriuma, 1957. Elemző: BARABÁS L.-NÉ.)

Nagy kérdés, hogy az ércásványok mennyisége a fúrólukban való felmorzsolódás következtében mekkora veszteséget szenvedett. Az érc-előkészítő művek technológiai tapasztalata szerint a galenit és szfalerit szemcséi a zúzással szemben érzékenyek és felaprózódásra igen hajlamosak. Valószínű, hogy ennek következtében a hasznos ércásványok jelentékeny része az öblítővízzel iszapként eltávozott és a telér valóságos ércartalma az elemzés értékeinél nagyobb lehet.

Az érces képződményekben a *galenit* a kvarc társaságában csaknem mindig különböző fokban rezorbeált, néha csak foszlányszerű maradvány. Üreges repedéskitöltésekben igen ritkán kvarcon fennőtt oktaéder. — A *szfalerit* kétféle változatban fordul elő a telérkvarcitban: egy idősebb sötét és egy fiatalabb világos, gyantasárga ásványnemzedék. Legtöbbször fészekszerű kristálycsoport, kismennyiségű, valószínűleg elegykristályok szétkülönülési termékének tekinthető *kalkopirit*tal van együtt. — A *piritnek* két generációja ismerhető fel. Az egyik finom, néha por-szerű, helyenként csoportossá tömörülő, általános hintés a kőzetben, a lebontásnak és az ezt megelőző autometamorfozisznak terméke. A másik: hidrotermális teléres eredetű, hexaéderes, ritkábban aggregátumos, telérkvarcitban, gyakran szfalerit társaságában.

Összefoglalás

A Szentimre-telér nem egyetlen különálló hasadékköltés, hanem valószínűleg egymás közelében húzódó, kettős főtelér, melyet a főtelértől nagyobb távolságokban levő kisebb telérek kísérnek. A kettős főtelér teljes vastagsága a felszín alatti, függőlegesen mért 135—148 m mélységben 10 m körüli, ebből a közbezárt meddő mellékkőzet vastagsága kb.

1,5 m. A kísérő telérek a főtelér ÉK-i oldala felől 77 m-ig terjedő távolságig helyezkednek el, vastagságuk átlag 0,5—1,2 m között változik. Ezen az oldalon 5 jelentősebb kísérő telért harántolt a fúró. Lehetséges, hogy a telér DNy-i oldala felől is van néhány kisebb kísérő telér. A főtelér dőlése átlag 80° DDNy-nak.

Mind a főtelér, mind a kísérő telérek kvarcos kitöltésében szfalerit-galenit-kalkopirittartalmú hasznos ércvezetés van, mely a telérek teljes vastagságához képest szegényes. A fúrásminták mesterséges roncsolódása a valós érc tartalom pontos megállapítását nem tette lehetővé, mindamelllett a telérnek és környékének bányászati távlati kutatását a fúrás eredménye indokoltá teszi.

Végül, mint fúrás technikai tapasztalatot* meg kell említenünk, hogy a mátrai hidrotermális érces telérek kutatására a jövőben ajánlatosabb olyan mélyfúrási módszer alkalmazása, melynél a célzott kvarcitos telérrész átfúrási szakaszában az öblítéses *Rotary*-fúrást más eljárással, pl. száraz magfúrással, egészen rövid szakaszokban végzendő magvételekkel cseréljük fel.

LE FORAGE PROFOND DIRIGÉ DE RECHERCHE DE MINERAI À MÁTRASZENTIMRE

Par A. VIDACS

Le filon dit Szentimre ne représente pas un seul remplissage de fissure, mais il s'agit probablement de deux filons principaux très voisins, accompagnés de filons moins considérables, éloignés du filon principal. L'épaisseur du filon principal double, en 153 à 168 m de profondeur verticale, fait quelque 10 m, dont les parties stériles occupent quelque 1,5 m. Les filons accessoires se placent au NE du filon principal, jusqu'à 77 m, leur épaisseur moyenne est de 0,5 à 1,2 m. De ce côté, le forage a traversé 5 veines accessoires considérables. Il est possible qu'il y ait quelques petits filons accessoires au SW du filon principal. L'inclinaison moyenne du filon principal est 80° SSW.

Dans le filon principal et dans le remplissage quartzeux des filons accessoires, on trouve des minerais exploitables de sphalérite-galène-chalcopirite, assez pauvres par rapport à l'épaisseur totale des filons. Puisque les échantillons de forage ont été artificiellement détruits, il a été impossible de déterminer la teneur en minerai d'une manière exacte; quand même les résultats ont indiqué qu'il valait la peine de continuer la prospection minière du filon et de ses environs.

* A fúrásnál alkalmazott technikai módszerek leírását lásd: FALLER G.: Ferdefúrás Mátraszentimrén. — Földt. Kutatás, az O. F. F. időszakos szakmai kiadványa. I. évf. 4. sz. pp. 7—8. Bpest, 1958.

НАКЛОННАЯ ГЛУБОКАЯ СКВАЖИНА ДЛЯ РАЗВЕДКИ РУДЫ В С. МАТРАСЕНТИМРЕ

А. ВИДАЧ

Жила „Сентимре” не является единичным, отдельным выполнением скважины, а она вероятно представляет собой двойную главную жилу, образованную жилами, протягивающимися в небольшом расстоянии друг от друга и сопровождаемую небольшими жилами, более отдаленными от главной жилы. Общая мощность двойной главной жилы, на глубине в 153—168 м до поверхности составляет примерно 10 м; из этого на мощность окружающих, безрудных боковых пород приходится около 1,5 м. Сопровождающие жилы расположены до расстояния 77 м от СВ-ой стороны главной жилы. Их мощность изменяется в среднем от 0,5 до 1,2 м. На этой стороне буром было пройдено 5 более значительных сопровождающих жил. Возможно, что и на ЮЗ-ой стороне жилы имеется несколько сопровождающих жил. Наклон главной жилы составляет в среднем 80° в ЮЮЗ-ом направлении.

В кварцевом выполнении как главной жилы, так и сопровождающих обнаруживается полезная рудоносность с содержанием сфалерита-галенита-медного колчедана, которая, по сравнению с общей мощностью жил, является скудной. Вследствие искусственного разрушения буровых проб точное определение фактического содержания руды не представилось возможным. Однако, результаты бурения делают обоснованным проведение перспективного шурфования в жиле и в ее окрестности.

A GYÖNGYÖSOROSZI VERESKŐI ÉRCKUTATÓ FERDE MÉLYFÚRÁS

Írta: VIDACS ALADÁR

Az 1956—57 évben a mátraszentimrei ólom-cinkérces kvarcteléren lefolytatott első kísérleti ferde mélyfúrás után a második, hasonló fúrás 1957—58 évben a gyöngyösoroszi bányateleptől D-re lévő ún. Vereskő teléres vonulatának megkutatására irányult. Ez az ÉÉNy—DDK-i csapású telérrendszerű vonulat a Toka-patakba ömlő Jegykő-patak torkolata tájékán bukkan felszínre és a külszíni kibúvásban kvarcitos-kalcedonos-baritos ásványtársaságáról ismeretes, melyhez kevés pirit is járul. Kovásodott anyagán a gyöngyösoroszi ércbánya teléreiben előforduló szalagos szerkezetet nem találjuk meg, mert a vonulatot alkotó sziklák anyaga egynemű. Határozott telérszegély sem észlelhető. A kovásodás fokozatosan megy át a felszín elbontott andezites kőzetébe. A Jegykő-patak torkolatának közelében, a pataktól D-re a telérszerű képletek vastagsága mintegy 2 m. A határozatlan telérszegély és szalagoság hiánya miatt rajtuk dőlést mérni nem lehet.

A szóban levő teléres összlet közelében észak felé a gyöngyösoroszi ércbánya Altáró-szintjének D-i irányban hajtott vágatai felszínközeli, kilúgzott szakaszba érnek, elszegényednek. Nem tudtuk, hogy a bánya D-i irányú ércszegényedése egyben az ércesedésnek is D-i lehatárolását jelzi-e? Minthogy a külszíni indikációk alapján nem látszott valószínűnek, hogy a vereskői-telér olyan műrevaló ércfeldúsulást tartalmazzon, mely az aknával és táróval való megkutatás anyagi befektetésével arányban állana, e helyre fúrást kellett telepíteni. A fúrás a vízszintestől számított 60°-os ferdeség mellett 236,10 m rudazatirányú talpmélységet ért el és néhány egészen szegény érces szakasz között a telérbibúvás alatti 62 m függőleges mélységben 0,22%-os cink-ólom tartalmú érces részt harántolt. Itt kb. 20 cm-es vastagságú szürke agyagos sávban 1—3 mm-es átmérőjű sötétbarna-fekete színű, rombdodekaédeses bennőtt szfaleritkristályok fordulnak elő. A második telérszerű vonulat külszíni kibúvása alatt 160 méternyi mélységben harántolt agyagásványos kőzetben csak nyomokban

mutatott Pb—Cu-tartalmat a vegyi elemzés. Külön figyelmet érdemel az átfúrt két teléres összlet közötti, nagy *kaolintartalmú* kőzet jelenléte.

Érdekes, hogy a fúrás sehol sem találkozott azzal a kemény, egészen kovásodott andezittel, amely a rudazat nyomvonala felett térképezhető. Ehelyett teljesen elbontott, szinte képlékeny anyagot talált még a teléres összletben is. A mélyfúrás másik érdekes tapasztalata a kezdőpont szintje alatti 25. méternél az ún. „*hólyagos andezit*” tekintélyes (mintegy 45 m-es) vastagságú összletének jelenléte. Ez a gázdús magmamaradék hatására keletkezett kőzetváltozat eddig csak a gyöngyösoroszi ércbánya Altáró-egyenes-irányvágatának kezdő szakaszáról volt ismeretes, ahol 86 m-rel magasabb szinten harántolták. A szintkülönbség összhangban áll a környezet külső morfológiai képével, amely É-ről D felé lépcsősen leszakadozott rögrendszer. Az elbontott andezitlávák és piroklasztikumok között mindkét átfúrt érces képződmény az említett „*hólyagos andezit*”-hez, mint mellékközethez kapcsolódik.

A fúrás azzal, hogy a gyöngyösoroszi bányateleptől D-i irányban 2—3 km távolságban teléres képződményben hasznos érces ásványtársulást állapított meg, elérte célját, mert ezzel bizonyítottuk arra, hogy a bányabeli jelenlegi kutatások D-i, elszegényedett vajúvégei nem jelentik egyúttal az érces terület határát. Tektonikai és morfológiai jelenségek alapján valószínű, hogy a bánya mélyebb szintjein a produktív ércezés D-i irányban tovább követhető.

(A fúrás részletes ismertetését VIDACS A.: A gyöngyösoroszi vereskői érc-kutató ferde mélyfúrás, 1957—58. c. kéziratot jelentése tartalmazza. — M. Áll. Földtani Int. Adattár.)

LE FORAGE PROFOND DIRIGÉ AU VERESKŐ DE GYÖNGYÖSOROSZI

Par A. VIDACS

Au cours du levé de surface, nous avons observé une chaîne d'affleurements filoniformes, dirigée de NNW à SSE (filon de Vereskő), de 2 à 3 km au S des filons de minerai de plomb et zinc, exploités par les mines de Gyöngyösoroszi. Sa paragenèse minérale consiste en quartzite, calcédoine, baryte et peu de pyrite. La structure des affleurements des filons ne présente pas les bandes qui caractérisent les filons hydrothermaux de Gyöngyösoroszi.

En 1957—1958, nous avons établi un forage dirigé sur ces formations-là, et en 62 m de profondeur verticale, le forage a traversé du minerai pauvre à zinc et plomb (0,22% de Zn+Pb). Par conséquent, ce forage indique, que les bouts méridionaux des prospections actuelles,

devenant pauvres, ne représentent pas la limite du S de la minéralisation. Sur la base des données tectoniques et morphologiques, il est bien probable que la minéralisation productive se poursuive vers le S, dans les niveaux profonds de la mine.

Une autre expérience intéressante de ce forage profond c'est l'apparition de l'andésite dite „bulleuse”. Jusqu'ici, cette variété de roche, produite sous l'action du magma résiduel riche en gaz, n'a été connue que dans la partie du S de la mine, dans la galerie. La présence de cette roche fortifie la supposition selon laquelle existe un rapport génétique entre l'andésite „bulleuse” et la minéralisation.

НАКЛОННАЯ, ГЛУБОКАЯ, РУДОРАЗВЕДОЧНАЯ СКВАЖИНА „ВЕРЕШКЁ” В ОКР. С. ДЬЕНДЬЁШОРОСИ

А. ВИДАЧ

На 2—3 км южнее свинцово-цинковорудных жил, эксплуатируемых рудником с. Дьендьешороси при картировании поверхности было определено наличие полосы выходов, простирающейся в направлении ССЗ—ЮЮВ и сложенной системой жил (т. н. жила „Верешкё”). В состав ее парагенезы входят кварцит, халцедон, барит, с небольшим количеством колчедана. На структуре выходов жил не наблюдается полосчатость, характерная для гидротермальных жил с. Дьендьешороси.

В 1957—58 гг. эти образования были разведаны наклонным глубоким бурением, и на вертикальной глубине в 62 м до выхода жилы буром была пройдена цинковосвинцовоносная убогая руда (0,22% Zn + Pb). Следовательно, бурение приносит доказательство того, что передовые забои настоящих шурфований в руднике, разубоженные в Ю-ом направлении, не представляют собой одновременно и Ю-ую границу оруденения. На основании тектонических и морфологических явлений кажется вероятным, что в более глубоких горизонтах рудника продуктивное оруденение прослеживается дальше в Ю-ом направлении.

Другим интересным опытом глубокого бурения является установление наличия т. н. „ноздrevатого андезита”. Эта разновидность породы, возникшая под действием сильно газоносного остатка магмы, до сих пор была известна только в Ю-ой части рудника, в начальном штреке штолни. Наличием этой боковой породы подтверждается предположение, что между „ноздrevатым андезитом” и оруденением имеется генетическая связь.

A SZILVÁSVÁRADTÓL DK-RE LEVŐ TERÜLET FELÉPÍTÉSE

(Jelentés az 1957. évi térképezésről)

(XII. sz. melléklettel)

Írta: JÁMBOR ÁRON

A Középbérc és az Ablakoskővölgy közti terület 1 : 5000-es méretarányú földtani térképezésének célja az eddigi leírásokban és térképeken mutakozó ellentétek feloldása volt.

A *felső-karbon palasorozat* legfelső rétegei közé 1,5 m vastag, finomszemcséjű, *krinoideás konglomerátum* települ, amely a Szilvásvárads—Lilla-füred-i műút tótfaluvölgyi szerpentinjében három helyen is föl van tárva.

A *felső-karbon mészkő* másutt megkülönböztethető két szintjét a feltárási viszonyok és a lencsés település miatt itt nem lehet elkülöníteni. Ahol pedig a mészkövek hiányoznak, ott a határ a szürke agyagpalák és a feljebb következő tarka sorozat között meglehetősen bizonytalan. A mészkő sötétszürke, vékonyréteges vagy tömeges megjelenésű. Gyakoriak benne a *korallok* (10), de akadnak *brachiopodák* (Ölyvesvölgy) és *fusulinidák* (Ölyvesvölgy, Éleskővár) is. Az utóbbiak (*Pseudotriticites* sp., *Fusulinella schwagerinoidea* DEPR., *F. ex gr. bocki* MOELL., *Fusulina* cf. *elegans* RAUS. et BEL.) ROZOVSKÁJA, Sz. E. szerint a moszkvai emelet felső részének jellemző alakjai. A mészkő és a tűzkő vegyi összetétele gyengén dolomitos:

Leőhely	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	Izz. veszt.	Oldhatatlan maradék
J 4/57	—	0,11	0,18	0,16	90,10	5,01	43,36	1,92
J 68/57	—	0,14	0,20	0,12	95,94	4,60	42,45	1,47
J 44/57	83,50	0,08	0,16	1,78	1,69	9,61	8,03	—

Az *alsó-perm tarka sorozat* a felső-karbon mészkőhiánya esetén középszemű szürke homokkő átmenettel fejlődik ki a felső-karbon palából; majd lila, az előbbinél finomabb szemcséjű muszkovitos homokkőrétegek iktatódnak közbe s végül zöld kloritos homokkő zárja le ezt a rétegsort.

Ezután a *felső-perm sötétszürke, algás mészkőve* következik, amelybe több helyen hasonló színű, cukorszövetű dolomitrétegek települnek (Ablakoskövölgy, Gerennaváralja, Hollókőlápa). A mészkő legfelső rétegei között, a Rónabikk Ny-i oldalában levő kőfejtőkben, ugyanolyan lila márgarétegeket találunk, mint a Garadnavölgy középső szakaszán.

A felső-perm mészkőre következő hármasszortatú *alsó-triász* rétegsor legalsó, *oolitos szürke mészkővének* felső rétegei közé néhány fehér és vörshomokos mészkőréteg települ (Eszteafő, Gerennavár). Az oolitos mészkő közvetlen fedőjében, a Kukucsólápától a Középbércig, hasonló megjelenésű, de *szaruköves mészkő* van. A Kukucsólápától az Ablakoskövölgyig ellenben *lila és zöld agyagpala* következik az oolitos mészkőre. Ezen agyagpala felett aztán *sárga mézspala, zöld agyagpala és sötétszürke mészkő* sűrű váltakozásából felépített rétegcsoport települ. A mészkövek egy része itt is oolitos szövetű.

A soron következő *alsó-anizuszi dolomit* mindenütt igen breccsás és csak keskeny sávokban lép fel a nagy tektonikai igénybevétel miatt. Legfelső rétegei fölött 2—3 m vastag, tűzköves dolomitos mészkő települ. Oldhatatlan maradéka részben üledékes, részben metasomatikus kovaanyag, ez utóbbi a fedő eruptívumoknak a karbonátos összletre való ráömlésével kapcsolatos.

A *középső-anizuszi eruptív sorozat* gyakran megszakadó vonulatának felépítésében a terület K-i szélén, ahol a sorozat a legteljesebb, tufák is részt vesznek, de Ny felé, az erősebb tektonikai igénybevétel miatt, csak a sötétlila lávaközetek maradtak meg. Az egész eruptív sorozat makroszkóposan nagyon hasonló a ladini eruptívumokhoz. Ha azonban gyakorisági diagramokban tüntetjük föl a K-i és É-i Bükk anizuszi, ladini és ennél fiatalabb (kvarcporfir) vulkanitjainak eddig rendelkezésre álló elemzési eredményeit (11—23), akkor rögtön kitűnik az anizuszi vulkanizmusnak a nála fiatalabbakhoz képest önálló jellege. Ez a SiO₂ diagramjából a legszembetűnőbb. A SiO₂-görbékből olvashatjuk ki, hogy az anizuszi eruptívumok az ortofirekhez (paleotrachit) állnak legközelebb, bár vannak a pikrit és a kvarcporfirit területére átterjedő típusaik is.

Az eruptívumok felett a terület K-i és Ny-i szélén a hófehér, pados megjelenésű *felső-anizuszi mészkő* települ, mely az egész rétegsor kémiaiilag legtisztább karbonátos kőzete.

Az ennek fedőjében lévő, s a *ladini emeletbe* tartozó rétegsor két részre különül. Alul nagyon változékony, törmelékes és karbonátoskovás fáciesekből felépített összlet foglal helyet, felette tisztán karbonátos rétegek települnek.

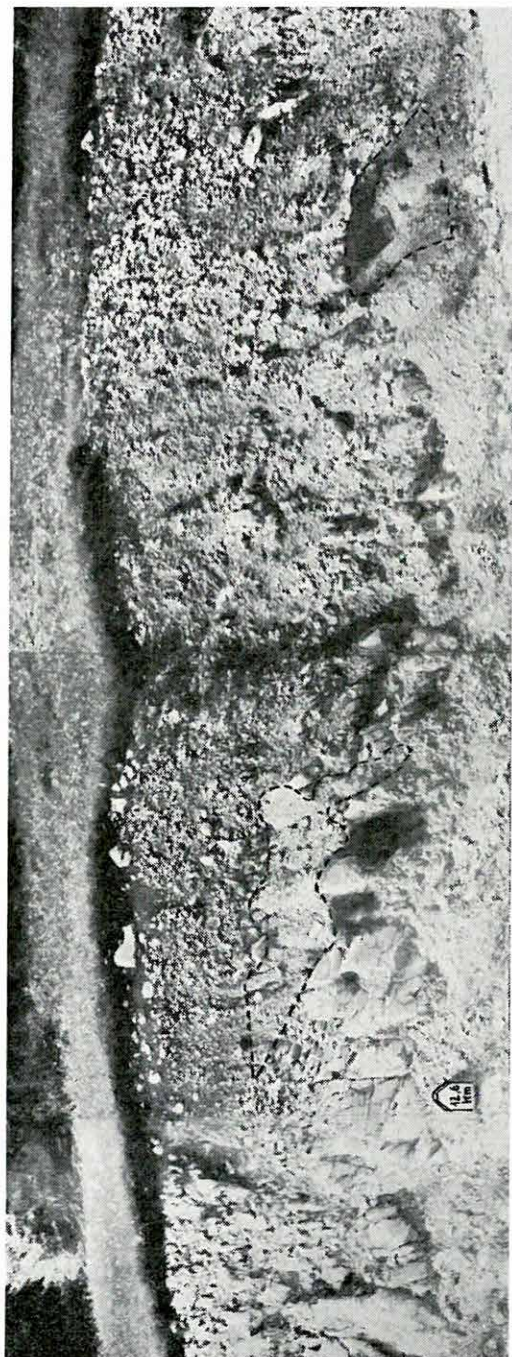
a) Az alsó, törmelékes kifejlődés sötétszürke agyagpala- és zöldes-szürke homokkőrétegekből áll, amelyek közé a terület Ny-i felén helyenként szürke, esetleg barnásszürke szaruköves mészkő és egy helyen (az Alsó Szalajkaforrástól DNy-ra 800 m-re) vörösszürke, vékonyréteges kovapala települ. Az agyagpalából a Máriabánya alól néhány *krinoidea nyéltaglenyomat* került elő.

Az eddig ismert mangánérclelőhelyen kívül (Katonasírnýereg) a Gloriette-tisztás K-i sarkában, a kisvasút bevágásából is előkerültek 2—3 cm átmérőjű, amorf MnO_2 -ből álló gumók, 8,50% Fe_2O_3 és 13,34% SiO_2 mellett 35,54% MnO -tartalommal. Az agyagpala felső rétegei közé a Horotnavölgyben és a Gloriette-tisztástól 100 m-re K-re zöldeslila, préselt diabáztufa települ, amely mikroszkópos szövetében és összetételében megegyezik a Kisfennsík hasonló rétegtani helyzetű diabáztufáival. Ezzel kapcsolatban a „Máriabánya” felett tufás tűzköves mészkövet is találunk két kicsi foltban. E képződmények fölött szürkésfehér kovalencse figyelhető meg, amely helyzete és szövete alapján üledékes eredetűnek látszik. Az egész rétegcsoportot a Szalajkavölgy felső részétől K-re, jól megfigyelhető fáciesátmenettel, tűzköves mészkő váltja fel. A fáciesátmenet környékén az egyes tűzköves mészkőnyelvek alján rózsaszínű, krinoideás, kagylóhéjtörmelékes mészkő van. Mikroszkóp alatt jól látható, hogy a vázdarabok apró likacsainak egy részét limonit tölti ki. A tűzköves mészkő világosszürke, vékonyréteges, esetleg lemezes. Tűzkövei zsinór vagy lencse alakúak; színük piszkosszürke vagy vörös.

b) A *tiszta karbonátos kifejlődést* a halványszürkés-fehér, ún. fennsíkmészkő képviseli. Agyagpalával érintkező határai élesek, de ahol tűzköves mészkőre települ, ott rétegváltakozásos átmenet figyelhető meg a két mészkő között. Ha a kukucsólapai — már fennsíkmészkőbe települő — kovás-hematitot azonosítjuk az agyagpalából említett kovás képződménnyel, akkor K felé haladva a fennsíkmészkő keletkezésének korábbi megindulását állapíthatjuk meg. Még nyilvánvalóbbá válik ez, ha a létrástetői hematitos kvarcitot is figyelembe vesszük. A kukucsólapai hematitsávós mészkő érces kovaanyaga nyilván tengeralatti exhalációs tevékenységből származik.

A fennsíkmészkő 5—10 cm-es rétegein belül vékonyosávós; világosabb és sötétebbszürke sávokból van összetéve. Jó feltárásban megfigyelhető egy magasabbrendű, erősebben kihangsúlyozott rétegzettség is, amelynek vastagsága 5—7 m. Nagyon gyakoriak a fennsíkmészkő oldott réteglapjain vagy harántfelületein bizonytalan körvonalú, valószínűleg szerves eredetű alakzatok is. A területen levő fennsíkmészkő, sávossága révén erősen különbözik a Kisfennsík valószínűleg fiatalabb, oolitos-molluszkomos mészkővétől.

Ladininál fiatalabb kőzeteket csak eróziós foszlányokban találunk, részben a szilvásvárad-lillafüredi műút bevágásaiban feltárt karsztos

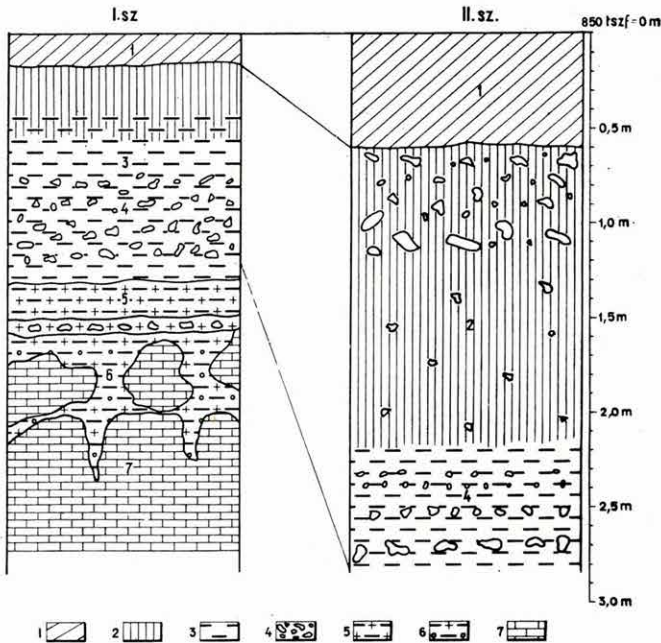


I. ábra. A Szilvásvárád-Lillafüred-i műút bevágása a Feketesáron, a 12,6 km-nél (a bekeretezett részek miocén kőzetekkel kitöltött karsztos üregek)

Fig. 1. Déblai de la chaussée Szilvásvárád—Lillafüred, près de Feketesár, à 12,6 km (les parties encadrées représentent des cavités karstiques remplies de roches miocènes)

Рис. 1. Выемка на шоссе Сильвашварад-Лиллафюред у Фекетешара при 12,6 км (обрамленные части представляют собой карстовые воронки, заполненные миоценовыми породами)

üregekben, részben pedig a rétegsapással vagy dőléssel egyirányú fő töbör soroktól oldalt eső, kitöltött, illetve a holocénben tovább nem oldott töbrök alján, *laza, csillámos homok és homokos tufit*, elvértve fűrőkaagy-lók-

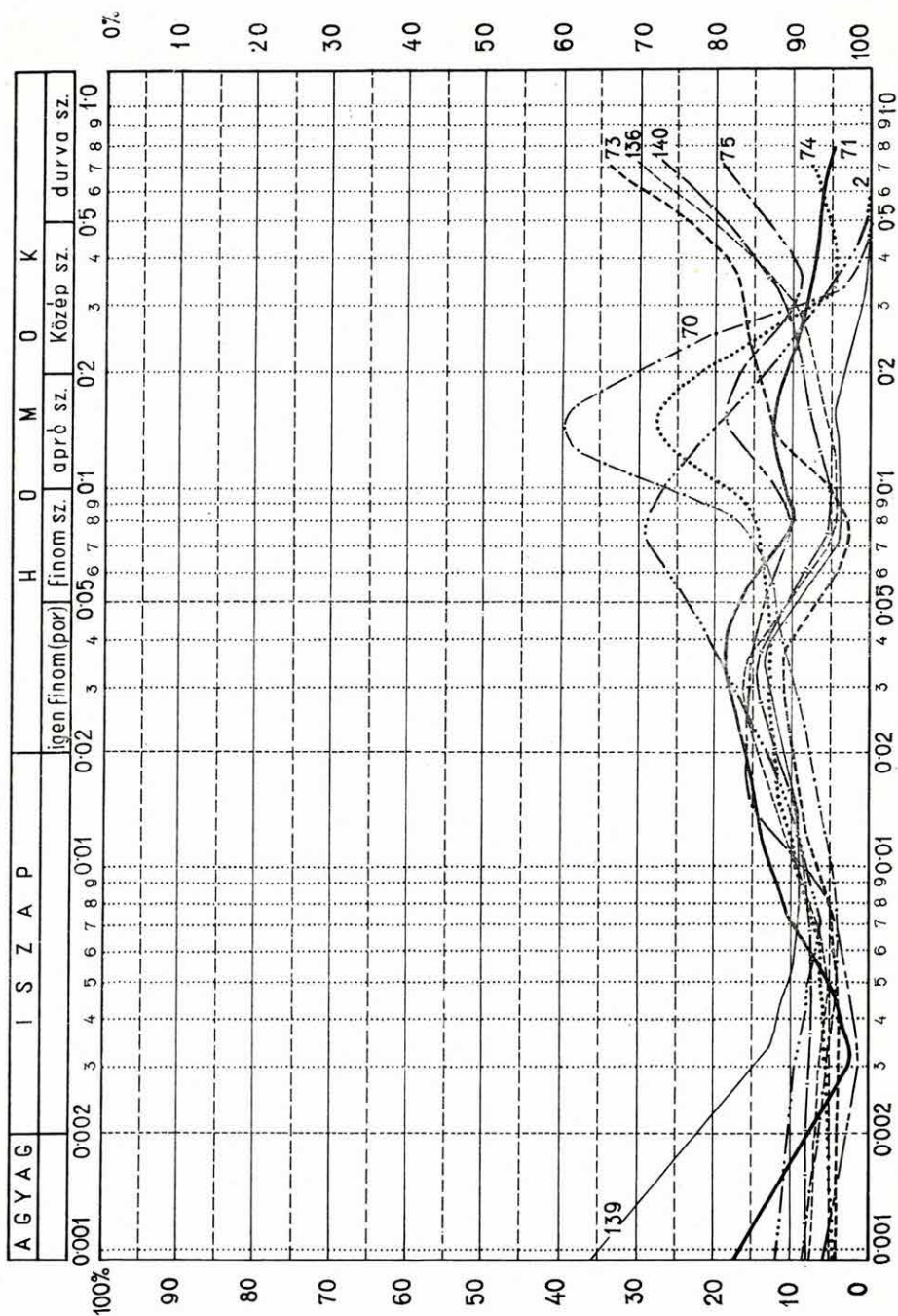


2. ábra. Kutatógödör-szelvények a bükkfennsíki Hutabérc és Feketesár között. *Jelmagyarázat:* Holocén: 1. barnásszürke erdei talaj. Würm: 2. sárga lösz, 3. vörös agyag. Riss/Würm: 4. középső-triász mészkő törmeléke. Miocén: 5. riolittufás agyag, 6. kavicsos, riolittufás agyag. Középső-triász, ladini emelet: 7. fehér mészkő

Fig. 2. Profils des fosses de recherches entre Hutabérc et Feketesár, au haut-plateau du Bükk. *Légende:* Holocène: 1. sol forestier, gris brunâtre. Würm: 2. loess jaune, 3. argile rouge. Riss/Würm: 4. détritrus de calcaire triasique moyen. Miocène: 5. argile à tuf rhyolitique, 6. argile caillouteuse, à tuf rhyolitique. Triasique moyen, étage ladinien: 7. calcaire blanc

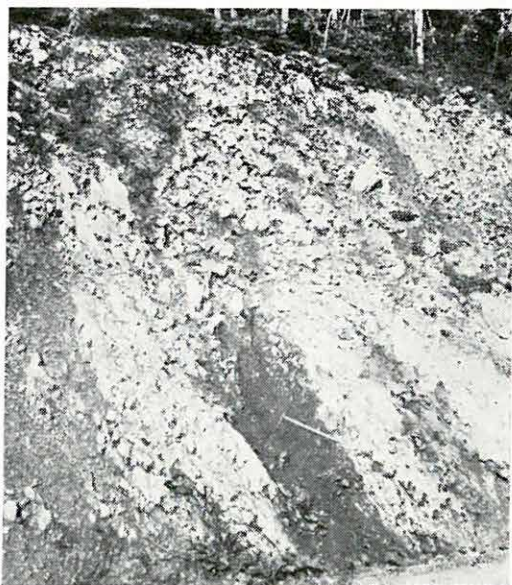
Puc. 2. Разрезы разведочных выемок на Бюккском плато между Гутаберц и Фекетешар. *Легенда:* Голоцен: 1. буроватосерая лесная почва. Вюрм: 2. желтый лёсс, 3. красная глина. Рисс/вюрм: 4. обломки среднетриасовых известняков. Миоцен: 5. глина с риолитовыми туфами, 6. гравелистая глина с риолитовыми туфами. Средний-триас, ладинский ярус: 7. белый известняк

tól megfűrt *kavics* alakjában. A műút mellett 4 karsztos üregben sikerült megtalálni ezeket a kőzeteket: a 11,8 km-nél, a 12,6 km-nél (1. ábra) és a 13,9 km-nél, ezenkívül a Mélysárbérc É-i végénél levő töbör alját feltáró kutatóaknában (2. ábra). A homokos anyagok szemcseeloszlási diagramja (3. ábra) egy gyengébb és egy vagy két erősebb maximumot mutat. Az erősebb maximumokat riolittufaásványok okozzák. E köze-



tekben kivétel nélkül több-kevesebb riolituffa-ásvány is van: főleg dihexagonális kvarc, ilmenit, biotit; elvétve akad turmalin, zirkon, amfibol és egy-egy gránátszemce. Az agyagásványok közül montmorillonit, kaolinit és illit jelenik meg. Szerves maradvány majdnem minden mintánkból előkerült, sajnos, kort meg nem határozó minőségben. Csak egy mintában volt 1 db. *Quinqueloculina* sp. Ugyanazon mintában süntüsketőredékeket, 2 mintában apró csigaköbeleket, 7 mintában kagylóhéjtörmelék, 5 mintában halfogakat találtunk. Ezek az ősmaradványok tengeri eredetet bizonyítanak, a bezáró kőzetek kora azonban csak a kőzettani egyezés alapján mondható mediterránnak.

A jelenben tovább nem oldódó töbrök alján 1—2 m vastag pleisztocén üledéket is sikerült feltárni (2. és 4. ábra). A talajtakaró alatt ui. sárga, lösz-



4. ábra. Vörösayag a fennsíkmérszű hasadékaiban a Szilvásvárad—Lillafüred-i műút bevágásában, a 11,7 km-nél, a Kukucsó-hegy K-i oldalában

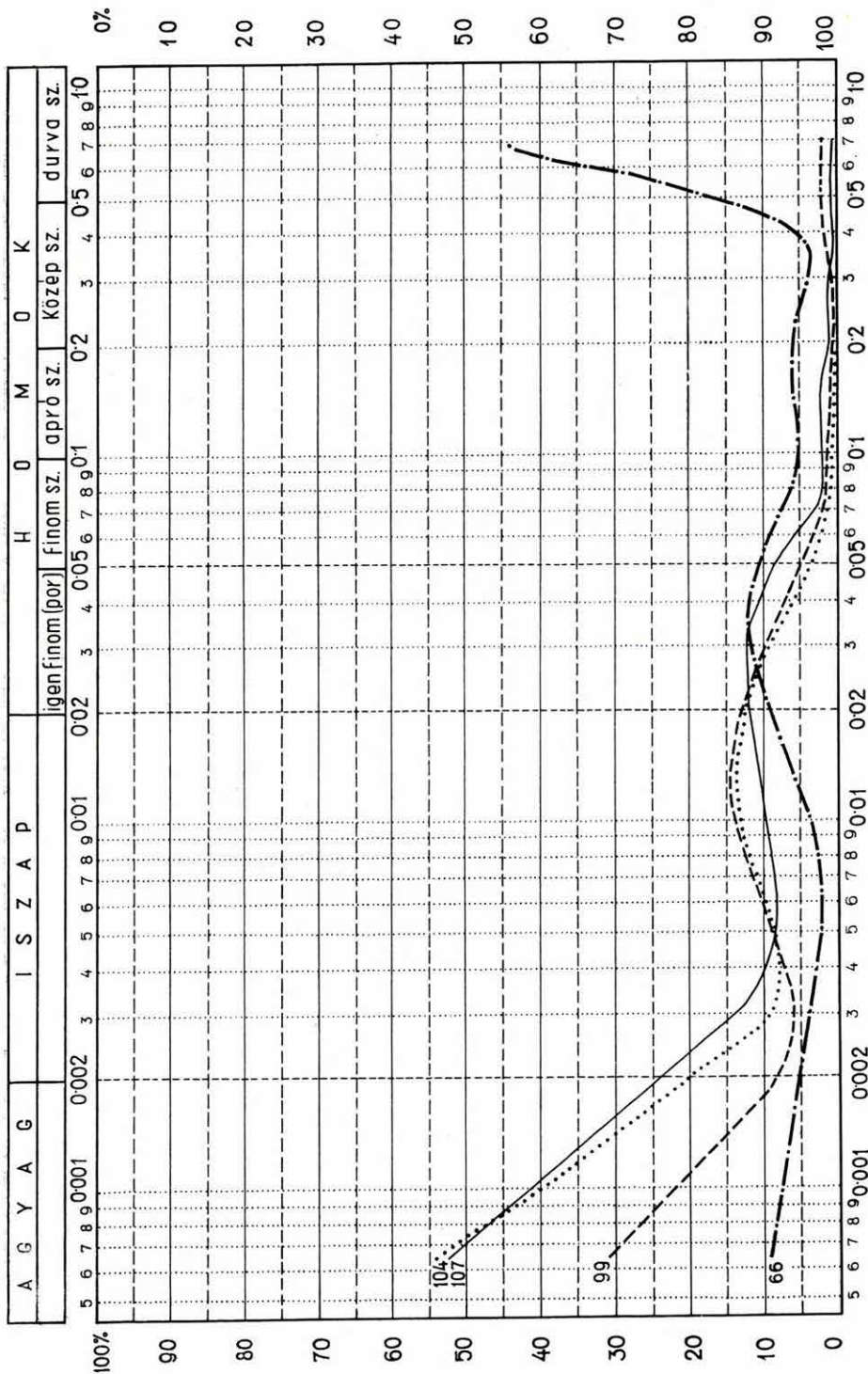
Fig. 4. Argile rouge dans la fente du calcaire de haut-plateau, dans le coup de la chaussée Szilvásvárad—Lillafüred, à 11,7 km, au versant E du mont Kukucsóhegy

Рис. 4. Красная глина в трещине платформенного известняка в выемке шоссе Сильвашварад—Лиллафюред, при 11,7 км, на В-ном склоне горы Кукучоходь

3. ábra. Szemcseösszetételi görbe. *Jelmagyarázat:* 2. agyagos homok a Szilvásvárad—Lillafüred-i műút 11,8 km-étől; 70. muszkovitos homok a Szilvásvárad—Lillafüred-i műút 12,6 km-étől; 73. agyagos tuffit, u. ott; 74. homokos agyag, u. ott; 75. homokos agyag, u. ott; 71. agyagos tuffit, u. ott; 136. agyagos tuffit, mélysárbérci kutatóaknából; 139. ua.; 140. ua. A minták miocén korúak, Bükkfennsík +850 m tszf. magasságból

Fig. 3. Courbe granulométrique. *Légende:* 2. sable argileux du 11,8 km de la chaussée Szilvásvárad—Lillafüred; 70. sable à muscovite du 12,6 km de la chaussée Szilvásvárad—Lillafüred; 73. tuffite argileuse, là-même; 74. argile sableuse, là-même; 75. argile sableuse, là-même; 71. tuffite argileuse, là-même; 136. tuffite argileuse, du puits de recherche du Mélysárbérc; 139. même; 140. même. Les échantillons sont d'âge miocène, haut-plateau du Bükk, +850 m altitude absolue

Рис. 3. Кривая гранулометрического состава. *Легенда:* 2. глинистый песок от 11,8 км шоссе Сильвашварад—Лиллафюред; 70. мусковитовый песок от 12,6 км шоссе Сильвашварад—Лиллафюред; 73. глинистый туффит — там же; 74. песчанитая глина — там же; 75. песчанитая глина — там же; 71. глинистый туффит — там же; 136. глинистый туффит из мельшарберецкого шурфа; 139. то же; 140. то же; пробы имеют миоценовый возраст и взяты на Бюккском плато при высоте в +850 м над уровнем моря



szerű anyagot értünk el (+850 m tszf. magasságban), amely alatt változó vastagságú, vörösbarna vályogszint, majd egy mészkőtörmelées vörösbarna agyagréteg következett, ez alatt ismét barnászörös vályogszinten haladtunk át. A szemcseösszetételi görbék is egyértelműen bizonyítják e kőzetek löszös eredetét.

A Bükkfennsík karsztos hasadékaiban található *vörös agyagok* (4. ábra) ásványtani összetételük és szemcseeloszlási görbéik (5. ábra) alapján a régebben nagyobb mennyiségben levő miocén és pleisztocén kőzetek lepusztulásából keletkeztek, többszöri áthalmazás útján. Emellett szól kémiai összetételük is (J 108/57 jelzésű minta a Mélysárbérc DNy-i végéből): $\text{SiO}_2 = 18,95\%$, $\text{TiO}_2 = 0,76\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,53\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4,94\%$, $\text{CaO} = 32,32\%$, $\text{MgO} = 0,27\%$, $\text{CO}_2 = 22,02\%$, izz. vesz. = $8,76\%$.

Kísérletképpen néhány talajminta szemcseeloszlási diagramját is elkészítettem. Ezek a talajok löszös származását bizonyítják.

* * *

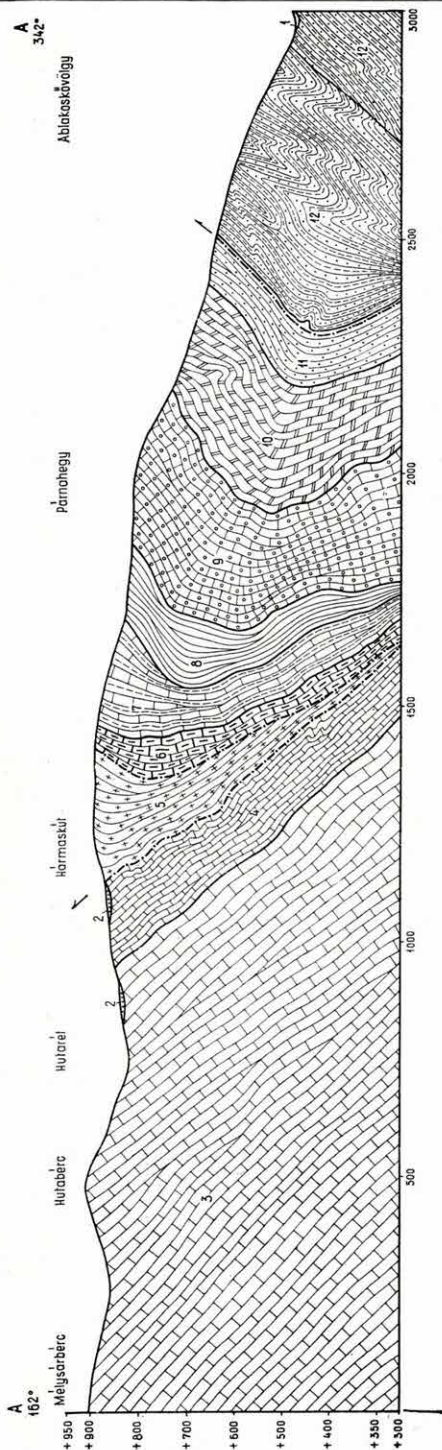
A szilvásvárad terület a lillafüredi átbuktatott antiklinális (I) D-i szárnyához tartozik. Az egyes vonulatok csapásiránya az Ablakoskő-völgytől a Rónabikk gerincéig Ny—K-i; itt hirtelen DNy—ÉK-ire fordul (XII. sz. melléklet), s így húzódik a terület Ny-i széléig. A ladini szaruköves mészkő, illetve agyagpala és a felső-karbon agyagpala között levő, az alsó-permtől a felső-anizusziig terjedő rétegsor, amely az Ablakoskő-völgynél még 1,5 km széles sávot alkot, a Rónabikk gerincéig lassan, innét a Középbércig ellenben fokozottabb mértékben elkeskenyedik úgy, hogy az Alsó Szalajkaforrásnál már csak mintegy 270 m széles. Ez az elkeskenyedés az egyes rétegek, sőt egész rétegcsoportok kihengerlődése folytán jött létre.

Az átbuktatottság általában itt is fennáll. A ladini fennsíkmészkő *mindig*, a szaruköves mészkő pedig *többszöri* D felé *átbuktatott* helyzetű. Az alsó-perm tarka sorozattól a felső-anizusziig terjedő rétegcsoport

5. ábra. Szemcseösszetételi görbe. *Jelmagyarázat: 66.* barnászörös barlangi agyag; *99.* vörösgyag a fennsíkmészkő karsztos hasadékaiból; *107.* ua.; *104.* vörösgyagos mészkő oldási maradéka. A minták áthalmazott pleisztocén eredetű anyagok. Bükkfennsík +850 m tszf. magasságból

Fig. 5. Courbes granulométriques. *Légende: 66.* argile rouge brunâtre, de caverne; *99.* argile rouge de la fente karstique du calcaire de haut-plateau; *107.* la même; *104.* résidu de solution du calcaire argileux rouge. Les échantillons sont des matières pléistocènes remaniées. Haut-plateau du Bükk, +850 m d'altitude absolue

Рис. 5. Кривая гранулометрического состава. *Легенда: 66.* буроватокрасная пещерная глина; *99.* красная глина из карстовой трещины платформенного известняка; *107.* то же; *104.* сухой остаток красно-глинистого известняка. Пробы являются переотложенными материалами плейстоценового возраста. Бюккское плато — при высоте в +850 м над уровнем моря



6. ábra. Földtani szelvény a Bükkfennsík ÉNy-i széléről. *Jelmagyarázat:* Holocén-pleisztocén: 1. patakhordalék, 2. lejtőtörmelék. Ladinai: 3. fehér, jól rétegzett mészkő, 4. vékonyréteges, szaruköves mészkő. Anizusi: 5. lila eruptívum, 6. szürke dolomit. Werfeni: 7. sötétzürke mészkő és agyagpala, 8. zöld és lila agyagpala, 9. szürke „oolitos” mészkő. Felső-perm: 10. fekete, mészalgas mészkő és dolomit. Alsó-perm: 11. fehér és lila homokkő, 12. zöld agyagpala. Felső-karbon: 12. sötétzürke agyagpala, homokkő. — — — — — = feltalóási vonal rétegtimaradással

Fig. 6. Profil géologique du bord NW du haut-plateau du Bükk. *Légende:* Holocène-Pléistocène: 1. Alluvions de ruisseau, 2. éboulis. Ladinien: 3. calcaire blanc, bien stratifié, 4. calcaire à silex, à couches fines. Anisien: 5. roche éruptive violette, 6. dolomie grise. Werfénien: 7. calcaire et schiste argileux, gris foncé, 8. schiste argileux vert et violet, 9. calcaire gris, „oolitique”. Permien supérieur: 10. calcaire et dolomie, noirs, à algues calcaires. Permien inférieur: 11. grès blanc et violet, schiste argileux vert. Carbonifère supérieur: 12. schiste argileux, grès, gris foncé. — — — — — = ligne de chevauchement avec lacune

Рис. 6. Геологический разрез СЗ-ного борта Бюккского плато. *Легенда:* Голоцен-плейстоцен: 1. нанос ручья, 2. осыпь, Ладин: 3. белый, хорошо слоистый известняк, 4. тонкослоистый, роговиковый известняк. Анизийский ярус: 5. фиолетовая изверженная порода, 6. серый доломит. Верфенский ярус: 7. темносерый известняк и глинистый сланец, 8. зеленый и фиолетовый глинистый сланец, 9. серый „оолитовый” известняк. Верхняя перм: 10. черные известняки и доломиты с известняковыми водорослями. Нижняя перм: 11. белый и фиолетовый песчаник и зеленый глинистый сланец. Верхний карбон: 12. темносерые глинистые сланцы, песчаники. — — — — — = линия надвигания с выпадением слоев

ellenben *gyakran déli dőlésű, át nem buktatott helyzetű*. Ezek a részek nyilván az antiklinális homlokrészéhez tartoznak. A felső-karbon agyagpalában déli dölések uralkodnak, de északiak is előfordulnak (6. ábra). A Gerennavár aljától a Tótfaluvölgy felső részéig terjedő műútszakaszon gyűjtött 39 irányított mintán, felületi csiszolatok segítségével, megvizsgáltam a rétegek eredeti vagy átbuktatott helyzetét. A minták 85%-a déli dőlésű volt. A déli dőlésű rétegminták 77%-a átbuktatott, 23%-a pedig át nem buktatott helyzetű. Az északi dőlésű minták 50—50%-a átbuktatott, illetve át nem buktatott helyzetű volt. Ebből biztosan csak azt állapíthatjuk meg, hogy ez a rétegcsoport erősebben gyüredezett, mint a többi. A jelenséget egy régebbi szerkezeti mozgás hatásának is tulajdoníthatnók, de akkor diszkordanciát kellene feltételeznünk a felső-karbon agyagpala és az alsó-perm tarka sorozat között. Másik lehetőség, hogy az agyagpala-összlet nagyobb képlékenységből adódó diszharmónikus gyüredezettséggel magyarázzuk ezt a jelenséget.

A felső-karbon agyagpalaösszlet másik szerkezeti jellemzője a keskeny szakaszokon, de gyakran megjelenő *harántpaláság*, amelynek 6 sorozatmérés és 20 egyedi mérés alapján, csak egy-egy harántpalás zónán belül van határozott közös iránya. Ezért külső megjelenése alapján nagyon hasonlít a litoklázisokra, azoktól csupán többé-kevésbé „hullámos” lefutású lapja különbözteti meg. Ugyanis a keményebb homokkőrétegeken meredekebben halad át a paláság síkja, mint a puhább agyagpalákon. Vékony- és felületi csiszolatban nagyon szembetűnő a harántpaláság, mert a harántpaláság síkjai mellett az eredetileg sík réteglapok kifodrozódtak. Ez a paláság síkjai mentén történt apró, félig plasztikus elmozdulásokról tanuskodik. Miután az agyagpala gyűrődése ilyen félpasztikus állapotban történt, joggal tehetjük fel, hogy a harántpalásodás egyidejű a gyűrődéssel. Harántpaláság nyilván ott jött létre, ahol a réteglapok nem voltak merőlegesek a nyomóerő irányára. Ez volt a terület első jelentős szerkezeti mozgása, ami a permo-karbon és triász rétegek azonos szerkezetbe gyűrődését hozta létre, É—D-i nyomóerőirányok mellett. Feltehető, hogy az átbuktatottság is evel egyidőben keletkezett. A második fő szerkezeti elem a rétegeknek a Rónabikkgerincen észlelt csapásfordulásában fogható meg. Ennek kialakulása D-ről É-ra irányuló volt és az egész Bükk tömege részt vehetett benne. A D-ről É-ra tolódó gyűrt tömeg nekitolódott az Upponyi-hegységet és a Bükkhegységet elválasztó, DNy—ÉK-i csapásirányú szerkezeti síknak és a hegység Ny-i részének rétegei ehhez hozzáidomulva nyerték DNy—ÉK-i csapásirányukat, miközben a mozgásban résztvevő rétegek kihengerlődvé elkeskenyedtek, sőt ki is maradtak. A merevebb fennsíkméző-tömegben és annak határán pedig erős rétegekzi mozgások léptek fel.

A harmadik mozgási fázis a litoklázisok segítségével fogható meg.

A negyedik mozgási szakasz a fennsíknak a jelenlegi 850—950 m magasságra való emelkedésében jelentkezik. Ez a kiemelkedés ugyan-

azon síkok mellett mehetett végbe, amelyek mellett a fő réteghengerek lődések történtek.

IRODALOM

1. BALOGH K.: Hámor környékének triász rétegei. — Földt. Közl. **81.** 4—6 1951.
2. BALOGH K.: Földtani térképezés az É-i Bükkben. (Jelentés az 1956. évi térképezésről.) — Földt. Int. Adattár. Kézirat. 1952.
3. BALOGH K.: A paleozóikum. (Magyarázó Magyarország 300 000-es földt. térképéhez.) — Földt. Int. Kiadv. 1957.
4. MEZŐSI J.: A borsodi Bükkhegység közettartományi helyzete. — Acta Univ. Szeged. **4.** 1951.
5. PANTÓ G.: Az eruptívumok helyzete Diósgyőr és Bükk-szentkereszt között. — Földt. Közl. **81.** 4—6. 1951.
6. SCHRÉTER Z.: A Bükkhegység ÉNy-i része. — Földt. Int. Évi Jel. az 1913. évről. 1914.
7. SCHRÉTER Z.: A Bükkhegység triász képződményei. — Földt. Közl. **65.** 4—6. 1935.
8. SCHRÉTER Z.: A Bükkhegység geológiája. — Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló a Vitaülésekről. 1943.
9. SCHRÉTER Z.: Földtani vizsgálatok Nagyvisnyó vidékén. — Földt. Int. Évi Jel. az 1951. évről. 1953.
10. SCHRÉTER Z.: Földtani újratérképezés Szilvásvárad környékén. — Földt. Int. Évi Jel. az 1952. évről. 1954.
11. SZENTPÉTERY, Zs.: Gepresste Gesteinstypen von Lillafüred. — Acta Chem. Min. et Phys. **I.** 1928.
12. SZENTPÉTERY, Zs.: Eruptivserie im Savóstale bei Lillafüred. — Acta Chem. Min. et Phys. **I.** 1929.
13. SZENTPÉTERY, Zs.: Neuere Beiträge zur Petrologie des Lillafüreder Savóstales. — Acta Chem. Min. et Phys. **II.** 1930.
14. SZENTPÉTERY Zs.: Bagolyhegy quarzporphyrja Lillafüred mellett. — Acta Chem. Min. et Phys. 1931.
15. SZENTPÉTERY, Zs.: Quarzporphyr des Bagolyberges bei Lillafüred. — Acta Chem. Min. et Phys. **II.** 1931.
16. SZENTPÉTERY, Zs.: Porphyritserie ober Hámor im Bükkgebirge. — Acta Chem. Min. et Phys. **III.** 1934.
17. SZENTPÉTERY, Zs.: Petrologische Verhältnisse des Fehérköberges und detaillierte Physiographie seiner Eruptivgesteine. — Acta Chem. Min. et Phys. **IV.** 1934.
18. SZENTPÉTERY Zs.: Fehérkő aljának eruptív része Lillafürednél. — M. Tud. Akad. Mat. Term. Tud. Ért. **LII.** 1935.
19. SZENTPÉTERY Zs.: Lillafüredi Szentistvánhegy eruptívumainak általános közettani viszonyai. — M. Tud. Akad. Mat. Term. Tud. Ért. **LIV.** 1935.
20. SZENTPÉTERY, Zs.: Stratovulkanischer Teil des Szentistvánberges im Bükkgebirge. — Acta. Chem. Min. et Phys. **V.** 1937.
21. SZENTPÉTERY Zs.: Bükkhegységi Kerekhegy eruptívumai. — Földt. Közl. **74.** 1947.
22. SZENTPÉTERY Zs.: Adatok a bükkhegységi diabáz ismeretéhez. — Földt. Közl. **80.** 4—6. 1950.
23. SZENTPÉTERY Zs.: Az újhutaí Lőrinc-hegy diabáz fajtái a Bükkhegységben. — Földt. Közl. **80.** 7—9. 1950.

GÉOLOGIE DU TERRITOIRE SITUÉ AU SE DE
SZILVÁSVÁRAD

(Montagne Bükk, Hongrie du Nord)

(Compte rendu du levé géologique exécuté en 1957.)

Par A. JÁMBOR

Le territoire en question consiste en formations du Carbonifère, du Permien inférieur et supérieur, du Trias inférieur et moyen. Sur la surface karstique de ces dernières, on peut observer, en outre des sédiments miocènes, des argiles rouge et brune, produites par le remaniement de ceux-là.

La plupart des sédiments *carbonifères* sont formés d'ardoise foncée, dans la partie supérieure duquel les lentilles de calcaire à Coralliaires et Fusulinides représentent l'étage moscovien, avec les formes suivantes, d'après la détermination de S. E. ROSOVSKAYA (Moscou): *Pseudotriticites* sp., *Fusulinella schwagerinoides* DEPR., *F.* cf. *schwagerinoides* DEPR., *F.* ex gr. *bocki* MOELL., *Fusulina* cf. *elegans* RAUS. et BEL. La partie inférieure du Permien est représentée par le grès rouge et le schiste argileux vert, la partie supérieure du Permien consiste en calcaire à *Gymnocodium*. Les parties inférieure et supérieure du Trias inférieur tripartite sont formées de couches calcareuses, la partie moyenne consiste en couches détritogéniques.

Le profil du Trias moyen se met bien en corrélation avec ceux du même âge de la partie E de la montagne. — Le territoire appartient à l'aile du S de l'anticlinal renversé de Lillafüred dont la configuration actuelle s'est développée en quatre phases de mouvement.

Annexe XII. Carte géologique du territoire situé au SE de Szilvászárad.

Légende: Holocène: 1. alluvions, 2. éboulis. Ladinien — Triasique supérieur: 3. calcaire blanc, bien stratifié (à bandes d'hématite). Ladinien: 4. calcaire gris à cornéenne 5. lydite à Radiolaires, 6. schiste argileux, gris foncé, 7. quartzite blanche, 8. tuf diabasique violet verdâtre. Anisien: 9. calcaire blanc, 10. porphyrite violacée, 11. dolomie grise. Werfénien: 12. calcaire gris, oolithique; schiste argileux, violacé et vert. Permien supérieur: 13. calcaire à algues, gris foncé. Permien inférieur: 14. grès blanc, schiste argileux, violacé et vert. Carbonifère supérieur: 15. calcaire à Coralliaires-Fusulinides-Crinoïdes, 16. schiste argileux, gris foncé et grès gris. 17. Inclinaison. 18. Puits de recherche. 19. Exploitation minière abandonnée. 20. Ligne de profil.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ, РАСПОЛОЖЕННОЙ К ЮВ-У ОТ С. СИЛЬВАШВАРАД (ГОРЫ БЮКК, СЕВЕРНАЯ ВЕНГРИЯ)

(Отчет о картировании, проведенном в 1957-ом г.)

А. ЯМБОР

Изученная область сложена карбоновыми, ниже- и верхнепермскими и среднетриасовыми образованиями. Кроме миоценовых отложений, на карстовом рельефе последних различаются плейстоценовые красные и бурые глины, происходящие из переотложения вышеупомянутых образований.

Большинство карбоновых отложений слагается темноцветными сланцами, в высшей части которых линзы коралловых и фузулиновых известняков представляют московский ярус, по определению С. Е. РОЗОВСКОЙ (Москва) со следующими формами: *Pseudotriticites* sp., *Fusulinella schwagerinoides* DEPR., *F.* cf. *schwagerinoides* DEPR., *F.* ex gr. *bocki* MOELL., *Fusulina* cf. *elegans* RAUS. et BEL. Более глубокая часть перми представлена красными песчаниками и зелеными глинистыми сланцами, а верхняя часть ее — гимнокодиумовыми известняками. Низы и верхи трехчленного нижнего триаса образованы известковистыми слоями, а их середина — детритогенными.

Разрез среднего триаса может быть хорошо параллелизирован с разновозрастными разрезами В-ной части данных гор. Данная область принадлежит к Ю-ному крылу лиллафюредской опрокинутой антиклинали, современный вид которой сформировался при четырех фазах движений.

Приложение XII. Геологическая карта района, расположенного к ЮВ-у от с. Сильвашварад.

Легенда: Голоцен: 1. Аллювий, 2. Осыпь. Ладин-верхний триас: 3. Белый, хорошо слоистый известняк (с гематитовыми полосами). Ладин: 4. Серый роговиковый известняк, 5. Кремнистый сланец с радиоляриями, 6. Темносерый глинистый сланец, 7. Белый кварцит, 8. Зеленовато-фиолетовый диабазовый туф. Анизийский ярус: 9. Белый известняк, 10. Фиолетовый порфирит, 11. Серый доломит. Верфенский ярус: 12. Серый оолитовый известняк, фиолетовый и зеленый глинистый сланец. Верхняя пермь: 13. Темносерый известняк с водорослями. Нижняя пермь: 14. Белый песчаник, фиолетовый и зеленый глинистый сланец. Верхний карбон: 15. Кораллово-фузулиновокриноидовый известняк, 16. Темносерый глинистый сланец и серый песчаник. 17. Падение. 18. Шурф. 19. Следы старой горной разработки. 20. Линия разреза.

A SZENDRŐI- ÉS AZ UPPONYI-HEGYSÉG ÖSSZEHASONLÍTÓ FÖLDTANI VIZSGÁLATA

Írta: JÁMBOR ÁRON

A Bükkhegység és a Rudabányai-hegység között húzódó idősebb paleozóos alaphegységet többnyire miocén, pannóniai és pleisztocén üledékek fedik. Az alaphegység csak a viszonylag magasabbra emelkedett részeken tűnik elő, főleg ÉK-en és DNy-on. DNy-i része az Upponyi-hegység, amelynek folytatását a Borsodi-medencében Sajógalgóc mellett találjuk meg. ÉK-i része a Szendrői-hegység, amely kevésbé szagatott térszínével alig emelkedik a Cserehát pannóniai képződményekből épült dombjai fölé. A Szendrői-hegység DNy-i folytatása Szuhakállóiig követhető.

Az alaphegység tehát nem alkot morfológiai egységet. Hegységnek a szendrői vagy upponyi része is csak földtani értelemben nevezhető. Földrajzi szempontból tönkfelszín, amelyet a folyóvizek a pliocéntól a jelenkorig a kőzetek keménységétől függően széles, lapos oldalú, vagy keskeny, meredek oldalú völgyekkel daraboltak szét.

A folyók jellegzetes teraszokat alakítottak ki rajta, három, illetve négy szintben, amelyek a lapos völgyek mentén figyelhetők meg jól. A pannóniai utáni emelkedés a terület DNy-i részén kb. 200 m, ÉK-en csak kb. 100 m volt.

A terület földtani megismerésének folyamata

Az első földtani közlemény HOCHSTETTER F. szakértői működése nyomán, 1856-ban jelent meg erről a területről. Edelény környéki megfigyelései alapján gondosan leírta a kőfejtők kőzeteit. Megállapítása szerint a fekete agyagpala és a kékesszürke mészkő a Gailvölgy felső-karbon kőzeteihez hasonló. Szendrőtől D-re, az országút melletti feltárás agyagpaláját a devon „Dachschiefer”-hez hasonlította (10).

1867—69. közt került sor a terület első térképezésére (FOETTERLE F. 7. és BÖCKH J. 5). FOETTERLE eredményeit később HAUER F. foglalta össze. Eszerint a Szendrői-hegység 3 DK felé dőlő sorozatból áll. Leg-

mélyebb tagja fehér kristályos mészkő, amely az alsó gailvölgyi mészkőhöz hasonló. Fölötte szürke agyagpala települ, erre sötétszürke krinoideás mészkő következik. Mindhárom sorozat a felső-karbonhoz tartozik (9). Böckh J. bükkhegységi munkája és térképe az Upponyi-hegység területén két képződményt tüntet föl: 1. júra- és szirtmészkő, 2. „felső-karbon pala mészkővel és tűzkővel”. Rétegtani besorolása közettani hasonlóságon alapult, mert faunát nem talált (5).

Az első világháború után Vadász E. és Schréter Z. járt ezen a területen, azonban feladatuknak megfelelően részletesen csak a Borsodi-medence képződményeivel foglalkoztak (23, 17).

Az 1936-ban megindult 25 000-es újratérképezés során Földvári A. megerősítette a Szendrői-hegység hármas közettani taglalását, de a képződmények sorrendjét tektonikusnak tartotta. A legidősebb, alsó-karbonnak tartott fehér kristályos mészkősorozat fölött szerinte az ettől térbelileg elkülönült mészkő-palaösszletnek kellene következnie. Mivel pedig ez nem így van, hanem a kristályos mészkő fölött a homokkő-palaszorozat jelenik meg, a kettő érintkezésén ÉK—DNy-i irányú rátolódási vonalat tételezett föl. Az Abod és Garadna-pusztai környéki fehér mészkőkibúvásokban Földvári az 1. sorozathoz tartozó tektonikai ablakokat látott. A 2. és 3. sorozatot kifejlődése alapján a felső-karbonba helyezte (8).

Öt évvel később Schréter Z. az Upponyi-hegység É-i oldalán levő mészkövet devon(?) -nak, a fölötte települő agyagpala-mészkősorozatot alsó-karbonnak, a legfelső agyagpala-homokkősorozatot pedig alsó- és felső-karbonnak minősítette és megállapította, hogy „a b ü k k h e g y s é g i p e r m b e (jelenleg felső-karbonba) tartozó palánál sötétebb szürke, nem azonos avval” (21).

1947—48-ban egyszerre hárman is dolgoztak a Szendrői-hegységben (1, 16, 18). Az egész hegységet azonban csak Schréter Z. járta végig, s a látottak alapján — bár nagyon óvatosan — Földvári szerkezeti megállapításai ellen foglalt állást. Balogh K.-nal együtt hangsúlyozták az Upponyi- és Szendrői-hegység összetartozását. Ezt arra a kapcsolatra alapozták, amelyet a Borsodi-medencén át Szendrőtől Sajógalgócig követhető, kisebb-nagyobb karbon rögök láncja jelez. 1947-ben Balogh K. és Schréter Z. korallokat talált Szendrőlád környékén. A fauna rossz megtartása azonban csak bizonytalan meghatározást tett lehetővé, s így a kormegállapítás is bizonytalan (felső-karbon?) maradt (11). Ugyanakkor a teljes hegység ismeretének hiánya miatt a már meglévő három sorozat mellett megszületett a szendrőládi (1), a borsodi (1) és az irotai (16) sorozat.

1952-ben Pantó G. a nekézsenyi vas-mangánérc lelőhelyek vizsgálata alkalmával megerősítette az Upponyi-hegység három sorozatának közettani folytonosságát, s azok egészét alsó-karbonnak minősítette (14).

Az irodalmi adatokból láthatjuk, hogy a szóbanforgó hegységek

képződményeiről sem rétegtani, sem szerkezeti szempontból nem alakult ki egységes nézet, s azok összehasonlítása inkább csak vélekedésen alapult. Ezért az új vizsgálat célkitűzése az volt, hogy új megfigyelésekkel az alábbi három rétegtani és a szerkezeti főkérdésre adjon választ:

1. Az Upponyi- és Szendrői-hegység egymáshoz való viszonya, rétegtani és szerkezeti szempontból.

2. A Szendrői-hegység sorozatainak kapcsolata.

3. A két hegység kőzeteinek kora.

A Szendrői-hegység sorozatainak kapcsolata

A) Az I. és II. sorozat kapcsolata

A fehér vagy szürke kristályos mészkőből álló I., illetve a tőle D-re fekvő, sötétszürke agyagpalából álló II. sorozat érintkezését FÖLDEVÁRI A. (8) és REICH L. (16) is tektonikusnak tekintették. Mindketten nagyméretű rátolódást láttak ebben a közethatárban. Itt, ahol pados, merev kőzettömeg érintkezik egy vékonyréteges mozgékony kőzetösszlettel, a nagyméretű összepréselődés mellett valóban lennie kellett valami elmozdulásnak is. Ez az elmozdulás azonban nagyságrendileg és minőségében nem haladta meg a rétegmenti elcsúszás mértékét. Ezzel kapcsolatban csak egyes agyagpalarétegek fenődtek el, és így a két sorozat között folyamatos az átmenet. Ezt az állítást a következő megfigyelt tények támasztják alá:

a) Rakaca községtől K-re, az országút melletti tanyánál sötétszürke agyagpalával váltakozó, szürke lemezes mészkő van feltárva. Ennek rétegei közé két 10—15 cm hosszú, 1—2 cm vastag fehér színű kristályos mészkőlencse települ, amelyek anyaga tökéletesen megegyezik az első sorozat fehér mészkővével. A feltárás csapásirányban beleesik abba a mintegy 50 m vastag agyagpalasávba, amely az előbbieken alapján is, de a rakacai Verebeshegyen, Királyhegyen, a rakacaszendi Magyarosárhegyen, sőt a szendrői cigánytelepnél is jól megfigyelhető módon, rétegváltakozásos átmenettel fejlődik ki a fehér mészkőből, és rétegváltakozással megy át fölfelé is a fehér mészkőbe. Ez az agyagpala-betelepülés mintegy kettéosztja az eddig egységesnek tértképezett sorozatot.

b) Lényeges tény az is, hogy a mészkő kristályosodási foka, tehát a mészkövet felépítő kalcitkristályok nagysága elsősorban a pelites törmelék mennyiségétől és nem a sorozatban elfoglalt alsóbb vagy felsőbb helyzettől függ. A kalcitkristályok nagysága, amint azt a mellékelt táblázatból láthatjuk (lásd a 106. old.), a pelites anyag mennyiségével fordítva arányos.

Az I. sorozat mészkővei közé települő agyagpalasáv felismerése bebizonyította, hogy a két kőzet — a fehér mészkő és a sötétszürke

agyagpala — között nincs akkora fácieskülönbség, amint ezt eddig vélték (8, 16).

c) Az első és második sorozat közötti fokozatos átmenetet bizonyítja, hogy a fehér kristályos mészkőnek a palahatár felé eső legfelső rétegei mintegy 40 m vastagságban szintén megsűrűsülnek, sőt halvány-sárgák vagy vörösek lesznek és aprókristályosakká válnak, azaz pelites anyaguk mennyisége megnő. Itt és a Rakaca D-i oldalán levő kőfejtő feltárásában pedig ezzel a mészkővel a II. sorozat szürke agyagpalája váltakozik. Ilyen átmeneti rétegeknek kell tekintenünk a szendrői Várhegy nagy kőfejtőjében feltárt fehér, durvakristályos, szericitlencsés mészkövet is, amely pelittartalma ellenére nyilván azért durvakristályos, mert pelittartalmának eloszlása csomósan egyenlőtlen.

A minta sorszáma	A mészkő oldási maradéka súly %-ban	A mészkövet felépítő kalcit szemcsék átmérője mm-ben
194	0,04	1,0
175	0,14	0,7
54	0,40	0,8
112	0,55	0,4
176	1,73	0,3
177	2,66	0,5
188	2,88	0,4
193	3,62	0,1
113	10,36	0,2
111	17,10	0,2

B) A II. és III. sorozat kapcsolata

FÖLDEVÁRI A. a II. és III. sorozat határán levő, s az I. sorozathoz hasonló mészkőrétegeket „tektonikai ablak”-nak tekintette. Erre elsősorban a két mészkő közötti — első látásra — valóban szembetűnő hasonlóság vezette. Részletesebb vizsgálat után azonban mégis sok lényeges különbséget ismerhetünk fel közöttük: 1. az I. sorozat mészkőve sávós, az abodié nem. — 2. Az abodi fehér mészkő közé sok szürke, lemezes, aprókristályos és sok, sötétebb-világosabb barna, kristályos mészkő települ. — 3. Az abodi mészkőben gyakran vékony, zöld kloritbetelepülések vannak, helyenként 1 mm átmérőjű, oktaéderes magnetit-szemekkel. A kloritbetelepülések esetleg diabáztufaszórásból erednek. Hasonló betelepüléseket az első sorozatban nem ismerünk. Az abodi fehér mészkő tehát nem tartozik az I. sorozathoz. A III. sorozat kezdőrétegei közé olyan szürke mészkő- és agyagpalarétegek települnek, amilyenek a II. sorozatot jellemzik: ez a II. és III. sorozat üledékfolytonosságát bizonyítja, tehát a Szendrői-hegység 3 sorozata folyamatos tengeri üledék-képződés során keletkezett.

A két hegység rétegtani és szerkezeti kapcsolata

Mivel mindkét hegység hármass tagolódású rétegsorból áll, kézenfekvő, hogy először sorozatonként hasonlítsuk össze őket.

I. sorozat. Kőzettani szempontból két azonos kőzetdarabot nem találunk a két hegység legészakibb sorozatában, bár mindkét mészkő közel fehér színű. Az upponyi homogén, világos-, esetleg sötétebb szürke. Oldott felületén helyenként fekete, ékalakú kovakiválások láthatók.



1. ábra. Aprókristályos mészkő mikroszkópi képe. Upponyi-hegység; I. sorozat. (Az 1., 2., 3. sz. ábrák azonos nagyításúak.)

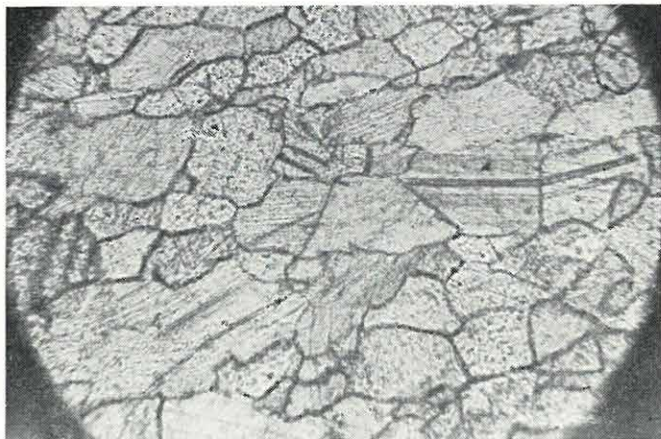
Fig. 1. Image microscopique de calcaire microcristallin. Montagne d'Uppony; série I. (Le grossissement est identique aux fig. 1., 2. et 3.)

Рис. 1. Вид мелкокристаллического известняка под микроскопом. Горы Уппонь; серия I. (Увеличение одинаково для рисунков 1., 2. и 3.)

Többnyire aprókristályos (1. ábra), esetleg aligkristályos szövetű. Rétegeinek vastagsága 1—2 m, de vannak 1—2 cm-es rétegei is. Ősmeradványt nem tartalmaz.

A Szendrői-hegység I. sorozata többségében fehér, világosszürke sávós mészkőből áll. Előfordul egyöntetű világosszürke, esetenként bitumenszagú mészkő, sárga, lemezes mészkő és szürke, tűzköves mészkő is. Mindegyik mészkőtípus durvakristályos (2. ábra), ritkán aprókristályos (3. ábra). Rétegvastagságuk 50—60 cm. Ősmeradványok közül csupán krinoidea-nyéltagok kerültek elő, amelyek főleg a fehér, szürkésávós durvakristályos és a világosszürke aprókristályos mészkőben találhatóak. Köralakú átmetszetűek, 3—7 mm átmérővel. Rakacszentől D-re a Magyarkosárhegy Ny-i oldalában lefutó vízmosásban világosvörös, krinoideaás, hematitos mészkövet találtunk. A hematit

többnyire a mészkő apró üregeinek falát képezi be, másutt finoman hintett színező anyag az egyébként fehér mészkőben. Ugyanitt világosszürke mészkőben fehér, az oldott mészkőfelületen kidomborodó, valószínűleg korall-eredetű gumók voltak megfigyelhetők, amelyeknek szerkezetét a durvakristályosságig haladó átalakulás eltüntette. A makroszkópos és mikroszkópos vizsgálatokon kívül a kőzeteket kémiai elemzésekkel is megvizsgáltuk (ezeket SOHA I.-NÉ készítette). A megvizsgált kőzetek SiO_2 -, Fe_2O_3 -, illetve FeO -tartalma közel azonos értékű, azonban igen lényeges különbség mutatkozik az oxidációs fokokban.



2. ábra. Durvakristályos mészkő. Szendrői-hegység; I. sorozat. || Nik.

Fig. 2. Calcaire à cristaux grossiers. Montagne de Szendrő; série I. Nic. ||

Рис. 2. Грубокристаллический известняк. Горы Сендрё; серия I. ник. ||

A Szendrői-hegység kőzeteinek oxidációs foka általában egy nagyságrenddel nagyobb. Megállapíthatjuk, hogy a két hegység első sorozata két különböző kifejlődésű képződmény, amelyet sem korban, sem kifejlődésben nem lehet azonosnak minősíteni.

II. sorozat. Az Upponyi-hegységben barnásszürke agyagpalából, limonitos homokkőből, szürke, gyakran krinoideás réteges mészkőből, sárgásszürke, zöldesszürke vagy halványvörös lemezes tufás mészkőből áll. Ez utóbbiban zöldesszürke diabáztufa-betelepülés is megjelenik. A lázvölgyi út K-i bevágásában a Vízköz-hegy alatt és az Elly-forrással szemben levő völgyoldalban világosszürke, sávós tűzkőrétegek voltak felismerhetők 20—30 cm vastag közbetelepülésként szürke, jól rétegzett mészkőben.

A Szendrői-hegység II. sorozata többségében sötétszürke, sávós agyagpalából áll, amelynek alsó és felső részében szürke muszkovitos

közép- és aprószemű homokkőbetelepülések vannak (4. ábra), amelyekben gyakran osztályozott rétegeességet lehet felismerni. A mészkő lényegesen alárendeltebb, mint az upponyi II. sorozatban; ez a mészkő ritkán krinoideás, sötétszürke, vékony, 1—5 m vastag kőbetelepüléseket alkot (5. ábra) és szövete gyakran igen jellegzetes gumós. Lényeges kőzettani jelleg, hogy a szendrői-szendrőládi műút É-i szakaszán az út K-i bevágásában MnO_2 -bekérgezések voltak megfigyelhetők az agyagpalában.

A kémiai elemzések is a két sorozat különbözőségeit domborítják ki.



3. ábra. Kristályos mészkő. Szendrői-hegység; I. sorozat. × Nik.

Fig. 3. Calcaire cristallin. Montagne de Szendrő; série I. Nic. ×

Рис. 3. Кристаллический известняк. Горы Сендрő; серия I. ник. ×

A két hegység mészköveinek oxidációs foka és oldhatatlan maradékának mennyisége erősen különbözik. A törmelékes tagok között a SiO_2 és az oldhatatlan maradék mennyiségében van különbség.

III. sorozat. A két hegység III. sorozata szinte össze sem hasonlítható. Az Upponyi-hegységé fekete agyagpalából, világosszürke kova-
palából, szürke homokkőből áll. Két szintben MnO_2 -gumók és egy szintben diabáztufa jelenik meg benne.

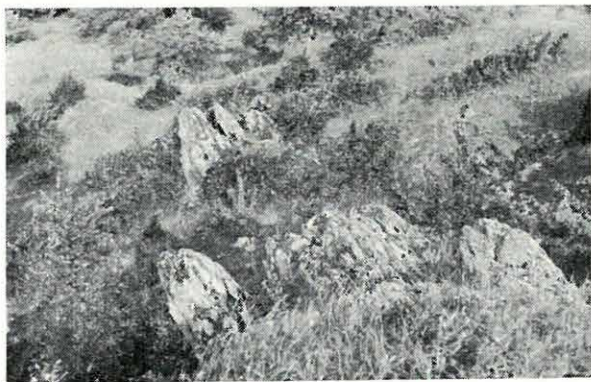
A szendrői III. sorozat alsó része sötétszürke, réteges krinoideás, korallós mészkő (6. ábra), amelyben két fehér, illetve barnás kristályos mészkő és két fekete szericitpalabetelepülés van, míg felső részét igen változatos színű és összetételű tömeges és lemezes mészkő-, mészmárga- és agyagpalarétegek alkotják. A III. sorozat Ny-on főleg mészkőből álló képződményeit K-en sötétszürke agyagpala és vele sávosan váltakozó finomszemcséjű homokkő helyettesíti (7. ábra).



4. ábra. Agyagpala (sötét) és homokkő váltakozása. Szendrői-hegység; II. sorozat. Abod – Szendrői kocsíút

Fig. 4. Alternance de schiste argileux (foncé) et grès. Montagne de Szendrő; série II. Route Abod – Szendrő

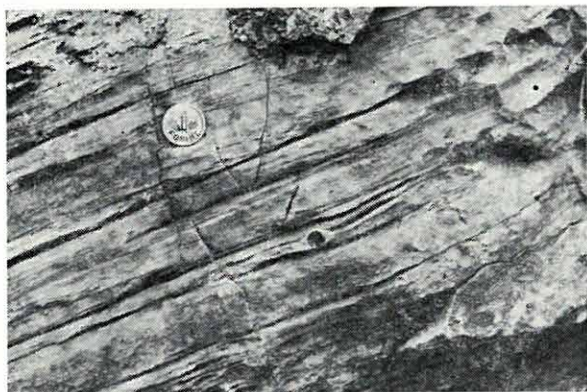
Рис. 4. Чередование глинистых (темных) сланцев и песчаников. Горы Сендре; серия II. Гужевая дорога между сс. Абод и Сендрё



5. ábra. Gumós mészkőközbetelepülés agyagpalában. Szendrői-hegység; II. sorozat. Rakacától D-re

Fig. 5. Intercalation de calcaire noduleux en schiste argileux. Montagne de Szendrő; série II. au S de Rakaca

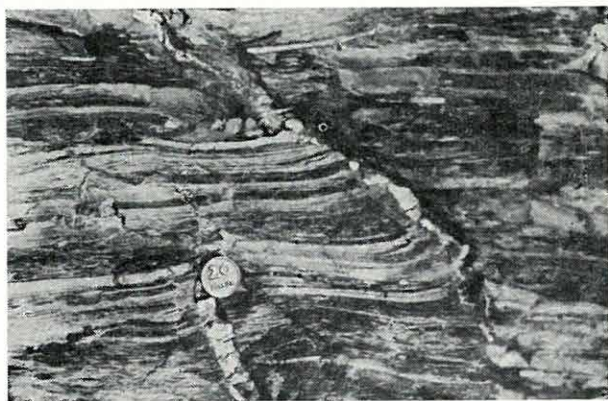
Рис. 5. Прослой желвачного известняка в глинистом сланце. Горы Сендрё; серия II. К Ю-у от с. Ракаца



6. ábra. Sötétszürke, réteges mészkő. Szendrői-hegység; III. sorozat. Szendrőládtól K-re Tókereszt psz. alatt

Fig. 6. Calcaire stratifié, gris foncé. Montagne de Szendrő; série III. A l'E de Szendrőlád. Sous la ferme de Tókereszt

Рис. 6. Темносерый слоистый известняк. Горы Сендрё; серия III. К В-у от с. Сендрёлад под Токерестом



7. ábra. Szericites pala és homokkő váltakozása kvarcerekkel. Szendrői-hegység; III. sorozat. Szakacsitól Ny-ra

Fig. 7. Alternance d'ardoise et grès avec veines de quartz. Montagne de Szendrő; série III. A l'W de Szakacsi

Рис. 7. Чередование грифельного сланца и песчаника с кварцевыми прожилками. Горы Сендрё; серия III. К З-у от с. Сакачи

Megállapíthatjuk tehát, hogy az egyes sorozatok eltérő kőzettani kifejlődésük miatt nem azonosíthatók egymással. A párhuzamosítás akkor is nehézségekbe ütköznék, ha a csoportok fáciese azonos lenne, mert az egyes sorozatok méretei igen különbözök:

	I.	II.	III.	Látszólagos össz- vastagság
	sorozat látszólagos vastagsága			
Upponyi-hegység	kb. 250	kb. 800	kb. 500	kb. 1550 m
Szendrői-hegység	kb. 1000	kb. 1600	kb. 3450	kb. 6050 m

E nagy vastagságkülönbségek felvetik azt a lehetőséget, hogy a Szendrői-hegységnek csak egy részét azonosítsuk az Upponyi-hegység egészével. A Szendrői-hegységből azonban ilyen részt a kőzettani különbségek miatt nem tudunk kihasítani

Milyen módon folytatódik az Upponyi-hegység tovább ÉK felé? Erre vonatkozólag csak feltevésekkel élhetünk. PANTÓ G. felfogásán (14) kívül lehetséges, hogy a Rudabányai-hegység DK-i oldalán húzódik tovább ÉK felé az upponyi paleozóos vonulat, vagy pedig a Sajó ÉNy—DK-i irányú szakasza jelentős — ausztriai vagy larámi korú — vízszintes eltolódás irányát jelzi. Ez esetben az Upponyi-hegység a Szendrőitől D-re következnek a miocén és negyedkori üledékek alatt. Az utóbbi feltevést a Szendrői- és Upponyi-hegység kőzeteinek nagyon különböző átalakultsági foka indokolja. A Szendrői-hegység kőzetei sokkal inkább átkristályosodtak, mint az upponyiak. Mészkövei legnagyobbbrészt márvánnyá alakultak, és — mint a sok kvarctelérből és -érből megállapítjuk — a kvarc metamorf átrendeződése is sokkal előrehaladottabb a szendrői agyagpalában. A mélyfúrások kis száma azonban egyelőre nem teszi lehetővé a két hegység kapcsolatának pontos megismerését.

Ki kell emelnünk, hogy a két hegység rétegtani sorozatai eltérők lévén, egészben véve sem azonosíthatók. Azonos azonban a két hegység szerkezete. Ezt az azonosságot jól szemléltetik a dőlésirányátlagok (1—2. ábra). Mindkét hegység sorozatai egyenként is, és egészében véve is hasonló dőlésirány-megoszlást mutatnak. Rétegeik általában 135—150° irányban dőlnek, de erősen jelentkezik az ÉK-i dőlésirány is. A dőlésirányok megoszlásgörbéinek kis maximuma és szórtsága mindkét hegység erősen gyűrt voltát tanúsítja. Az Upponyi-hegység dőlésirányainak erősebb maximuma a rétegek nagyobb térrövidülésére utal.

Azonos szerkezeti jellegűek a két hegység palás kőzetei. Mindkét hegységben gyakori a harántpaláság. Ez a Szendrői-hegységben akkor lép fel, ha a rétegdőlés erősen eltér a környezet általános, DK-i irányú dőlésétől. Ilyenkor mindig a környezet átlagos dőlését veszi fel. A harántpaláság lényegesen eltér a bükkhegységi újpaleozóos és triász kőzetek

harántpalásságától, mert az utóbbinak nincs határozott iránya. Valószínű, hogy ez a szigorú irányítottság a mélyebb szerkezetalakulás következménye. Az Upponyi-hegységben a harántpalásságot jóval ritkábban lehet észlelni az agyagpalák sávozatlansága miatt.

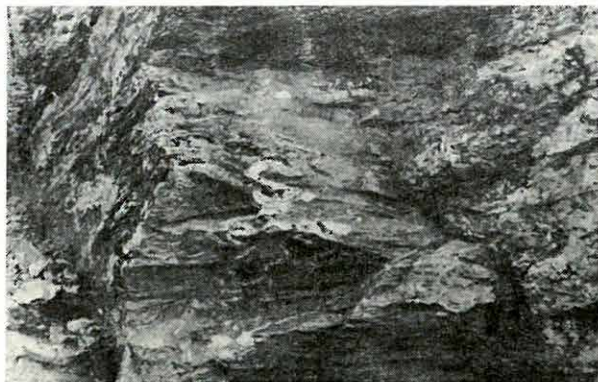
Az Upponyi- és Szendrői-hegység azonos jellegű szerkezete valószínűleg a szudétai és a korai alpi mozgások idején alakult ki. A miocén elejétől máig a két hegység azonos módon fejlődött, és innen kezdve egységes alaphegység-vonulatnak számít. A burdigálai emelet előtt mindkettő szárazföld, amit a transzgresszió két szakaszban hódít meg. A stájer mozgásokig azonos kifejlődésű üledékgyűjtő volt a hegység területén. E mozgások idején az alaphegység rátolódott a Rudabányai-hegység triászára (3, 15). A szarmata szárazföldi, folyóvízi és piroklasztikus üledékei diszkordáns településűek, azonban többnyire csak a terület középső részén (Sajó-völgy) maradtak meg. A pannóniai és a szarmata emeletek viszonyát Ny-on nem ismerjük kellőképpen. Az alaphegység K-i felének pannóniai rétegösszletei szarmatavégi lepusztulással kialakult térszínre diszkordánsan települtek. A pleisztocénben az alaphegység K-i és Ny-i fele egyaránt kiemelkedett, miközben az átfutó folyóvizek meredek szurdokvölgyeket alakítottak ki rajta; a Borsodi-medencén át húzódó középső része azonban viszonylag mélyebb helyzetű maradt.

Az alaphegység képződményeinek kora

Az Upponyi-hegységből meghatározhatatlan krinoideákon kívül más ősmaradvány nem került elő. Korát csak a Bükkhegységhez tudjuk viszonyítani, mivel közzettanilag ehhez áll legközelebb. Ez utóbbinak lényegesen kevésbé átalakult rétegeiből moszkvai emeletet jelző *Fusulina*-fauna került ki, amit ROZOVSKÁJA, Sz. E. határozott meg. Az Upponyi-hegység közeit ennél csak idősebbek lehetnek, feltehetőleg az alsó-karbonba tartoznak, amit legfelső részének „kulm” kifejlődése is alátámaszt. A Szendrői-hegység képződményeit még mélyebbre kell sorolnunk sokkal inkább átalakult voltuk miatt. Tehát csak negatív bizonyítékok és a legközelebbi kifejlődési területekkel való hasonlóságok alapján sorolhatjuk be képződményeit. A Szendrői-hegység sorozatában gyakoriak a krinoidea-nyéltagok. A fehér mészkő kifejlődése a csehországi devon képződményekre emlékeztet. Vastagságban azonban igen nagy köztük a különbség, mert az egész csehországi devon tizedrésze a Szendrői-hegység I. sorozatának. A kifejlődés, a vastagsági viszonyok és a kőzetek félig átalakult volta miatt a KOLOSVÁRY G. által megállapított *felső-karbon kor erősen vitatható*. Alátámasztja ezt, hogy a Szendrői-hegység III. sorozatából gyűjtött ősmaradványok DOBROLJUBOVA, T. A., CSUDINOVA, I. I. és KABAKOVICS, N. V. előzetes meghatározásai szerint *devonra, sőt részben középső-devonra utalnak (Favositidae, Thamnoporidae, Alveolitidae és Rugosa)*.

A Szendrői-hegység hasznosítható kőzetei és ásványa i

1. A „rakacai márvány”. A legészakibb sorozatnak különösen az agyagpala-közbetelepülés feletti része megcsiszolva nagyon szép, fehér-szürkesávos márványféleséget ad. A sűrű kőzetrés-hálózat és a szericites betelepülések melletti elválás miatt azonban csak apró tárgyak készíthetők belőle. Csak épületen belüli alkalmazása ajánlatos, mert 10 év alatt a csiszolt felület érdes lesz, zuzmók, mohák telepednek meg rajta, amint az



8. ábra. Erősen gyűrt kalkopirités kvarc-kalcit telér a II. sorozat mészkövében. Szendrői-hegység, Abodtól ÉNy-ra

Fig. 8. Filon de quartz-calcite, à chalcopyrite, très plissé, dans le calcaire de la série III. Montagne de Szendrő, NW d'Abod

Рис. 8. Сильно складчатая кварцево-кальцитовая жила в известняке серии III. Горы Сендрё. К СЗ-у от с. Абод

a rakacai, irotai, szendrői temetőkben látható. Tehát közel sem elsőrangú, de igen nagy mennyiségű díszítőkö.

2. A *vasércnyomok* nagyon gyakoriak és változatosak, de nem jelentősek.

a. Hematit-lelőhelyek a szendrői Várhegy kőfejtőjében (8), Rakacaszendőtől D-re egy vízmosásban és Rakacától Ny-ra, valamint PANTÓ G. szóbeli közlése szerint a Királyhegy lábánál vannak. A rakacaszendi krinoideás—hematitos mészkő kifejlődése alapján ezek a lelőhelyek nem minősíthetők magmás eredetűeknek. Valószínűbb, hogy metamorfózissal kapcsolatos anyagátrendeződésről és dúsulásról van szó. A hegység III. sorozatában, a Szakácsitól Ny-ra 500 m-re lévő vízmosásrendszer legészakibb ágában a riolittufa alatt néhány m-re fekete szericitpalába, 5 db 3—15 cm vastag hematitos palalencse települ. Mivel megjelenésük csapás-

irányú mozgásfelülethez kötöttnek látszik, ezek is az előbbihez hasonló módon keletkezettek. A hematitos fekete szericitpala fontosabb alkotórészei (SOHA I.-NÉ meghatározása szerint): $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 26,14\%$, $\text{FeO} = 35\%$, $\text{SiO}_2 = 45,69\%$.

b. Limonit-lelőhelyek. Rétegtanilag egyfelől a miocén, a pannóniai, a pleisztocén (2, 8), másfelől az alaphegység között, illetve a pannóniai réteggösszlet tetején, a

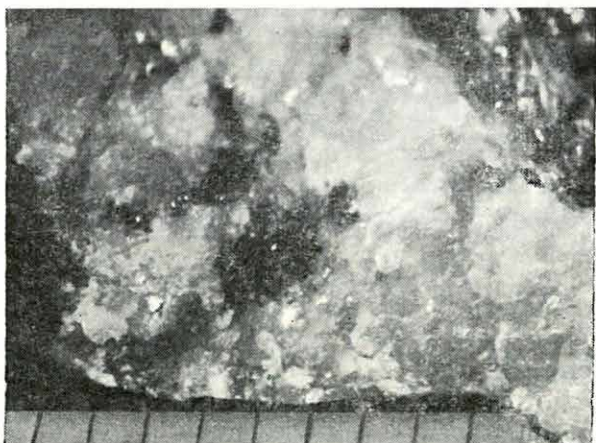
felszínen jelennek meg, mindig kis mennyiségben. A vasanyag legnagyobb részét a paleozóos agyagpala és mészkő, illetve a pannóniai agyag piritjének mállásából szabadult fel, és több-kevesebb szállítás után csapódott ki. Ezek az ércek mindig egyéb üledékanyaggal, főleg törmelékes kvarccal, erősen szennyveztek.

3. *Fenőkő.* A „Késses és Kőszőrús Ktsz.” újabban néhány teherautónyi II. sorozatbeli agyagpalát szállított

Rakacaszendről Budapestre, amelyből kasza, borotva és orvosi műszer élesítésére használható darabokat csiszoltak. Minőségileg nem a legjobb anyag. Egyrészt csiszolásnál a sok rejtett közetrés és palássági sík mellett elég könnyen hasad, másrészt a harántpaláság az egyes darabok eltérő minőségét okozza. Harántpalás felületen a fenőkő koptató hatása sokkal erőteljesebb, mint a rétegfelületeken.

4. *Pirites, kalkopirites és meddő kvarcerek* nagyon gyakoriak (8, 16, 18). Keletkezésük szerint két generációba tartoznak. Az idősebb 1—2 cm vastag, erősen meggyűrt alakban (8. ábra), rendszerint hamar kiékelő formában jelenik meg. Ásványai: kvarc, fehér és sárga színű kalcit, muszkovit, szórt pirit; az Abodtól ÉNy-ra levő kőfejtőben pedig kalkopirit (9. ábra). Az utóbbi mállott felületén kuprit és malachit is van. Hintett piritet tartalmazó erecskéket az edelényi Kispincéknél és a gadnai nagy völgy K-i oldalán is lehet találni.

A fiatalabb generációjú kvarcerek lényegesen vastagabbak, bár közel sem oly vastagok, mint ahogyan azt az eddigi térképek feltüntetik, mert a felszíni kvarctörmelék, amely az agyagpala főleg pleisztocén kori elmál-



9. ábra. Kalkopirit (sötét) kvarc-kalcit telérben. Szendrői-hegység (1 osztás egyenlő 1 mm-rel)

Fig. 9. Chalcopyrite (foncée) en filon de quartz-calcite. Montagne de Szendrő (1 division = 1 mm)

Рис. 9. Халькопирит (темноцветный) в кварцево-кальцитовой жиле. Горы Сендрё (1 деление равно 1 мм)

lása után maradt vissza, nagy területeket borít. A feltárt legvastagabb kvarcér 5 m-es. Rakacaszendőtől DK-re 1,5 km-re van feltárva egy vízmosásban. Átlagvastagságuk azonban csak néhány cm. Anyaguk mint nagyon tiszta SiO_2 érdemelne figyelmet. A tejfehér kvarcér üregeinek falát néhány mm hosszú kvarckristályok vonják be. A kristályokon általában csak az m (1010) lapok vannak kifejlődve. Néhány kristályon az előbbieken kívül az s {1121} trigonális bipiramis is megjelenik. A meddő kvarcerek nyomelemei FÖLDEVÁRINÉ VOGL M. szerint:

L e l ő h e l y	Ge	Au	Co	Cu	Ag	Pb
Fehér kvarcit. Csernely-völgy. Upponyi-hegység	—	—	—	(ny)	—	—
Fehér kvarcit. Boroszlóhegy É-i oldalán	—	—	—	(ny)	—	(ny)
Fehér kvarcit. Tiergartentől Ny-ra	?	—	(ny)	ny	ny	erős ny

5. *Jarosit lelőhely.* Irotától DK-re 1 km-re a térképen jelölt kis domb tetején, sárga, porózus homokkőrétegek vannak felszínén, mintegy 10—15 m²-nyi területen. A homokkő kötőanyaga MAURITZ B. meghatározása szerint jarosit, amely viszonylag nagy, 5—7%-nyi mennyiségben van a homokkőben, ahol sárga kristályhalmazokat alkotva tölti ki az egyes szemcsék közötti tér jórésztét. *Ez az első lelet, ahol a jarositot mint homokkő-kötőanyagot találjuk.*

Gyakorlati szempontból a jarosit mint káliumban dús ásvány, esetleg anyagzetével együtt felhasználva műtrágyának kiváló anyag lehet.

6. *A pannóniai agyag és homok* helyileg nagyon gyakran felhasznált építőanyag. A szürke, homogén agyagot 1956—57-ben Lak mellett festékföld gyanánt is fejtették.

7. *Pannóniai földes-fás barnaköszén.* Jóformán minden faluban ismerik egy-egy többé-kevésbé biztos lelőhelyét, amelyek némelyikén rövid életű bányászkodás is indult (17, 20). Ezeknek a telepeknek jelenleg nincs gyakorlatilag jelentőségük, mert kis kalóriaértékűek, szeszélyes kifejlődésűek, a vízviszonyai rosszak, a vasúttól távolosnak.

IRODALOM

- BALOGH K.: A Bódva és Sajó közti barnaköszénterület földtani viszonyai. — Áll. Földt. Int. Adattár, Kézirat. 1948.
- BALOGH K.: Jelentés a szendrőládi mangános vasércelőfordulás megvizsgálásáról. — Áll. Földt. Int. Adattár. Kézirat. 1950.
- BALOGH K.—PANTÓ G.: A Rudabányai-hegység földtana. — Földt. Int. Évi Jel. az 1949. évről. pp. 135—154. 1949.
- BÖCKH H.: Geológia. — II. k. 1903.

5. BÖCKH, J.: Die geologischen Verhältnisse des Bükk-Gebirges und der angrenzenden Vorberge. — *Jahrb. d. d. Geol. R. A.* **17**, pp. 225—242. 1867.
6. DÉR I.: Az upponyi Csernely-völgy víztárolással kapcsolatos földtani szakvéleménye. — Kézirat, 1956.
7. FOETTERLE, F.: Das Gebiet zwischen Forró, Nagy-Ida, Torna, Szalóc, Trizs und Edelény. — *Verh. d. k. k. geol. R. A.* pp. 276—277. 1868.
8. FÖLDVÁRI A.: Szendrő, Meszes és Abod közti terület földtani viszonyai. — *Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1936—38. évekről. II. pp. 819—825. 1938—39.
9. HAUER, F.: Geologische Übersichtskarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. — *Jahrb. d. Geol. R. A.* **19**. 1869.
10. HOCHSTETTER, F.: Über die geologische Beschaffenheit der Umgegend von Edelény bei Miskolcz in Ungarn am Südrande der Karpathen. — *Jahrb. d. Geol. R. A.* **7**, p. 692.
11. KOLOSVÁRY G.: Magyarország permo-karbon koralljai. — *Földt. Közl.* **81**, I. f. pp. 1—56. 1951.
12. MACH P.: A Szendrői-szigethegység karbonidőszaki képződményeiről. — Bp-i Eötvös L. Tud. Egyet. Földt. Int. Kézirat. 1957.
13. NÉMETH L.: Szakvélemény a Rakaca-völgyi tározó környékének hidrogeológiai viszonyairól és a tározás lehetőségéről. — *M. Áll. Földt. Int. Kézirat.* 1957.
14. PANTÓ G.: Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben. — *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* az 1952. évről. pp. 91—110. 1954.
15. PANTÓ G.: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. — *M. Áll. Földt. Int. Évk.* **44**, 2. f. 1956.
16. REICH L.: Földtani megfigyelések a csereháti dombvidéken és a Szendrői-szigethegységben. — *Áll. Földt. Int. Évi Jel.* az 1949. évről. pp. 156—161. 1952.
17. SCHRÉTER Z.: A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása. — 1929.
18. SCHRÉTER Z.: A Szendrői-szigethegység és a határos harmadkori medencérezs földtani vázlata. — *Áll. Földt. Int. Évi Jel.* az 1948. évről. pp. 137—146. 1952.
19. SCHRÉTER Z.: Jelentés a Gadna község határában lévő grafitos pala előfordulásáról. — *Áll. Földt. Int. Adattár. Kézirat.* 1949.
20. SCHRÉTER Z.: Jelentés az 1948. év nyarán a M. Áll. Szénbányák R.T. Bányakutató Osztálya részére végzett földtani felvételekről. — *Áll. Földt. Int. Adattár. Kézirat.* 1948.
21. SCHRÉTER Z.: Uppony, Dédes és Nekézseny, továbbá Putnok földtani viszonyai. — *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* az 1941—42 évről. pp. 161—196.
22. VADÁSZ E.: A Borsodi szénmedence bányaföldtani viszonyai. — Budapest, 1929.
23. VADÁSZ E.: Magyarország földtana. — Budapest, 1953.
24. VITÁLIS I.: Jelentés a Szendrő környéki karbonkőzetekről, fő tekintettel a reménybéli karbonszénre. — *M. Áll. Földt. Int. Adattár. Kézirat.* 1943.

COMPARAISON GÉOLOGIQUE ENTRE LES MONTAGNES DE SZENDRŐ ET D'UPPONY

Par A. JÁMBOR

Les montagnes d'Uppony et de Szendrő sont des parties affleurantes d'une même unité structurale, notamment du socle paléozoïque qui court entre la Montagne de Rudabánya et la Montagne Bükk. Il est impossible de suivre les connexions stratigraphiques entre les deux montagnes, car les formations sont recouvertes. D'après nos observations de détail et l'examen des matériaux, on ne peut pas mettre en corrélation les séries stratigraphiques des deux montagnes les unes avec les autres. Dans la Montagne de Szendrő représentant un groupe beaucoup plus puissant, on ne peut pas désigner aucun secteur qu'on pourrait paralléliser aux formations de la Montagne d'Uppony. Comme les roches de la Montagne d'Uppony sont moins altérées que celles de la Montagne de Szendrő, on peut bien supposer que les formations de la Montagne d'Uppony sont plus jeunes. Quant à la détermination de l'âge des formations, il faut tenir compte des différences de métamorphose entre les séries de la Montagne d'Uppony et celles de la Montagne de Szendrő, puis les relations tectoniques des trois montagnes, les faciès y développés. Les fossiles récoltés dans la série III. de la Montagne de Szendrő, considérés jusqu'ici comme carbonifères supérieurs, indiquent le Dévonien, en partie même le Dévonien moyen, sur la base des examens préalables de T. A. DOBROLIOUBOVA, I. I. TCHOUDINOVA et N. V. КАВАКОВИЧ (Favositidae, Thamnoporidae, Alveolitidae, Rugosa).

En résumé, on peut donc supposer que les roches de la Montagne d'Uppony appartiennent au Carbonifère inférieur, tandis que les séries de la Montagne de Szendrő se sont formées dans le Dévonien.

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ГОР СЕНДРЁ И УППОНЬ

А. ЯМБОР

Горы Сендрё и Уппонь представляют собой выходящие на поверхность части одной и той же самой структурной единицы, то есть — палеозойских основных гор, протягивающихся между Рудабаньенскими горами и горами Бюкк. В стратиграфическом отношении взаимосвязь образований обеих гор, ввиду их покрытого состояния, непосредственно не обнаруживается. Судя по проведенным нами детальным наблюдениям и анализам материалов, отдельные серии обеих гор не могут быть идентифицированы. В горах Сендрё, в которых обнажается значительно более

мощная толща, не представляется возможным выделить такой участок, который мог бы быть отождествлен с образованиями гор Уппонь. Это обусловлено тем, что породы гор Уппонь подвергались более слабым последующим изменениям, чем образования в горах Сендрё. Следовательно, по праву мы можем предполагать, что образования гор Уппонь являются более молодыми. Обсуждение вопроса возраста возможно только при учете различий в изменении пород гор Сендрё, взаимных соотношений упомянутых трех гор и развития образований. Согласно предварительным исследованиям, произведенным Т. А. ДОБРОЛЮБОВСКОЙ, И. И. ЧУДИНОВОЙ, и Н. В. КАБАКОВИЧЕМ и собранные из серии III. гор Сендрё окаменелости, принятые до сих пор за верхне-карбоновые, указывают на девон и частично даже на средний девон (*Favositidae*, *Thamnoporidae*, *Alveolitidae*, *Rugosa*).

При учете вышеуказанных предполагается, что породы гор Уппонь образовались в нижнем карбоне, а серии гор Сендрё — в девоне.

A BÜKKHEGYSÉG ÉNY-I PEREMÉNEK FÖLDTANI ÉS SZERKEZETI VIZSGÁLATA

(XIII. sz. melléklettel)

Írta: NAGY GÉZA

A Bükkhegység ÉNy-i peremén az 1956—58. években végzett 1 : 5000-es méretarányú földtani térképezés és szerkezetvizsgálat eredményeit az alábbiakban összegezhetjük.

Rétegtani áttekintés

A sötétszürke szericit- és homokkőpala—mészkö rétegcsoport a terület legelterjedtebb, s egyben legidősebb képződménye. Korát az öszlet legmagasabb szintjében települő kövületesebb mészkölencséből ROZOVSKÁJA, Sz. E. által határozott *Fusulínidák* alapján a *középső-felső-karbon moszkvai emeletében* rögzíthetjük. A nagy vastagságú törmelékes üledékösszlet legalján sötétszürke szericitpala és barna, barnászürke homokkőpala váltakozik. A törmelékes üledékképződés folyamatát több szintben egymás fölé települő szürke, sötétszürke, fekete, erősen préselt, 10—40% terrigén anyagot tartalmazó pirités mészkö képződése szakítja meg (*zobóhegyi típusú mészkö*). A törmelékes és vegyi üledékképződés átmenete gyakran elmosódott. A mészkö megjelenése az egykori üledékgyűjtő medence keskeny, horizontálisan csekély kiterjedésű részére korlátozódik. Csupán rossz megtartású, erősen kalcitosodott *krinoida*-maradványok találhatók benne. Ezt a térben és időben szűk területre korlátozott mészköképződést ismét törmelékes üledékek váltják fel, mégpedig nagyvastagságú szericitpala, majd a felső részén 5—50 m vastagságú homokkőpadokkal váltakozó pala formájában. Ennek legfelső része már kövületes (Tarófó, Várerdő környéke, Szőlőkövétől É-ra). Az agyagpala-homokkő rétegcsoportot viszonylag több kövületet (*Fusulínidák*, korallok, *Brachiopodák*) tartalmazó szürke, padosabb megjelenésű mészkölencsék gyöngysorszerű egymásutánja zárja. Ez a mészkövonulat az Ablakoskő—Csikorgó—Kerekhegy—Szilasfő—Dédesvárak—Szőlőkőve irányában követhető. A mészkö közvetlen fekvőjében (Dédesvár,

Szilásfő, Ördögoldal), vagy fedőjében (Tarótfő) lidites kvarckonglomerátum is lehet, egyébként szinte kizárólag a tarka palasorozat települ rá.

A fent leírt rétegcsoport fölött — észlelhető szögdiszkordancia nélkül — fehér, lila, zöld homokkő és kloritos agyagpala mintegy 200 m vastagságú sorozata következik. Legfelső részébe vékony, sejtes dolomit települ. Ezt a képződményt települési helyzete alapján az *alsó-permbe* tehetjük.

A *felső-perm* sötétszürke-fekete, mizziás mészkőösszlete folytonos átmenettel települ a tarka sorozat fölé. Rétegei közé Mályinka környékén alárendelten dolomitlencsék is iktatódnak.

Folytonos üledékképződéssel fejlődik ki a felső-permből az *alsó-triász* szürke, részben oolitos mészkőből, zöldes és lilás agyagpalából és homokkőből álló sorozata is. Benne néhol sárga-sárgásszürke dolomit jelenik meg (mályinkai Nagyvölgy, Dédesvár).

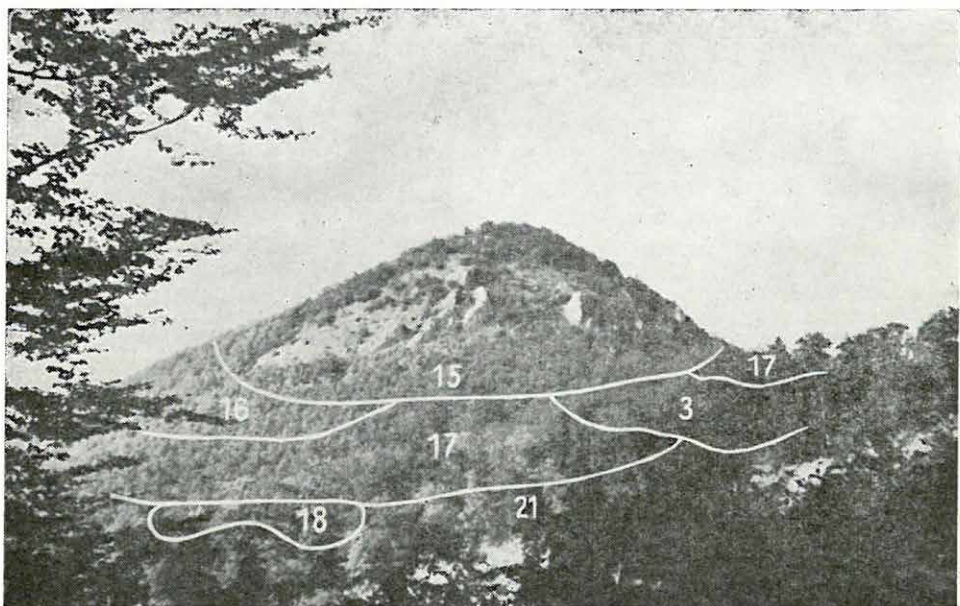
Szerkezeti áttekintés

A karbon pala—homokkő—mészkősorozat közel K—Ny-i tengelyű antiklinálist formál. A boltozat tengelye a Zobóhegytől D-re húzódik, s K felé egyre mélyebbre hajlik, Ny-i irányban fokozatosan DNy felé fordul. Ezt a nagy felboltozódást egy, a Dédesvárnál kezdődő és ÉK felé elmélyülő szinklinális osztja ketté (1. ábra), amely a felgyűrődés idején a Kisfennsikkal alkotott egységet. K felé a fiatalabb triász üledékek is megjelennek benne. A palaboltozat É-i és D-i szárnya általában enyhe, 20—30°-os dőléssel hajlik a fedőképződmények alá, míg a boltozat tengelyének közelében csaknem függőlegesen állnak a rétegek. Az eredeti rétegdőlés ma már nem állapítható meg biztosan, a későbbi mozgásoktól előidézett harántpalásság miatt. Még legbiztosabbnak a zobóhegyi típusú mészkőlencsék dőlési adatai tekinthetők, amelyeken általában 65—90° dőlés mérhető. Meredek térbeli helyzetük a boltozattengely közelségére utal. Fentebb utaltunk a mészkőlencsék korlátozott horizontális kifejlődésére és szint-tartására. Ezzel függ össze az a tény, hogy e mészkőtípus a boltozat D-i szárnyában csak a Kapubércig ismeretes. Egyidejűleg alakult ki a Bükkfennsík É-i részének vonulatos szerkezete is. Ebbe a rendszerbe tartozik területünk D-i része, ahol a karbonra többnyire D-i dőléssel a perm, majd a triász üledékek következnek (2. és 3. ábra).

Ezt a gyűrt szerkezetet egy későbbi mozgás módosította. Ennek hatása nyomja rá erősebben bélyegét a ma megfigyelhető szerkezeti formákra, jelenségekre. Az ÉK—DNy-i irányú, ún. *darnói szerkezeti rendszert* kialakító, DK-i vergenciájú erőhatás következtében a hegység Ny-i részén a csapásirány egyidejű megváltozásával a képződmények elvékonyodtak, elfenődtek. Így esetünkben is a mozgékonyabb palaösszlet csapásirányú megnyúlása az alárendeltebb mészkőlencsék szét-

húzódását, kimaradását eredményezte (Tarófő, Éleskővár, Pizskó). Ezen a részen a boltozat D-i szárnya igen meredek, gyakran átbuktatott helyzetű.

A Dédesvár—Kisfennsík szinklinálisja és a Bükkfennsík vonulatos öve között beálló térrövidülés a szinklinális szétroncsolódása révén egy fokozatosan D felé tolódott külsíza-szerkezetet hozott létre. Az egyes



1. ábra. A Dédesvár szinklinálisának látképe. Jelmagyarázat a XIII. mellékleten

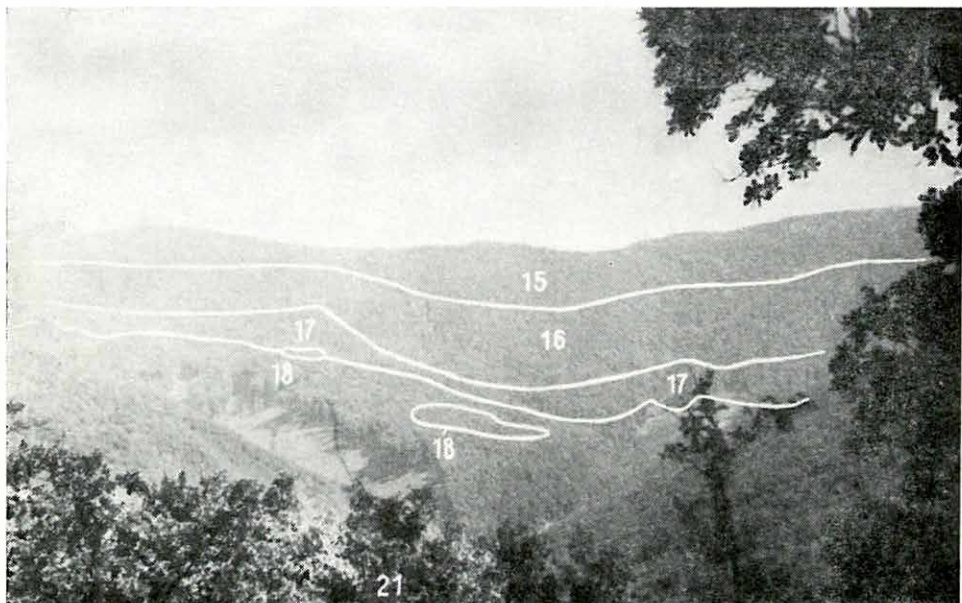
Fig. 1. Panorama du synclinal du Dédesvár. V. la légende de l'annexe XIII

Рис. 1. Общий вид синклинали Дедешвара. Легенду см. на приложении XIII

blokkok ÉÉNy—DDK irányú elnyíróadási síkok mentén tolódtak el. Dédesváron az alsó-triász mészkő mintegy 50 m-rel tolódott a tarka sorozatra, a Várhegy É-i lejtőjén pedig a felső-karbon pala érintkezik a felső-permi és alsó-triász mészkővel. Mályinkától DNy-ra a paleozóos és alsó-triász képződmények megismétlődése is tektonikus eredetű. A Szilasfő—Kerekhegy területén a rátolódás már a 200—400 m-t is eléri. A Csond-róvölgyfőn a képződmények teljes szétzúzódása látható. Ez a legnagyobb elnyíróadási öv, melynek mentén a Kisfennsík D-re tolódása történt. Kemesnye—Szentlélekhegy között a felső-permi és az alsó-triász mészkő érintkezése is tektonikus. Ezt bizonyítja az 5—7 m vastag, főleg alsó-triász mészkőből álló tektonikus breccsa a két képződmény határán.

Végezetül pár szót kell még szólnunk az egyes képződményeknek a tektonikai igénybevétellel szembeni magatartásáról.

A felső-karbon pala- és homokkőképződményein általánosan megfigyelhető a *harántpalásság*, leggyakrabban azokon a helyeken, ahol a mobilis, már korábban felboltozódott, s bizonyára többé-kevésbé gyüredezett agyagpala a nála jóval ridegebb mészkölencséken megtorlódott.



2. ábra. A Nagyboronászlápa látképe a Párnahegyről. Jelmagyarázat a XIII. mellékleten

Fig. 2. Panorama du Nagyboronászlápa, vu du mont Párnahegy. V. la légende de l'annexe XIII

Рис. 2. Общий вид Надьборонашлэпы с горы Парнахедь. Легенду см. на приложении XIII

De bekövetkezik a harántpalásság azokon a helyeken is, ahol a későbbi erő támadási iránya az előző, gyűrődést kiváltó erő irányától nagyobb mértékben eltér.

A palasorozat alsó részén levő mészkölencsék függőleges bordái gyakran követik a pala gyüredezettségét, s igen erősen préseltek, lemezeseek.

A felső, padosabb mészkölencsék általában kevésbé gyüredezettek, litoklázisaik két rendszer szerint különülnek el. Az egyik zárt, kalcittal kitöltött, a másik, ezt elnyíró közetrésrendszer nyitott. Az elsőt a gyűrő-

déses mozgások, a másodikat a töréses, rátolódásokat előidéző mozgási szakasz hozhatta létre.

A tarka sorozat kőzetei igen erős préselődésről tanúskodnak.

A felső-permi márgásabb mészkőrétegek eléggé meggyűrődtek, gyakori a réteglappal párhuzamos felhasadozás. Mind a réteglapokon, mind pedig az elválási síkok felületén gyakran láthatunk az elcsúszás



3. ábra. A Bánvölgyfő látképe. Jelmagyarázat a XIII. mellékleten
 Fig. 3. Panorama de la tête de vallée Bán. V. la légende de l'annexe XIII
 Рис. 3. Общий вид долины Банвельдфё. Легенду см. на приложении XIII

következtében elfenődött kőzetanyagból keletkezett, fényes, vetőtükörre emlékeztető kérget.

Az alsó-triász üledékeinek sokrétűsége, a jól rétegzett oolitos és oolitmentes mészkő, továbbá a mészkő- és agyagpalarétegek váltakozása mind fokozza a rétegoszlet mozgékonyosságát, ezért az alsó-triász képződményeken is igen szép gyűrődéses formák figyelhetők meg.

EXAMEN GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE DU BORD DU NW DE LA MONTAGNE BÜKK

Par G. NAGY

Le bord du NW de la Montagne Bükk est formé d'une série sédimentaire carbonifère, permienne et infratriasique.

Le complexe d'ardoise du *Carbonifère supérieur* représente la formation la plus étendue à la surface. Il consiste pour la plupart en grains de quartz de 0,1 à 0,01 mm, on y trouve même une quantité subordonnée de muscovite et de la chlorite produite par l'altération des minéraux argileux. Dans la partie supérieure du complexe de schiste, s'intercalent des lentilles de grès dont la puissance et la granulométrie sont variables. Dans la série de schiste, on trouve aussi des intercalations de lentilles de calcaire qui sont relativement riches en matières terrigènes (4 à 40%). Le résidu insoluble se compose de quartz, pyrite, et un peu d'apatite. Dans la partie supérieure de la série de schiste-grès, on trouve un ou deux autres horizons à lentilles de calcaire. Selon la détermination de Fusulines par S. E. RO-SOVSKAYA (Moscou), ce calcaire représente la partie supérieure de l'étage moscovien. Le complexe détritique du *Permien inférieur* de la Montagne Bükk se développe apparemment sans interruption de sédimentation, du calcaire du Carbonifère supérieur. A la série supérieure de calcaire se superpose du conglomérat grossier de caractère local, recouvert par un complexe à grains de plus en plus fins de grès blanc et blanc verdâtre, schiste gréseux, schiste violet et vert. La puissance de ce groupe fait 150 à 200 m.

Le complexe carbonifère supérieur se déposa en milieu plus ou moins réductif, tandis que le degré d'oxydation du complexe de schiste bigarré du Permien inférieur est relativement haut.

Le calcaire noir à *Mizzia* du *Permien supérieur* se développe sans lacune de sédimentation, de la série bigarrée.

Le *Triasique inférieur* est représenté par le calcaire gris foncé à claire, dans certaines couches oolithiques, et quelques séries de dolomie et schiste; il se superpose également sans lacune au calcaire du Permien supérieur.

* * *

Les formations se sont rangées dans des chaînes, ayant la direction d'ENE—WSW. La série carbonifère supérieure forme une voûte du N et une voûte de S, entre lesquelles on trouve un synclinal partant près du mont Várhegy de Dédes et devenant de plus en plus profond à l'E, où apparaissent même les couches supérieures. Cette forme structurale fut

modifiée par les chevauchements et failles d'une phase postérieure de mouvements à vergence méridionale.

Annexe XIII. Carte géologique du bord NW de la Montagne Bükk

Légende: Holocène: 1. remblaiement de vallée. Pléistocène: 2. éboulis; 3. terre brune. Miocène: 4. tuf andésitique; 5. argile tufacée, à Foraminifères; 6. tuf rhyolitique „moyen”; 7. sable, argile, lignite; 8. gravier de base, transgressif. Ladinien: 9. calcaire blanc grisâtre; 10. schiste argileux gris foncé, grès; 11. calcaire lamellaire, gris. Anisien: 12. calcaire blanc, bien stratifié; 13. porphyrite, diabase et tuf diabasique; 14. dolomie grise. Trias inférieur: 15. calcaire oolithique, gris, schiste argileux, violet et vert. Permien supérieur: 16. calcaire noir. Permien inférieur: 17. schiste argileux, violet, vert, blanc, grès. Carbonifère moyen et supérieur: 18. calcaire gris, à Coralliaires, Brachiopodes, Fusulinides; 19. calcaire gris, noir, pressé, à Crinoïdes; 20. conglomérat quartzeux à lydite; 21. schiste gris foncé, à séricite et grès. 22. Cisaillement. 23. Chevauchement. 24. Axe d'anticlinal. 25. Axe de synclinal. 26. Limites de notre levé.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И СТРУКТУРЫ СЗ-НОГО БОРТА ГОР БЮКК

Г. НАДЬ

Северо-западный борт гор Бюкк построен толщей карбоновых, пермских и нижнетриасовых отложений.

Свита *верхнекарбоновых* сланцев является образованием, наиболее широко распространенным на поверхности. В ней преобладают кварцевые зерна величиной в 0,1—0,01 мм, причем в ее составе могут участвовать в уменьшенном количестве также мусковит и образовавшийся путем превращения глинистых минералов хлорит. В высшем горизонте сланцевой свиты залегают песчаниковые линзы различной мощности и величины зерен. В серию сланцев включаются также известняковые линзы, содержащие сравнительно много терригенного материала (4—40%). Сухой остаток состоит из кварца, колчедана, а в более сокращенном количестве — из апатита. В самых верхах сланцевато-песчаниковой свиты, в одном или двух горизонтах встречается новый ряд известняковых линз. Согласно определениям фузулин, сделанным С. Е. РОЗОВСКОЙ, этот известняк представляет собой верхнюю часть московского яруса. *Нижнепермская* обломочная свита гор Бюкк развивается, повидимому, без перерыва из верхнекарбоновых известняков. Над самой верхней известняковой полосой залегают сжатые песчаники, локально — грубые конгломераты, перекрывающиеся белыми, зеленовато-белыми песчаниками, песчаниковыми сланцами с постепенно утончающимся гранулометрическим составом, а за ними следуют фиолетовые и зеленые сланцы. Мощность группы этих образований может составлять примерно 150—200 м.

Верхнекарбоновая свита отлагалась в более или менее редукционной

среде, а степень окисленности нижнепермской, пестрой сланцевой свиты является, в свою очередь, сравнительно высокой.

Нижний триас представлен свитой темно- и светлосерых, местами оолитовых известняков, а также подчиненных доломитов и сланцев, которая также без пробела налегает на верхнепермские известняки.

* * *

Образования расположены в виде полос, простирающихся в направлении ВСВ—ЗЮЗ. Верхнекарбоновая серия образует две антиклинали, из которых одна имеет С-ную, а другая Ю-ную ориентацию. Между обеими антиклиналями расположена синклинали, начинающаяся у горы Вархедь в окр. с. Дедеш и постепенно углубляющаяся в В-ном направлении. В этой геосинклинали появляются и высшие члены слоев. Эта структурная форма изменилась вследствие последующей фазы движений, формировавшей надвиги и разломы Ю-ной вергенции.

Приложение XIII. Геологическая карта СЗ-ной окраины гор Бюкк.

Легенда: Голоцен: 1. заполнение долины. Плейстоцен: 2. осыпь; 3. бурозем. Миоцен: 4. андезитовый туф; 5. туфовая глина с фораминиферами; 6. средний риолитовый туф; 7. пески, глины, бурый уголь; 8. трансгрессионные базальные гальки. Ладин: 9. серовато-белые известняки; 10. темносерые глинистые сланцы, песчаники; 11. серые плитчатые известняки. Анизийский ярус: 12. белые, хорошо слоистые известняки; 13. порфириды, диабазы и их туфы; 14. серые доломиты. Нижний триас: 15. серые оолитовые известняки, фиолетовые и зеленые глинистые сланцы. Верхняя пермь: 16. черные известняки. Нижняя пермь: 17. фиолетовые, зеленые и белые глинистые сланцы, песчаники. Средний-верхний карбон: 18. серые, кораллово-брахиоподово-фузулиновые известняки; 19. серые, черные, прессованные, криноидовые известняки; 20. лидито-кварцевый конгломерат; 21. темносерые, серицитово-песчаниковые сланцы. 22. Срезывание. 23. Надвигание. 24. Ось антиклинали. 25. Ось синклинали. 26. Границы собственной съемки.

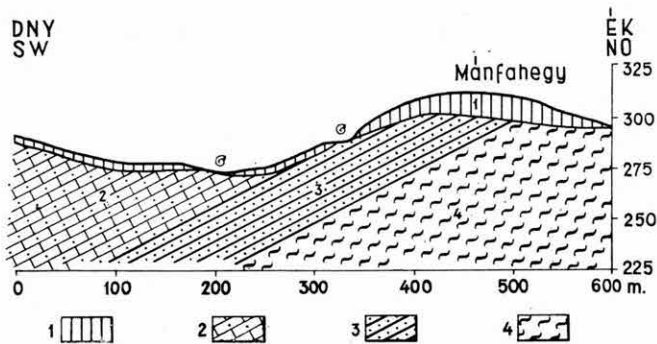
TORTÓNAI ÜLEDÉKEK VIZSGÁLATA AZ ÉSZAKI MECSEKHEGYSÉGBEN

Írta: VÉGH SÁNDOR

1956—57-ben mecsekhegységi térképező munkám során a miocén időszak tortónai emeletébe sorolt tengeri képződmények pontosabb és általánosabb érvényű beosztására néhány szelvény mentén részletes üledékföldtani vizsgálatokat végeztem. Ezek eredményéről az alábbi rövid összefoglalásban számolok be.

1. A Komló és Magyarszék környéki tortónai rétegsorok

Komló környékén a tortónai emelet kezdő tagjának a korábban (2) felső-helvéti slírnek vett foraminiferás tengeri agygrétegeket tekintetjük. A slír-fáciesű tortónai alaprég Komlótól délre, a Mánfahegyen különösen jól tanulmányozható (1. ábra). Kékesszürke, homokos, kép-



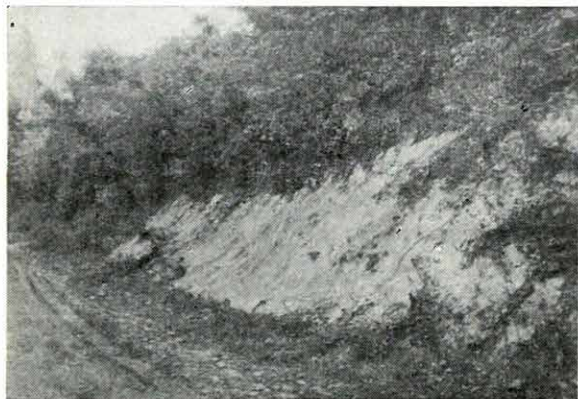
1. ábra. A komlói Mánfahegy szelvénye. *Jelmagyarázat:* 1. lösz, 2. tufás, glaukonitos mészkő, márga, 3. molluszkás homokkő, 4. szürke és sárgásbarna, tufás agygmárga

Fig. 1. Profil du mont Mánfahegy à Komló. *Légende:* 1. loess, 2. calcaire et marne tufacés, glauconieux, 3. grès à Mollusques, 4. marne argileuse tufacée, grise et brun jaunâtre

Рис. 1. Разрез горы Манфахедь в окр. с. Комло. *Легенда:* 1. лесс, 2. туфовый, глауконитовый известняк, мергель, 3. песчаник с моллюсками, 4. серый и желтовато-бурый, туфовый мергель

lékeny agyag, amely felfelé sárgásbarna színű agyagmárgába megy át. Anyagának kolloidos részében a DTA-vizsgálat az uralkodó montmorillonit mellett főként illitet mutatott ki. Homok-szemcsenagyságú része sok riolittufából származó ásványt, főleg biotitot tartalmaz.

Vékonyhájú, gyér molluszkum-faunája elsősorban *Corbula gibba* OLIVI, *Lucina* sp., *Meretrix* sp. alakokból áll. Iszapolási maradékból néhány cápafog mellett SIDÓ M. határozása szerint az alábbi tortónai Foraminiferák kerültek elő: *Corvinella gaudryoides* FORN., *Glandulina*



2. ábra. Riolittufa-feltárás a régi pécs—komlói műút komlói kanyarjában. (Foto: VÉGH S.)

Fig. 2. Affleurement de tuf rhyolitique au tournant près de Komló de l'ancienne chaussée Pécs—Komló. (Photo S. VÉGH)

Рис. 2. Обнажение риолитовых туфов у поворота старого шоссе Печ—Комло, вблизи с. Комло. (Фото: Ш. ВЕГ)

nata D'ORB., *T. mariae* D'ORB., *Trifarina* sp., *Uvigerina* sp., *Virgulina* sp.

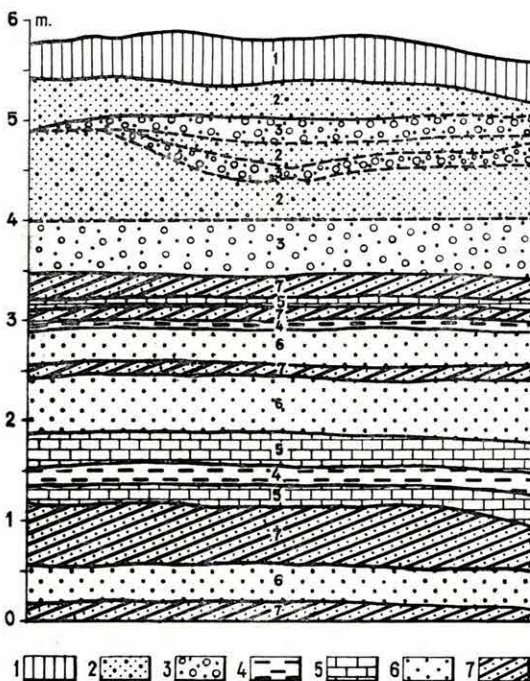
A foraminiferás agyag—agyagmárga-rétegek Komló belterületén 1956-ban még vizsgálhatók voltak az új bányászöltöző mögötti, azóta beépített feltárásban is. Innen a már ismertetett faunaelemeken kívül *Amussium* sp. és a *Globorotalia scintula* BRADY, *Polymorphina oblonga* D'ORB. is előkerültek. Komló ÉNy-i részén, a Kenderföldek vízmosásában található agyagos-tufás szürke márga és homokkő is ebbe a szintbe tartozhatik, dús korall-faunája még vizsgálatra vár.

A tengeri foraminiferás agyagrétegekre a Mánfahegyen lajtmész-kőfáciesű, sárgásbarna színű, kemény, meszes homokkő következik (1. ábra), vastaghájú kagyló- és csigatöredékekkel, foraminiferákkal, sok kőbéllel. Egy ép kagylóhéjat SCHRÉTER Z. a *Pecten (Flabellipecten) bessi* PARTSCH alakkal azonosított.

Ez a homokkő fölfelé zöldesszürke színű, általában finomszemcsés

sp., *Globigerina triloba* RSS., *Globulina gibba* D'ORB., *Lagena striata* D'ORB., *Nodosaria badensis* D'ORB., *N. longiscata* D'ORB., *Nonion commune* D'ORB., *N. punctatum* D'ORB., *N. soldanii* D'ORB., *Orbulina universa* D'ORB., *Planularia antillea* CUSH., *Plectofrondicularia affinis* NEUG., *Polymorphina acuta* D'ORB., *Pullenia bulloides* D'ORB., *Quinqueloculina* sp., *Robulus calcar* L., *R. crassa* D'ORB., *R. cultratus* MONTF., *R. inornatus* D'ORB., *R. simplex* D'ORB., *Rotalia beccarii* L., *Sigmoilina tenuis* CZJ., *Spiroloculina* sp., *Textularia carina*

homokkő-, márga- és mészkőrétegekbe megy át. Anyaga nagyrészt aprószemű kalcit. Durvább beágyazásként az általánosan előforduló ásványokon kívül jellegzetesen zöld színű és mozaikos szerkezetű *glaukonit*-szemcsék, valamint fonáalakú, töredezett vulkáni üvegtörmelék talál-



3. ábra. A magyarszéki tortónai feltárás szelvénye. *Jelmagyarázat*: 1. talaj, lösz, 2. aprókavicsos homok, 3. homokos kavics, 4. barna agyag- és mészmárga, 5. lajtmész, 6. szürke, lazább homok, 7. homokkő

Fig. 3. Profil de l'affleurement tortonien de Magyarszék. *Légende*: 1. sol, loess, 2. sable à graviers menus, 3. gravier sableux, 4. marnes argileuse et calcaire, brunes, 5. Leithakalk, 6. sable gris, meuble, 7. grès

Рис. 3. Разрез тортонского обнажения в с. Мадьярсек. *Легенда*: 1. почва, лесс, 2. тонкогравелистый песок, 3. песчаный гравий, 4. бурый глинисто-известковый мергель, 5. известняк типа „Лайта”, 6. серый, более рыхлый песок, 7. песчаник

ható. Makrofaunája: *Myrtea spinifera* MONTF., *Amussium* sp., *Turritella*-töredékek.

A vulkáni anyagszolgáltatás fokozódásának jele, hogy a glaukonitos, tufitos mészkő fölfelé riolittufába megy át (2. ábra), amit korábban már ismertettem (1).

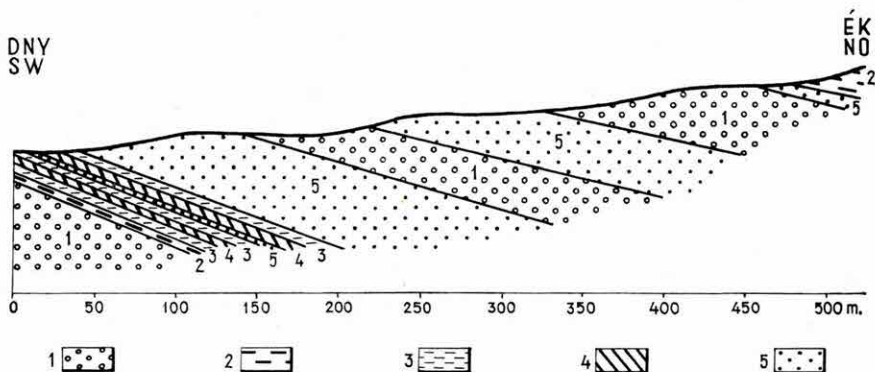
Magyarszék körül ugyancsak foraminiferás agyag és lajtmész is van a tortónai rétegcsoportban. A Komló felől Magyarszékre vezető bekötőút mentén, valamivel a község előtt, mesterséges feltárásban e képződmények jól láthatók (3. ábra). Megfigyelhető itt a foraminiferás agyag

és a lajtamészke rétegeinek, padjainak gyakori partingadozást jelző váltakozása. A rétegsort kavics zárja, felerészben a lajtamészke és homokkő másodlagosan feldolgozott anyagával, felerészben kvarcit- és kvarcporfir-kavicsokkal, a tengeri abrázio és a szárazföldi behordás együttes lerakódási övezetét jelezve. Az itt említett agyagok csak fáciesben egyeznek a mányahegyi szürke és sárgásbarna tufitos agyagmárgákkal. Annak nem aequivalensei, hanem fedősorozatukba tartoznak.

2. Magyaregry környéke

A Mecsekhegység ÉNy-i területrészenek legteljesebb tortónai rétegsora a magyaregryi Leánykői-árokban tanulmányozható. Ennek ÉK-i, szelvényezhető ágát részletesen felmértük, és szelvényrajzban a 4. ábrán közöljük.

A rétegsor itt transzgressziós alapkonglomerátummal kezdődik, ami kevés triász mészkőtörmelék mellett, főként trachidolerit-kavicsok-



4. ábra. A magyaregryi Leánykői-árok ÉK-i ágának szelvénye. *Jelmagyarázat:* 1. konglomerátum, 2. foraminiferás agyag, 3. tufás homokkő, 4. riolittufa, 5. molluszkás homokkő és mészkő (lajtamészke)

Fig. 4. Profil de la branche du NE du fossé de Leánykő à Magyaregry. *Légende:* 1. conglomérat, 2. argile à Foraminifères, 3. grès tuffeux, 4. tuf rhyolitique, 5. grès et calcaire à Mollusques (Leithakalk)

Рис. 4. Разрез СВ-ного ответвления грабена „Леанькё” в с. Мадьярегредь. *Легенда:* 1. конгломерат, 2. глина с фораминиферами, 3. туфовый песчаник, 4. риолитовый туф, 5. песчаник и известняк (типа „Лайта”) с моллюсками

ból áll. Fölötte szürke foraminiferás agyag van, ez a medence hirtelen mélyülését igazolja. Szürkészöld színű diatomáceás, tufás homokkő, riolittufa, aztán ismét tufás, molluszkumos homokkő a további sorrend felfelé. A tufás homokkő sok tengeri sünt tartalmaz. Ezután barnás-sárga színű, durvaszemű, meszes homokkő, mészkő, valamint meszes-homokos konglomerátum következik többszörös ismétlődéssel. Ezekben a

rétegekben a lajtamészke jellemző faunáját találjuk: puhatestűek, sünök, korallok, Foraminiferák; ezen kívül Lithothamniumok is. Felsőbb részeiben többek között óriásnövésű Ostreák is találhatóak (*Ostrea lamellosa* BR.). A vízmosás ÉK-i végében, a forrásnál talált, a rétegsort bezáró szürke molluszkumos-foraminiferás agyagból ismételt mélyülésre következtethetünk.

Összefoglalás

A dolgozatban közölt és eddig még nem ismertetett megfigyelések szerint a Mecsekhegységben Komló környékén a helvétai édesvízi-szárazföldi rétegekre a feltáratlan közvetlen fekvő rétegek felett a tortónai emeletbe sorolható tengeri foraminiferás agyag, majd lajtamészke fáciesű homokkő- és mészkőrétegek települnek. Komlótól D-re jellegzetes, eddigi ismereteink szerint helyi kifejlődésű glaukonitos-tufás homokkő—márgás mészkő-képződmény tanulmányozható a felszínen.

A hegység északabbi területén a rétegsor abráziós alapkonglomerátummal kezdődik, tengeri agyaggal és lajtamészke-fáciesű homokkő-, mészkő-, valamint konglomerátumrétegekkel folytatódva újabb tengeri foraminiferás agyagréteggel zárul.

A különböző fáciesű, illetve szemnagyságú rétegek sűrű váltakozásából ítélve a tortónai tenger partvonala és vízmélysége igen változékony lehetett.

IRODALOM

1. PÁLFALVY I.—VÉGH S.: Vulkáni tufa vizsgálatok a Mecsekhegység ÉK-i részén. — Földt. Közl. **87**. 1. 1957.
2. VADÁSZ E.: A Mecsekhegység. — Budapest, 1935.

EXAMENS DES SÉDIMENTS TORTONIENS DANS LA PARTIE DU N DE LA MONTAGNE MECSEK

Par S. VÉGH

Selon les observations inédites jusqu'ici on trouve, dans les environs de Komló (Montagne Mecsek), des couches continentales et d'eau douce auxquelles se superposent — au-dessus du mur immédiat, ne figurant pas en affleurements — l'argile marine à foraminifères du Tortonien, puis des couches de grès et calcaire en faciès de Leithakalk. Au S de Komló, on peut examiner l'affleurement d'une formation de grès et calcaire marneux, glauconieux-tufacés qui représente selon nos connaissances actuelles, un faciès local.

En passant vers le N, la série stratigraphique commence par le conglomérat de base d'abrasion, puis continue par l'argile marine et par des couches de grès, calcaire, conglomérat en faciès de Leithakalk, dans le toit c'est l'argile marine à foraminifères qui réapparaît.

A en juger par l'alternance des faciès et granulométries divers, la côte et la profondeur de la mer tortonienne devaient être bien variables.

ИССЛЕДОВАНИЕ ТОРТОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОР МЕЧЕК

Ш. ВЕГ

Согласно изложенным в данном отчете, но до сих пор еще не опубликованным наблюдениям, в горах Мечек в окрестности с. Комло на пресноводно-континентальных слоях гелльвета, над неприметными слоями непосредственной подошвы в тортоне залегают песчаниковые и известняковые слои, развитые в фации известняка типа „Лайта”. К Ю-у от с. Комло можно изучать на поверхности образование глауконитово-туфовых песчаников и мергелистых известняков, которые, по полученным до сих пор сведениям, имеют местное развитие.

На более северном участке гор Мечек толща начинается абразионным базальным конгломератом, затем продолжаясь морскими глинами и слоями песчаников, известняков, а также конгломератов, выраженных в фации известняка типа „Лайта”, она заключается новым слоем морских глин с фораминиферами.

Судя по частому чередованию слоев, выраженных в различной фации, или же имеющих разный гранулометрический состав, береговая линия и глубина вод тортонского моря могли быть весьма изменчивыми.

KÍSÉRLET AZ ALFÖLD RÉSZLETES FÖLDTANI TÉRKÉPEZÉSÉRE SZABADKÍGYÓS KÖRNYÉKÉN

(XIV. sz. melléklettel)

Írta: RÓNAI ANDRÁS és FEHÉRVÁRI MIKLÓS

Az első 5 éves terv folyamán az Állami Földtani Intézet munkába vette az ország különböző területeiről készült földtani térképeknek 1 : 25 000-es méretarányban való egységesítését. Hegyvidéki területeken többféle méretben és különböző időben, különböző célból készült térképek összehangolása volt a feladat, síksági területünk nagy része azonban 1 : 25 000-es méretben egyáltalán nem volt térképezve. A hiány kiküszöbölésére indult meg SÜMEGHY J. irányításával 1950-ben síkvidéki területeink 1 : 25 000-es méretű térképezése. 1955-ben ez a nagy munkát befejeződött és lehetővé tette az első áttekintést medencéink negyedkori takarójának változatosságáról.

A síkvidéki területeken az 1 : 25 000-es talajtérképek elkészítése után (KREYBIG-féle térképek) csakhamar megindult kataszteri (1 : 2880) méretben, illetve 1 : 1000 méretben a talajtérképezés. Az 1 : 25 000-es méretű földtani térképezés is számos további feladatot vetett fel. Elsősorban építkezési, ipartelepítési és mezőgazdasági érdekek követelték a területek részletesebb földtani kikutatását és a felszíni viszonyok mellett a felszínközeli rétegek ismertetését.

A részletes földtani vizsgálatoktól elsősorban a több és mélyebb feltárást, sokoldalú anyagvizsgálatot és a talajvíz helyzetének és szerepének részletes megfigyelését kívántuk. Ezért helyesnek látszott az új részletes térképezés módszereit egy-egy kisebb területen kísérletképpen kidolgozni. Ezt a célt tűzte ki feladatául az a kísérlet, amelyet 1955-ben Békéscsabától délre, Szabadkígyós község körül végeztünk.

Az 1 : 25 000-es méretű alföldi térképezés után a következő fontos kérdések maradtak válasz nélkül:

- a. A felszíni üledékek vastagsága.
- b. A fekü anyaga és mélysége.
- c. A felszínközeli vízáradó és vízzáró szintek és vízviszonyok.
- d. A térképezett képződményekre vonatkozó anyagvizsgálati adatok.
- e. Rétegtani elemzés.

A fenti hiányok kiküszöbölése volt a módszertani térképezési kísérlet első feladata. Második, nem kevésbé fontos a teljesítési normák, a műszerek, eszközök, felszerelés, létszám, költség megállapítása. Sajnos a kutatáshoz szükséges összeget nem sikerült biztosítani s így a munkálatokat jobbra a rendes 25 000-es méretű térképezési munka keretében és a Mélyépterv vízkutatási munkájába bekapcsolódva kellett elvégezni.

Közreműködését élveztük a rokontudományok és szakok felszín-térképezésben érdekelt képviselőinek, mint Agrokémiai Kutató Intézet, az Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet (OMMI) talajtani laboratóriuma, a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet (VITUKI) a Mélyépítési Tervező Iroda (Mélyépterv) Hidrológiai Tanulmányi Osztálya és több építési tervező intézet.

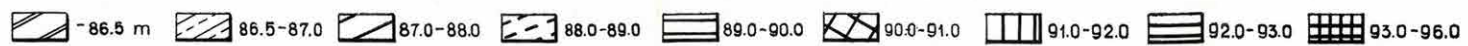
A terület általános földtani jellemzése

Szabadkigyós környéke a Tiszántúl közepe táján fekszik, a keleti alföldperemtől 50—60 km távolságban, Békéscsabától 6—10 km-rel D-re. A próbaterület Újkigyós községtől K-re, az újonnan községgé alakult Szabadkigyós (Ókigyós) lakott helyet és déli környékét öleli fel. A terület a Körösök vízrendszerébe tartozik. A Fehér-Körös régi ágai a jelenkorban is elérnek a területig, árterei pedig K felé ma itt szabnak határt a békési löszhátnak. Ma azonban a Fehér-Körös élővize 10—20 km-re folyik a területtől és a Békéscsabánál kanyargó szabályozás előtti meder, a mai „élővízcsatorna” is kb. 10 km távolságra van.

A szabadkigyósi kastély 94 m magasan fekszik a tenger szintje felett, körülötte a térszín magasságkülönbségei néhány métereseek. A kigyósi Nagylegelő szikes laposa 89—90 m magasan terül el. Ez a terület legmélyebb fekvésű része. Átvezet a Békéscsabától D-re elterülő és a Fehér-Körösöz vezető kiszélesedő nagy süllyedék területére. A kastélypark folytatásában D-re nyúló erdő 93 m magasan fekszik. Csak területünk Ny-i felén találunk a sík területből jobban kiemelkedő dombokat, de a „mintaterületen” belül ezek sem haladják meg a 100 m-es magasságot. Legmagasabb dombjuk, a Sashalom is csak 101 m-ig emelkedik. A felsorolt adatok a katonai térképek magasságadatai. Az általunk használt részletes vízügyi térképek szintezési alapsíkja a katonai térképeken használnál ezen a területen kb. 3 méterrel alacsonyabb. A kigyósi Nagylegelő tehát a mi térképeinken 86—87 m tszf. magassággal szerepel, legmagasabb dombjai 96—97 m-esek.

A homokos dombok Újkigyós községnél több sorban futnak É—D-i irányban és határt szabnak K felé a békési löszhátságnak, mely a nagykunsági és csanádi lösztablák folytatása. A pleisztocén utolsó glaciálisában kialakult tömött, úgynevezett infúziós lösz fedi. A lösz vastagsága a Nagykunságon 6—10 m, Békés felé kivékonyodik, Újkigyós és Csanádapáca között már csak 1—2 m. Helyét itt a felszínen homokos löszféle-

500 1000 m



1. ábra. Domborzat. — Fig. 1. Relief. — Рис. 1. Рельеф.

ség veszi át, s ez átmege löszös homokba. Ez a löszös homok nem a lösz alján, annak folytatásában megjelenő homok, hanem a löszhullásnál fiatalabb holocén képződmény. Alatta a mintaterületen is megtaláljuk az elvékonyodó lösz. K-re és ÉK-re a holocén rétegek egyenlőtlenül kivastagodnak és átnyúlnak a fiatal Körös-süllyedék területére. E süllyedék felszínén szikes lösziszap, rétiagyag és fiatal öntéshomok, öntésiszap van. Alattuk iszapos homok-, homokos iszap- és iszaprétegek következnek. Durvább szemű homok, vagy kavics a peremsüllyedék területén több 100 m mélységig nincsen.

Ny-on a lösztábla alatt finom homok, löszös homok van. Csillámos, éles folyami homok ez, de általában nagyon finomszemű és sűrűn változik iszap- és agyagrétegekkel. Ártéri képződmények és időszakos állóvizek lerakódásai. Durvább szemű homok csak kevés helyen és aránylag nem nagy vastagságban található. Helyüket változtató, középszakasz jellegű, aránylag finom hordalékkal feltöltött kanyargós folyómedrek maradványai ezek.

A mintaterülettől D-re a Körösök és a Maros között KÉK—NyDNy irányban nagyobb homokvonulatok húzódnak. Irányuk nagyjából egyezik a Maros mai fattyúágának, a Szárazérnek irányával és bennük egy régebbi fattyúág nyomait láthatjuk.

A mintaterület a pleisztocén és holocén térszín határára esik. A különböző képződmények Ny-ról K-re váltják egymást, É—D-i irányban húzódnak végig a területen. Ny-on a békési tábla szélére telepedő löszös homokdombokat találjuk. A terület közepét homokos lösz takarja, ezt fiatal öntéshomok szegélyezi és körülveszi a nagy szikes legelőt, ahol a felszín anyaga lösziszap és 1—2 m mélységig löszanyag. Ez alatt az elszikesedett löszfelszín alatt különböző mélységben és vastagságban újra mederszerűen elhelyezkedő homokrétegeket tártak fel a fúrások.

A kísérleti térképezés előkészítése

A módszertani kísérlet elvégzése csak az általános síkvidéki térképezés keretén belül volt lehetséges s kísérletünket az általános térképezéssel egyidőben végeztük. Területileg a SÜMEGHY-féle térképezéssel kapcsolódtunk. Az Alföld teljes területéről nem készült 1 : 25 000-es térképeknél nagyobb méretarányú és a domborzatot részletesebben ábrázoló topográfiai térkép, mely vizsgálatainkhoz szükséges lett volna. Ezért a térképkérdés megoldása csak a saját magunk által szerkesztett topográfiai térkép alapján vált lehetségessé. A Gyulai Vízügyi Igazgatóság rendelkezésünkre bocsátotta azokat a — árvízmentesítési munkálatokkal kapcsolatban beszíntezett — kataszteri alaptérképeket, amelyekről a 100 m-es hálózat szerint elhelyezett pontok magassági értékei leolvashatók. Az átnézetes síkvidéki térképezés területének egy része egybeesett az árvízmentesítési térképeken ábrázolt területtel, így kísér-

leti területünk kiválasztására Békéscsaba, Gyula környékén lehetőség mutatkozott.

A terület földtani felépítését illetően figyelemmel voltunk arra, hogy a kiválasztott területrészen lehetőleg megtaláljuk azokat a földtani képződményeket, amelyek a tágabb alföldi környezetre is jellemzők. Ezek figyelembevételével döntöttünk a Szabadkígyóstól (Ókígyós) D-re fekvő területrésztel mellett.

Feltérési tervünk részletes kidolgozását az igényelt térképek birtokában és a terület szemrevételezése után fejeztük be. Síkvidéken a legtöbb mezőgazdasági és műszaki tervezéshez a földtani viszonyokat általában 5—10 m mélységig szükséges részletesen ismerni, ezért kutató-fúrásainkat zömmel 10 m mélységig terveztük.

De az 5 m és 10 m mélységű fúrások mellett a mélyebb rétegek tájékoztató jellegű feltérására is előkészületeket tettünk. Az intézetünkben rendelkezésre álló, gépkocsira szerelt gépi fúróberendezés mutatkozott legalkalmasabbnak a tervezett 50 m-es fúrások lemélyítésére. Ezt azonban ezideig a kívánatos¹ száraz fúrásra nem alkalmazták, így tervbevéttük a fúróberendezés kipróbálását száraz fúrásra is.

Az előkészületi munkálatok között nagy súlyt fektettünk az anyagvizsgálat helyes és gazdaságos megszervezésére. Feltérési tervünk alapján az előre várható talajminták nagy számánál fogva azok helyszínen való vizsgálata látszott leggazdaságosabbnak. Munkaerő- és felszerelés-hiány miatt csak a rövid idő alatt betanítható, egyszerű eszközökkel elvégezhető ún. rutinvizsgálatok jöhettek számításba. Ezek közül is azok a vizsgálatok, amelyek az üledék valamelyik fizikai jellemzőjét határozzák meg, melynek ismeretében a gyakorlati tervezésekhez szükséges egyéb jellemzők hozzávetőlegesen meghatározhatók. A terepen elvégezhető anyagvizsgálat tehát elsősorban a gyakorlati élet igényeit kívánta kielégíteni.

Joggal érhet bennünket az a vád, hogy a módszertani kísérlet eddig tárgyalt célkitűzései között rétegtani megállapításokra utaló vizsgálatokról nem beszéltünk. Azonban fiatal medenceüledékeink vizsgálatától a gyakorlat nem a korbeosztási kérdések eldöntését várja, hanem olyan földtani térképeket igényel, amelyek egy-egy feladat megoldásához segítséget nyújtanak. A síkvidéki földtani térképek tehát csak akkor nyújthatnak segítséget ezekben a kérdésekben, ha a felszíni és felszínközeli üledékek térbeli elrendeződése mellett azok anyagi minőségét és vízzel szemben való viselkedését is bemutatják.

Laza üledékek vizsgálatára a szokásos szemeseösszetételi vizsgálatokat állítottuk be. A kötöttebb iszapos és agyagos képződményeket pedig a konzisztenciahatár vizsgálata alapján jellemeztük. Mindkét vizsgálat terepen aránylag egyszerű módszerrel elvégezhető. Tisztában vagyunk azzal, hogy az említett vizsgálatok eredményeiből még sok

kérdésre nem tudunk választ adni, azonban az anyagi lehetőség szabta határok között kellett maradnunk.

A felszínközeli rétegek hidrológiai viszonyainak megismeréséhez a terület teljes kútkataszterének felvételét készítettük elő. A térképezési munkálatok időtartama alatt a várható talajvízingadozás mérésére az ásott kutakban 1—1,5 hónapos időközzel terveztünk talajvízszintmérést. Mindennapi mérésre 30 kutat választottunk ki. Az ásott kutakon kívül saját fúrásaink egy részét talajvízkémlelő kutakká alakítottuk. A terület mélyebb rétegeinek hidrológiai viszonyait részben a magunk által lemélyített 50 m mélységű fúrások, részben a Mélyépterv Hidrológiai osztálya által mélyített vízkutató fúrások adatai alapján ismertük meg.

Szükségesnek tartjuk megemlíteni, hogy Szabadkígyós környékén Békéscsaba vízellátásával kapcsolatban a Mélyépterv Hidrológiai osztálya részletes hidrogeológiai kutatásokat végzett. A tervezett vízmű vízutánpótlási viszonyainak megítéléséhez szükséges földtani tanulmány elkészítésére a Mélyépterv intézetünket kérte fel. A tanulmány elkészítésével csoportunkat bizta meg igazgatóságunk, így munkatervünkben a kísérleti terület tágabb környezetének tanulmányozása is helyet kapott.

A vizsgálati adatok kiértékelése

a. Földtani leírás

Területünk a Körösök vidékén nagy területen megtalálható fiatal (holocén) iszapos ártéri területnek és a magasabb térszínű, homokos és löszös képződményekből felépült idősebb (pleisztocén) területnek érintkezési határára esik.

A terület földtani felépítésében résztvevő üledékek: homok, löszös homok, homokos lösz, lösziszap és agyag.

Homok. A területen 10 m mélységig feltárt homokrétegeket szemcseeloszlási vizsgálatoknak vetettük alá. A szemcseösszetétel szokásos meghatározását az anyag száraz állapotban szitasoron történő szétkülönítésével végeztük el. Szitasorunk lyukátmérői 2, 1, 0,5, 0,3, 0,1, 0,06 mm voltak. Homoknak nevezünk minden olyan anyagot, amely 0,1 mm-nél nagyobb szemcséket 60 súlyszázalék fölött tartalmaz és a 0,06 mm alatti frakció súlyszázaléka nem haladja meg a 10%-ot.

Löszös homok. Az eddigi alföldi térképezésnél a löszös homok és homokos lösz elkülönítése legtöbb esetben az anyag makroszkópos jellege alapján történt. Szemcseösszetételi vizsgálatok alapján löszös homoknak nevezzük azt az üledéket, amelyben a 0,1 mm szemnagyságnál nagyobb szemcsék súlyszázaléka 30% fölött van és a 0,06 mm alatti szemcsék maximálisan 30%-ban vannak képviselve.

Homokos lösz. A 0,1 mm-nél nagyobb átmérőjű szemcsék 20—30%-ban vannak jelen, a 0,06 mm-nél kisebb átmérőjű frakció 30—60 súlyszázalékban. Az üledékmintából folyási határ vizsgálat nem végezhető el.

Lösziszap. Az alföldi üledékek között a homoknál finomabb képződményekben tekintélyes szerep jut a löszféleségeknek. Ezeket a dunántúli löszhöz való hasonlóságuk vagy eltérésük alapján neveztük el. Az Alföldön ugyanaz a lösz típus, amely a Dunántúlon nagy területen megtalálható, csak lényegesen kisebb területen fordul elő. Helyette a „*lössös üledékek*” jelennek meg és ezek legfinomabb szemcséjű típusa a lösziszap. A lösziszapból szárazon szitálva a 0,06 mm \varnothing -n 30—40 súlyszázalék fennmarad, a többi 60—70% a szitán átesik. Ugyanezen anyagból a 0,06 mm-es szitán vízzel átmosva csak 10—15 súlyszázalék marad fenn. A lösziszapból a konzisztenciahatár vizsgálatok (folyási határ, plasztikus határ) elvégezhetőek. A folyási határ 40—50%-os víztartalomnál adódik. A lösziszap gyengén makroporozus szerkezetű, ezért roskadásra hajlamos üledék.

Agyag. Makroszkópos jelleg alapján is jól elkülöníthető. Folyási határa 50—70% érték közé esik.

Az üledékek fenti osztályozásában bizonyos fokú önkényesség tapasztalható. Ez abból ered, hogy mind az üledékközvetenben, mind a talajmechanikában az üledékek osztályozásának nincs kialakult nomenklatúrája.

A síkvidéki földtani térképezésben az üledékek osztályozása ezideig többnyire a talajminta makroszkópos jellege alapján történt. A laza üledékek elnevezését a talajmechanikában eddig is a szemcseösszetételi vizsgálat alapján határozták meg. A kötött üledékek osztályozását a plasztikus index* alapján végezték el. Területünkön az iszapos és agyagos képződmények elkülönítésére a folyási határ vizsgálatának eredményét használtuk fel, ugyanis a konzisztenciahatár vizsgálatokból a folyási határ** látszott legalkalmasabbnak az üledékek osztályozására.

A folyási határ megállapításához szükséges ún. folyási egyenest 5 különböző víztartalom mellett szerkesztettük. A folyási egyenesnek az X tengellyel bezárt hajlásszöge és az Y tengely metszete, tehát az egyenes helyzete minden esetben jellemzőnek mutatkozott a vizsgált anyagra. Tapasztalatunk szerint azonos ásványtani felépítésű, de eltérő szemnagyságú üledékek esetén a folyási egyenesek a grafikonon legyező alakban helyezkednek el.

* *Plasztikus indexnek* (Pi) nevezzük a folyási határ (F) és plasztikus határ (P) különbségét: $Pi = F - P$.

** *Folyási határon* értjük a talaj azon állapotát, amikor a CASAGRANDE-féle csészébe helyezett talajpépbe vágott szabványárok 25-szöri ütögetésre 1 cm hosszban összefolyik. A folyási határ értékeként a talaj víztartalmát adjuk meg száraz súlyára vonatkoztatott százalékban.

A folyási egyenes hajlásszöge és Y tengelymetszete az agyagfrakció növekedésével arányosan nő. Természetesen a metszettel egyértelműen nő a folyási határ értéke is, mivel a folyási határ az Y tengellyel párhuzamosan az X tengely 25-ik ütéspontjára állított merőleges metszetét jelenti. A vizsgált terület iszapos és agyagos üledékei azonos eredetűek és e kis területen belül ásványtani felépítésük is azonos. Ebből adódóan a folyási határ, mint a folyási egyenes egy pontjának Y koordináta-értéke (metszete), csupán az anyag felaprózottsági fokától függ.

A plasztikus határ is — lényegében a folyási határhoz hasonlóan — az anyag konzisztencia állapotát határozza meg. A plasztikus határ, vagy másképen sodrási határ megállapításához az anyagot vízzel keverik és hengeres szálakká sodorják. Plasztikus határon van az anyag akkor, ha a sodráskor keletkező talajhengerecskék 4 mm \varnothing alá nem sodorhatók és 3—4 mm \varnothing mellett éppen töredeznek. A plasztikus határ értékét is víztartalomban fejezzük ki az anyag száraz súlyára vonatkoztatott százalékban. A plasztikus határ meghatározásában, a vizsgálat módszeréből eredően, sokkal több bizonytalanság és szubjektív hiba adódik, mint a folyási egyenes, illetőleg a folyási határ meghatározásában. Abban az esetben tehát, ha a két vizsgálati érték különbségét, a plasztikus indexet használjuk az üledékek osztályozására, úgy azt mindkét vizsgálat hibája következtében torzítottan kapjuk. A folyási határ meghatározása exaktabb módszerrel történik, mint a plasztikus határé és területünkön a már elmondottak miatt is alkalmasabbnak bizonyult az üledékek osztályozására.

A feltárt rétegek elhelyezkedése a következő: 5—10 m mélységben az egész terület alatt több méter vastag finom iszap és homokos agyag helyezkedik el. Színe szürke, kékesszürke, zöldesszürke. Vastagsága 2—3 m-től 8—10 m között változik. A réteg közepe táján legagyagosabb, felfelé és lefelé homokos agyagba, iszapba, homokos iszapba megy át. Igen sok csigahéjtörmelék van benne. Megfelel az alföld-térképezők általánosan ismert „pleisztocén kék agyagjának”. Ártéri képződmény. Alatta felette finom homok, iszapos homokrétegek jelzik a kalandozó síksági folyóknak és azok mellékágainak medreit, partjait. Az agyagos-iszapos rétegeknek sem felszíne, sem fekvővonala nem vízszintes. Régebbi medrekre és partokra települt az ártér, tehát változatos finom domborzatú területre és felszíne sem maradt vízszintes, mert a későbbi rétegtömörülés a vastagabb és vékonyabb rétegeken más-más deformációt hozott létre. A később rajta átvágó folyók is módosíthatták felszínét. Változatos anyagával, hullámos felszínével azonban összefüggően terül végig az egész vizsgált terület alatt, jelezve, hogy a terület képződésének idejében egyetlen nagy ártér volt. Egyes fúrásokban ebben a kékesszürke agyagban humuszos réteget is találtunk, tehát az agyag hosszú ideig felszín volt.

A „kékesszürke agyag” korára nézve a területről nincs bizonyíté-

kunk. A csigahéjtörmelék biztos támpontot nem nyújt, a begyűjtött anyagmintákat pollenanalízisnek alávetni nem tudtuk. A szomszédos területekkel egybevetve, ez a képződmény pleisztocénvéginak látszik, a löszhullással egykorúnak, azért jelentős benne a homoklisztfrakció s ezért határozta meg néha a térképezők átalakult lösznek.

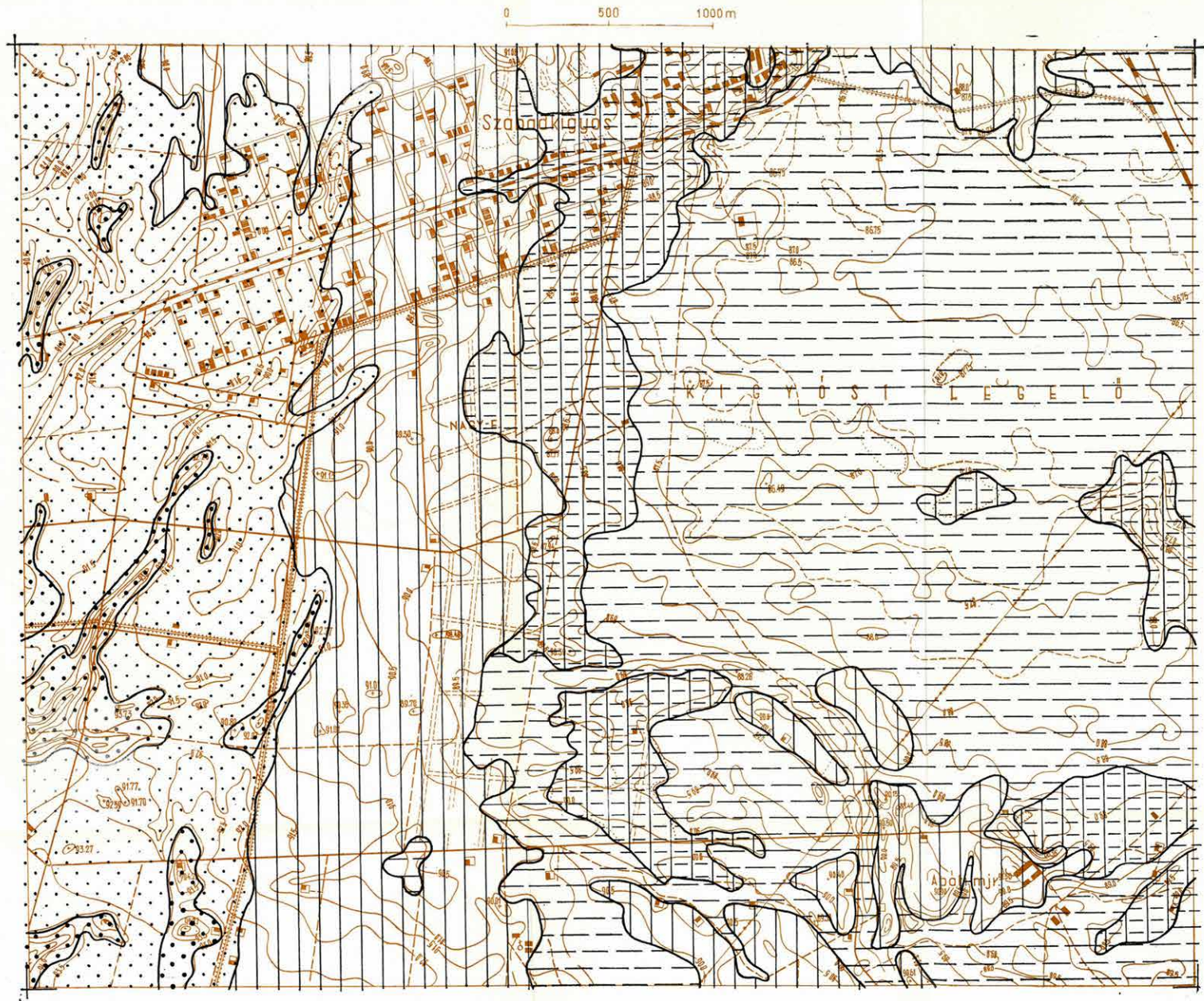
A „*kékesszürke agyag*” felett löszanyag települ. Sárga, finomhomokos kőzetliszt, szárazabbá váló éghajlat képződménye. Ezt is a pleisztocénbe soroljuk. E fölött a terület nyugati felén fiatal folyami homok van, a keleti szélen viszont fiatal holocén, szikesedő lösziszap. A fiatal folyami homok finom- és aprószemű, teteje még jobban finomodik és helyenkint löszös homokba megy át. Kialakulását az óholocénbe tehetjük, de szorosan csatlakozhat a pleisztocénvégi folyótevékenységhez. Anyagában nemcsak legfelül, de közbezárvva is hullóporos rétegeket találunk. A dombok legmagasabbjain a homok mésztelen. Ezek a tetők és gerincek őrzik a folyami homoklerakódásokat eredeti állapotukban. Az innen szétteregtetett homok lösszel keveredett és a mész feldúsult benne.






A nagy szikes legelő területén a pleisztocén „*kék agyag*” felett szintén löszös képződményt találunk, helyenkint folyami homoklencsékkel szaggatva. Ez a löszös réteg 1—4 m vastag és tetejére kissé homokos, izsapos holocén réteg települ 1—2 m vastagságban. Ez szikesedik.

Az üledékek térbeli elhelyezkedéséről és vastagsági adatáról a szelvények és térképek beszélnek. A 2. ábra a felszíni földtani viszonyokat mutatja be.

A felszíni képződmények keletkezésének törvényszerűségére az anyagvizsgálati eredményekből és a terület morfológiájának ismeretéből következtethetünk. A földtani felépítésben résztvevő üledékek elrendeződése és anyagi minősége a terület morfológiájával szorosan összefügg.

A legnagyobb magasságokat a terület nyugati felén találjuk. Kelet felé haladva a magassági értékek csökkennek; a terület legmélyebb pontja a kigyósi legelő. A síkvidéki térképezés eddigi tapasztalatai azt bizonyítják, hogy egy területrészen belül a magasabb térszínen a homokos üledékek, a mélyebb térszínen a kötöttebb üledékek foglalnak helyet. A domborzat és a felszíni üledékek ilyen összefüggése legtöbbször 1—2 m mélységig érvényes csupán. Az elmondott összefüggés magyarázatát megadni a jelenlegi térszíni viszonyok mellett egyszerű. A terület felszíni vízfolyásai és az arealis lehordódás a térszín mélyebb részei felé irányulnak és a magasabban fekvő homokos képződmények kiiszapolásából származó hordalékanyag lassú szállítással a mélyebb részek felé mozog. A vízben lebegve szállított üledék legfinomabb szemcséi jutnak legmesszebbre, a viszonylag durvább szemcsék előbb rakódnak le. Ezért a nyugati, magasabb térszínen található homokos üledékek kelet felé,



- 1  Pleisztocén homokos lösz 2  Pleisztocén agyagos lösz 3  Óholocén meszes-löszös folyami homok 4  Óholocén mésztelen folyami homok 5  Holocén szikes lösziszap

2. ábra. Földtani térkép.

Fig. 2. Carte géologique. Légende: Pléistocène: 1. loess sableux, 2. loess argileux. Holocène: 3. sable fluvial à loess, calcareux de l'Holocène inférieur, 4. sable fluvial sans chaux de l'Holocène inférieur, 5. vase à loess, sodique de l'Holocène supérieur

Рис. 2. Геологическая карта. Легенда: Плейстоцен: 1. Песчаный лёсс, 2. Глинистый лёсс. Голоцен: 3. Древнеголоценовые, известковистолессовые, речные пески, 4. Древнеголоценовые, безизвестковые, речные пески, 5. Юноголоценовый солончевато-лессовый ил

vagyis a mélyebb területek irányában, a felszínen fokozatosan finomabb üledékbe mennek át.

Kiválasztott területünkön, de az egész Alföld területén is a felszínen és a felszín közelében csak folyóvízi és szél útján szállított üledékanyagot találunk. Feltűnő, hogy a folyóvízi homokok, vagy erősen homokos folyóvízi üledékek környezetükben mindig a magasabb térszínen fordulnak elő. Térbelileg magasabb helyzetük nem magyarázható tektonikus eredetűnek. Nem képzelhető el az sem, hogy környezetük lepusztulása révén kerültek viszonylag magasabb helyzetbe, mivel homokanyaguk a kötöttebb üledékekhez viszonyítva kevésbé áll ellent eróziós hatásoknak. Magasabb térszíni helyzetük és sok esetben vonalas kiterjedésük (homokhátak) üledékgenetikai törvényszerűségnek tekinthető.

Induljunk ki abból a feltevésből, hogy keletkezési körülményeik folytán kerültek a homokos képződmények környezetüknél magasabb helyzetbe. Annyit már előljáróban is megállapítottunk, hogy a homok és a homoknál finomabb szemcsékből álló üledékek zöme folyóvízi eredetű és csupán egy részük származik porhullásból. Tehát a medence feltöltését, illetve feltöltődésének törvényszerűségét a folyóvíz üledékszállító és lerakó tevékenységének ismerete alapján lehet magyarázni.

Az Alföld jelenlegi nagyobb folyóinak analógiájából csak bizonyos megszorítással indulhatunk ki, mert ezeknek a folyóknak hordalék-szállító és lerakó tevékenységét mesterséges beavatkozással — szabályozás, árvízvédelmi munkálatok révén — a természetes viszonyoktól eltérő viselkedésre kényszerítették.

Az Alföld jelenlegi folyóvizei a medenceperemtől kis távolságon belül alsószakasz jellegűvé válnak. Durva hordalékukat lerakják és az Alföld belsején középszakasz jelleggel kanyarogva, vagy közép- és alsószakasz jelleggel váltakozva folynak át. Hordalékuk homok és lebegtetve szállított iszap. Mivel a folyóvíz áramlási sebessége a felsőszakasztól a közép- és alsószakasz irányában, ha nem is fokozatosan és megújulás nélkül, de csökken, ennek megfelelően a folyóvíz hordalékának szemnagysága is, a viszonylag nagyobb áramlási sebességű szakasztól távolodva, egyre finomabb lesz.

Az egyes szakaszok időnkénti változását, amelyet tektonikai hatások idézhetnek elő, egyelőre figyelmen kívül hagyjuk.

Mind a Körösök, mind a Tisza délalföldi szakaszán vízben lebegve csak finom homok és iszap hordalékanyagot találunk. A lebegve szállított hordalék mellett medrükben homokot görgetnek. Megváltozik azonban ez a kép, ha a folyóvíz áramlási sebességében változás történik. Az áradás okozta nagyobb áramlási sebesség következtében bizonyos fokú szakaszjelleg-változáshoz hasonló folyamat játszódik le, a szakaszok határai eltolódnak. Az áradó folyó durvább hordalékanyagot szállít. Az eredeti hordalék iszapos anyaga a homokhoz viszonyítva áradás

idején relatíve csökken. Ugyanez vonatkozik az áradás idejében lerakódó üledékekre is.

Az áradás okozta hordalékanyag-változás után vizsgáljuk meg a hordalék lerakódásában jelentkező változásokat is.

Áradás előtt a hordalék lerakódása a folyó medrében történik. Áradás alkalmával, amikor a folyó medréből kilép, hordalékanyagát a meder környezetében rakja le. A hordalék lerakódásában azonban törvényszerűség van. A medréből kilépő víz a meder környezetében a durvább és a medertől távolodva egyre finomabb üledékeket rak le. Ezt a jelenlegi folyók környezetében figyelhetjük meg.

A földtörténeti multban éppen úgy, mint ma, száraz és csapadékban dúsabb időszakok váltogatták egymást. A csapadékosabb korokban a folyótevékenység erőteljesebb, a hordalékszállítás nagyobb volt. Ahogy egyes évszakok anyagszállításában szakaszosságot találunk, ugyanúgy érvényesült ilyen szakaszosság hosszabb időszakok alatt is. A folyók szakaszjellege területileg eltolódik a változó periódusok alatt és a feltöltésben finomabb és durvább anyagok rétegződése következik be. Egyúttal az árterület nagysága is változik. A part közelében dűneszerűen magasra emelt dombokban halmozódik fel a durvább homok és messzebb kerül a finom homok, iszap és agyag. Ennek az állapotnak végső kifejlődése, amikor a folyó a környezetéből kiemelkedő, maga által lerakott hordalék tetején folyik.

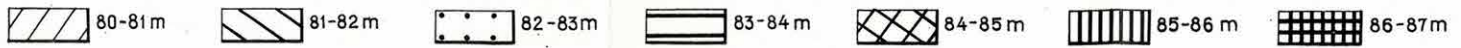
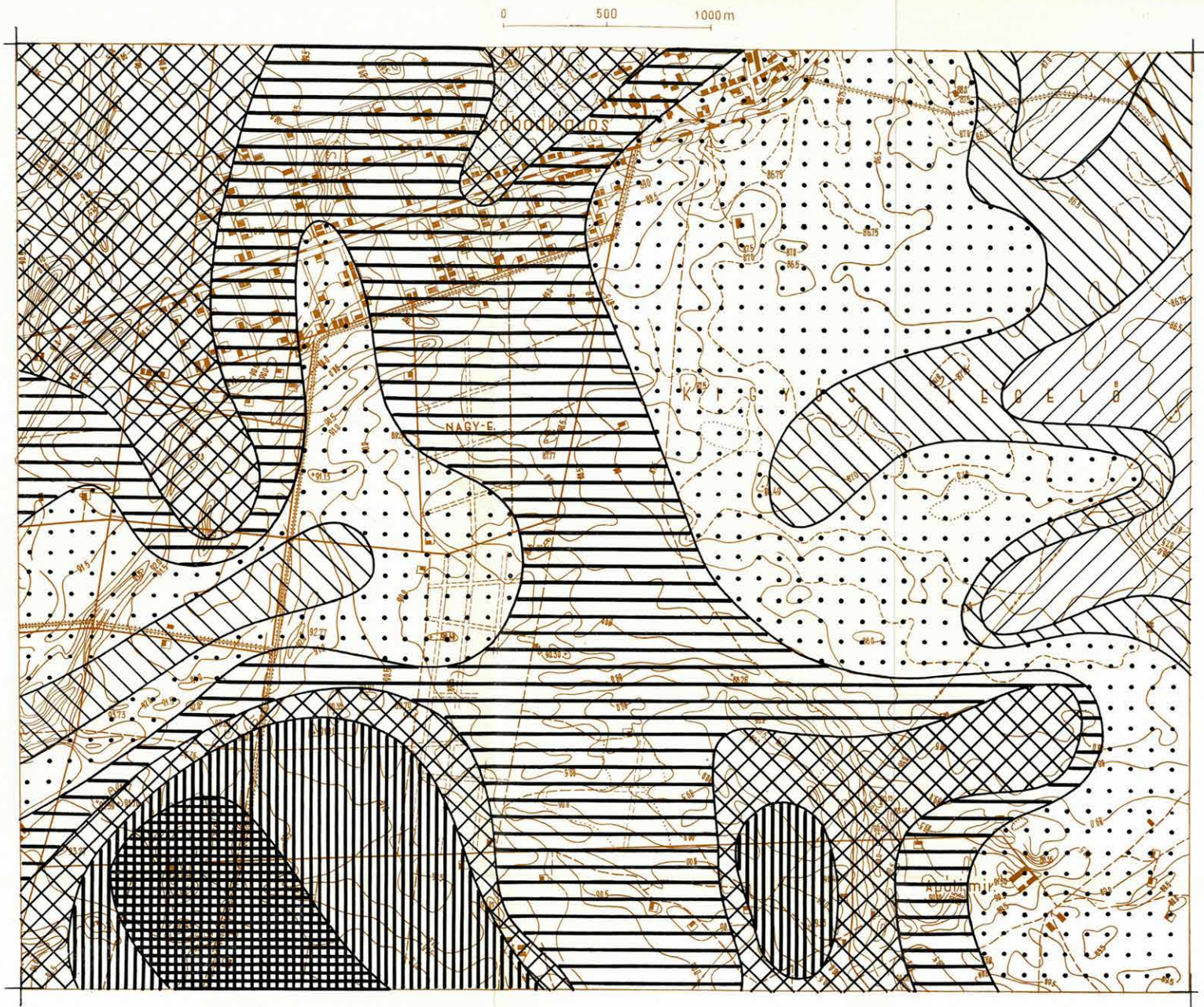
A folyó megaeelte természetes gátjain túlfolyó víz a folyó árterületén gyűlik össze és annak legmélyebb szakaszán marad legtovább. Az árterületnek a folyótól távoli mély részein a felszínt a folyó által lerakott agyagos üledék borítja, így a rajta összegyűlt víznek csak elenyészően kis része tud a mélyebb rétegekbe leszivárogni. A víz tetemes része csak párolgás útján távozik az árterületről. A vizes területet vízi növények lepik el. A megismétlődő áradásokból a terület vízutánpótlást nyer és kialakul az időszakos mocsár, amely áradáskor mindig terjeszkedik és két áradás közben részben vagy teljesen kiszárad.

A folyómeder kiemelkedésének természetesen határa van. A meder feltöltődése által a víztömeg olyan helyzeti energiát kap, amely nagyobb áradáskor a meder egyes szakaszainak teljes szétrombolását idézheti elő. A folyó elhagyja régi medrét és a környezet mélyebb részén keres új medret magának. Az új mederben az elmondott folyamat előlről kezdődik. Az új mederben elhelyezkedő folyó ártere egyik oldalán egybeeshet a régi ártérrel, ahol az iszapos üledék lerakódása tovább folyik. A következő meder a két meder közötti viszonylag alacsonyabb térszínen is kialakulhat és akkor a két régi meder közti terület is homokos üledékekkel töltődik fel. Ugyanígy építhet azonban új medret magának a folyó a két régi medertől távolodva is.

A kísérleti területünkön található képződmények is hasonló körülmények között keletkeztek. A homokrétegek a régi folyómedrek és az



3. ábra. Első vízzáró réteg terep alatti mélysége
 Fig. 3. Profondeur au-dessous du terrain de la première couche imperméable
 Рис. 3. Глубина первого водоупорного слоя от поверхности



4. ábra. Az első vízzáró réteg tengerszint feletti magassága
 Fig. 4. Altitude absolue de la première couche imperméable
 Рис. 4. Высота над уровнем моря первого водоупорного горизонта

azokat kísérő homokhátak maradványai, a lösziszap a régi árterek és a folyók közötti terület üledéke. Ezért mindig homokos, de benne a szél útján szállított löszös frakció is mindig megtalálható. A csigás agyagrétegek az árterek mélyebb, időszakosan vízállásos területén keletkeztek. Az agyag csigafaunájában szárazon és vízben élő alakok egyaránt kimutathatók. Nagyobb vastagságú összletben a csigamaradványok csak egy-egy szintben dúsulnak fel, a réteg keletkezési ütemének ritmusa szerint. Pollenanyag fennmaradására az időszakos vízzel boritottság kedvező környezet. Az agyagrétegekben is kimutathatóan jelen van a löszanyag, amely részben az üledék lerakódása közben szél útján, részben a folyó lehordási területéről folyóvíz útján szállítva keveredett az agyagos üledékhez.

3. ábránk a talajvíz alatti első vízzáró réteg felszínalatti mélységét mutatja, 4. ábránk ugyanennek a rétegnek tengerszint feletti helyzetét.

A fenti üledékek területi kiterjedését megszabják a keletkezés körülményei. A homoküledékek vonalas kiterjedésűek és a finomabb üledékekhez viszonyítva kisebb területre korlátozódnak. A homokterületnél nagyobb területen található a finomhomokos iszapos üledék, a lösziszap. Legnagyobb kiterjedésben az agyagrétegek találhatóak. Az agyagrétegek keletkezési módjából következik nagyobb elterjedésük a többi képződménnyel szemben, mivel a síkvidéki folyók árterei mindig nagyobb területen fekszenek, mint a medrek és partok. Az agyagréteg szolgáltatja az első vízzáró fekvőt a talajvíz szintje alatt. Helyzetéről ezért, szemléltetés céljából két térképet mutatunk be.

A vázolt törvényszerűség alapján az Alföldön lépten-nyomon megtalálható — jelenleg száraz — medermaradványok keletkezését is magyarázni lehet. E száraz medrek mederszelvény-mérete arra utal, hogy a mai felszíni vízfolyásoknál lényegesen kisebb folyóvízi tevékenység eredményeképpen jöttek létre. Környezetük homokanyaga viszont sokkal nagyobb szállítóerejű folyó munkáját tételezi fel. Ez a látszólagos ellentmondás azonban megmagyarázható.

Az Alföldön található hajdani folyómedrek a terület nagyobb folyóinak fattyúágai, amelyek a folyó áradásakor keletkeztek. Bennük tehát élővíz csak áradáskor mozgott, amikor is a folyó durvább törmelékkel szállított, mint alacsony vízállás mellett. Alacsony vízállás idején ezek a fattyúágak szárazon maradtak és így bennük iszapos üledék nem rakódott le. A főmederből a homokhátak ujjszerűen nyúlnak ki az árterületre.

A felszínen található régi medrek lefutási irányai a részletes topográfiai térképről jól leolvashatók. Kirajzolódnak a hajdani mederirányok. Csanádapáca környékén közel K—Ny irányúak, kelet felé haladva Pusztatölke környékében ÉNy—DK-irányban elfordulnak, majd Nagykamarásnál a felszínen nagy területet borító homokrétegekhez simulnak.

b. Hidrológiai viszonyok

A mintaterületen felszíni vízfolyás nincs. A terület K-i részét elfoglaló kigyósi szikes legelő időszakosan vízállásos hely. Tavasszal a nyíltvíz az egész sziklapost kitölti. Levezetése É-i irányban van, 2 m mély csatornával, amely Békéscsaba és Gyula között köt be a régi Köröságba.

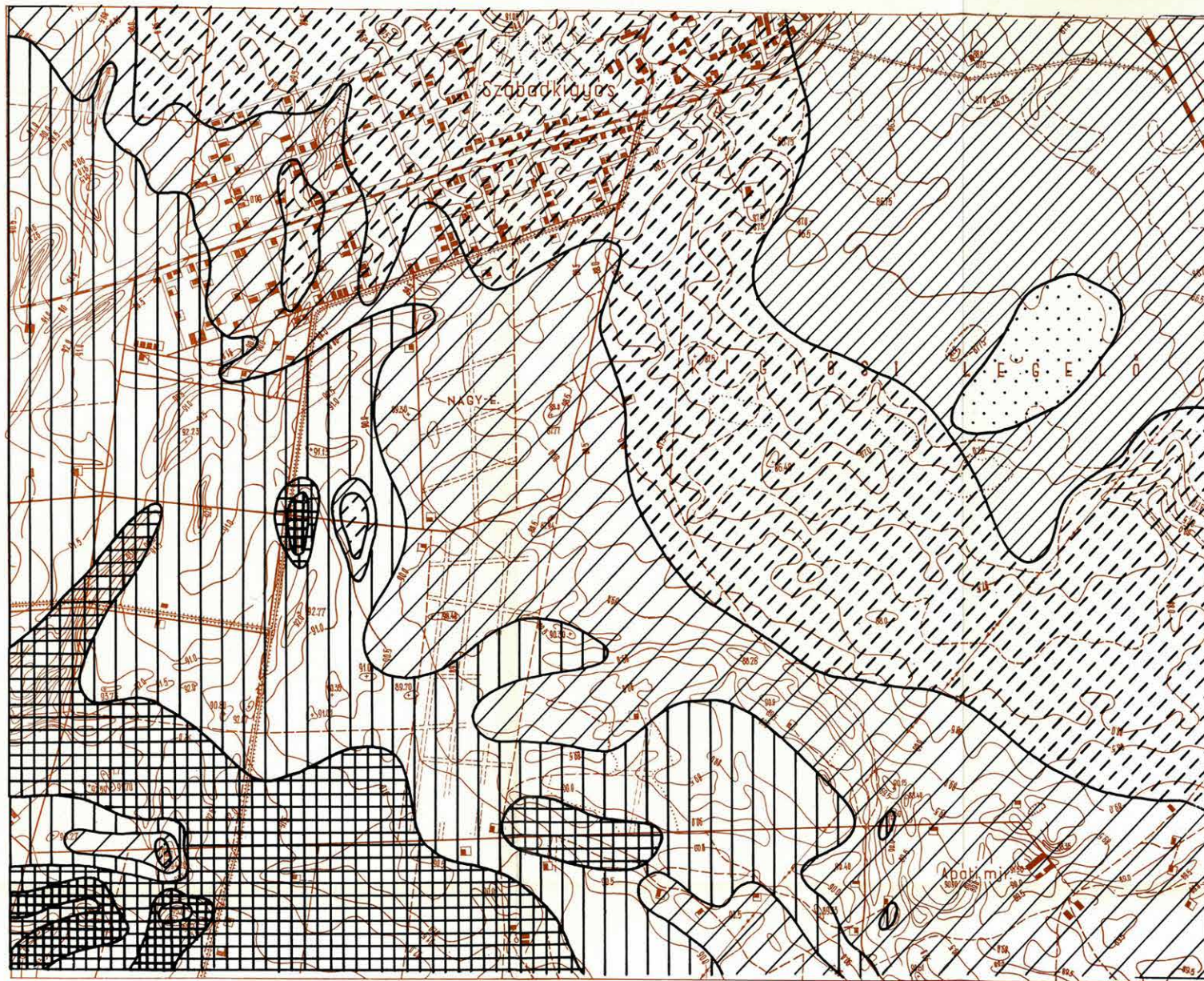
Nyár elejére a legelő a jelenlegi lecsapolási viszonyok mellett mindig kiszárad, még esős nyarakon is. (Ilyen volt az 1955. évi nyár.) A legelő mélyén azonban a felszín nagy részének kiszáradása után is kanyargós, vizenyős erek maradnak sűrű mocsári növényzettel és zombékkal. Ezek felszíni vízből nem táplálkozhatnak, hiszen a vizenyős részek alig néhány cm-rel mélyebbek a legelő többi részénél, ahonnan a víz már hetekkel előbb elpárolog. A zombékos, vizenyős erek alulról, a tömött löszréteg repedéshálózatán át kapnak talajvízpótlást ott, ahol a lösz alatti folyami homokmedrek a felszín közelében vannak. Ezeket a magas helyzetben levő, eltakart medreket fúrásaink kimutatták. A szikes legelőn É-ről D-re lemélyített A/13—A/24. sz. fúrások közül 10 fúrás a szikes feltalaj alatt löszanyagot harántolt, az alatt pedig 10 m mélységig iszapot és agyagot. 2 db fúrás (A/14 és A/21) a felszín alatt 2, illetve 3 méter mélységben 2—4 m vastag homokot talált és pedig az itteni homokhoz képest elég durvaszeműt. Homokjaink nagyobb része ugyanis ezen a területen finomszemű (0,1 mm körüli), itt pedig az A/21-es fúrásban 3—4 méter mélységben 75—80%-ban 0,3 mm-es, középszemű homokot adott a fúrásminta. Mindkét helyen a június—július hónapban lemélyített fúrásokban, tehát abban az időben, amikor már a tavaszi magas talajvízszint erősen alászállott, szabadtükrű talajvizet találtunk, 130—160 cm mélységben. A löszanyagoknak repedésekkel, hézagokkal való átjártságát a szikes legelőn végzett aknázások igazolták. Bizonyos tehát, hogy a szikes területeken található vizenyős erek a talajvízből táplálkoznak.

A csapadék a szabadkigyósi meteorológiai állomás 40 éves adatai szerint évi 544 mm, az alföldi átlagnak megfelelő. Jó beszivárgási területek nincsenek, mert a felszíni homok löszös, meszes és igen finomszemű. Csak a terület Ny-i szélén a homokdombok közötti völgyekben van a felszínhez közel kissé durvább szemű homok, ez vízbefogadó és kap is vizet, mert a dombokról felszíni lefolyás is táplálja. Ezeken a helyeken a csapadékvíz a talajréteg benedvesítésén túl is beszivároghat és táplálhatja a talajvizet ott, ahol annak tükre a felszín közelében van (150 cm körül). Másutt a talajvíz a csapadékvizekből pótlást nem kaphat. Nem pótolhatja a talajvizet a csapadékvíz a löszterületeken, ahol a talajvíz tükre mélyen van, általában 3—4 m-re esik, de nem pótolhatja a csapadékvíz a talajvizet a szikes területeken sem, ahol ugyan a talajvíztükrök igen különböző mélységben található, de a felszíni benedvesedés a feltalaj szikes agyagját, lösziszapját megduzzasztja, a repedéshálózatot ezáltal eltömi és így a víz mélybe szivárgását megakadályozza.



5. ábra. A talajvíz terep alatti mélysége
 Fig. 5. Profondeur au-dessous du terrain de la nappe phréatique
 Рис. 5. Глубина грунтовых вод от поверхности

0 500 1000 m



6. ábra. A talajvíz tengerszint feletti magassága
Fig. 6. Altitude absolue de la nappe phréatique
Рис. 6. Высота над уровнем моря грунтовых вод

Fordított a helyzet a talajvíz párolgásánál. Ha nyáron a felszín kiszárad, a felszíni rétegek hézagaiból megindul a talajnedvesség párolgása. Aránylag lassú és kevés a párolgás a homokterületekről, több a szikesekről. A szikes terület ugyanis kiszáradáskor mélyen megrepedezik és feltárja a löszben levő hasadékhálózatot. Ezen a hálózaton keresztül erős a párolgás és a hézagokban levő talajvíz szintje hetek alatt m-es értékekkel csökkenhet. A Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet által fenntartott talajvízfigyelő kutak ezen a területen mind újkeletűek. Olyan kutunk nincsen, amelynek 20—25 éves adatsora volna. Néhány év óta az észlelőkutak a talajvíz átlagos szintjét a Körösökhöz közel a felszín alatt 1 m körül mutatják, a Körösöktől 15—20 km távolságra D felé 3—4 m mélységben. A vízjáték nagysága 2—3 éves adatokból 150—250 cm-nek adódik, ez is nő a Körösöktől való távolodással (a Körösmenti kutak nem közvetlenül folyóparton vannak). A hosszú-idejű ingadozás ennél tetemesen nagyobb lehet, hiszen az alföldi kutaknál kimutatott 14—16 éves talajvízjárési periódusnak az észlelési évek csak csekély töredékét ölelik fel.

A talajvízviszonyok pontosabb és részletesebb megfigyelésére felhasználtuk a mintaterület 210 db ásott kútját. Ezekben a térképezési időny alatt háromszor hajtottunk végre teljes mérést. 28 db talajvízkútban naponta (1955 április közepétől augusztus közepéig) mértünk vízszint-változást. Kútjainkat munkaerő hiányában nem színtezhettük pontosan, de tekintettel arra, hogy 1 : 10 000 méretű térképünk 50 cm-es magassági szintvonalhálózatot tartalmazott, magassági helyzetüket dm-es pontossággal ismerjük. A figyelt kúthálózat eloszlása nem egyenletes. A lakott területen sok a kutunk, a homok- és löszvidék tanyahálózata elősegítette azt, hogy km²-enkint 1—3 naponta figyelt kutat szervezzünk be, ellenben a szikes legelő 10—12 km²-én alig volt 4—6 kutunk, s azok sem a legfontosabb helyeken. A hiányzó kutakat fúrások telepítésével és a fúrásokban való vízszintfigyeléssel igyekeztünk helyettesíteni. 20 db fúrást képeztünk ki talajvízfigyelő helyé a béléscsővek bennhagyásával, főleg a nagy szikes legelőn.

A talajvíz tükrének terep alatti mélységét az 5. ábra mutatja. Legközelebb esik a felszínhez a talajvíztükrő a nagy szikes legelő alatt, de a mélységvonalak nem egyeznek pontosan a szikesedés határával. Úgy látszik az adatokból, hogy a sziklegelő Ny-i határán végigvonuló felszínalatti medrek vezetik a vizet D-ről É felé, s ezek fogadják be, mint földalatti csatornák a Ny-i dombok K felé leszivárgó talajvizét is. Ezért találjuk a felszínhez legközelebb eső talajvizet a szikes-lapos Ny-i határán. A homokdombok felé nagyjából a domborzatnak megfelelően mélyül a talajvíz szintje, de a vonulatok közötti völgyekben magasabban áll.

A talajvíztükrő tengerszint feletti elhelyezkedését a 6. ábra mutatja. Annak nagy vonalai a domborzati térképnek megfelelnek, azzal a

különbséggel, hogy a talajvízszint lejtésének határozott ÉK-i iránya van és hogy a domborzat kis formáit a talajvízszint nem követi a homokterületeken, viszont a szikes-lapos alatt a talajvízszint reliefje a felszínénél sokkal erőteljesebb.

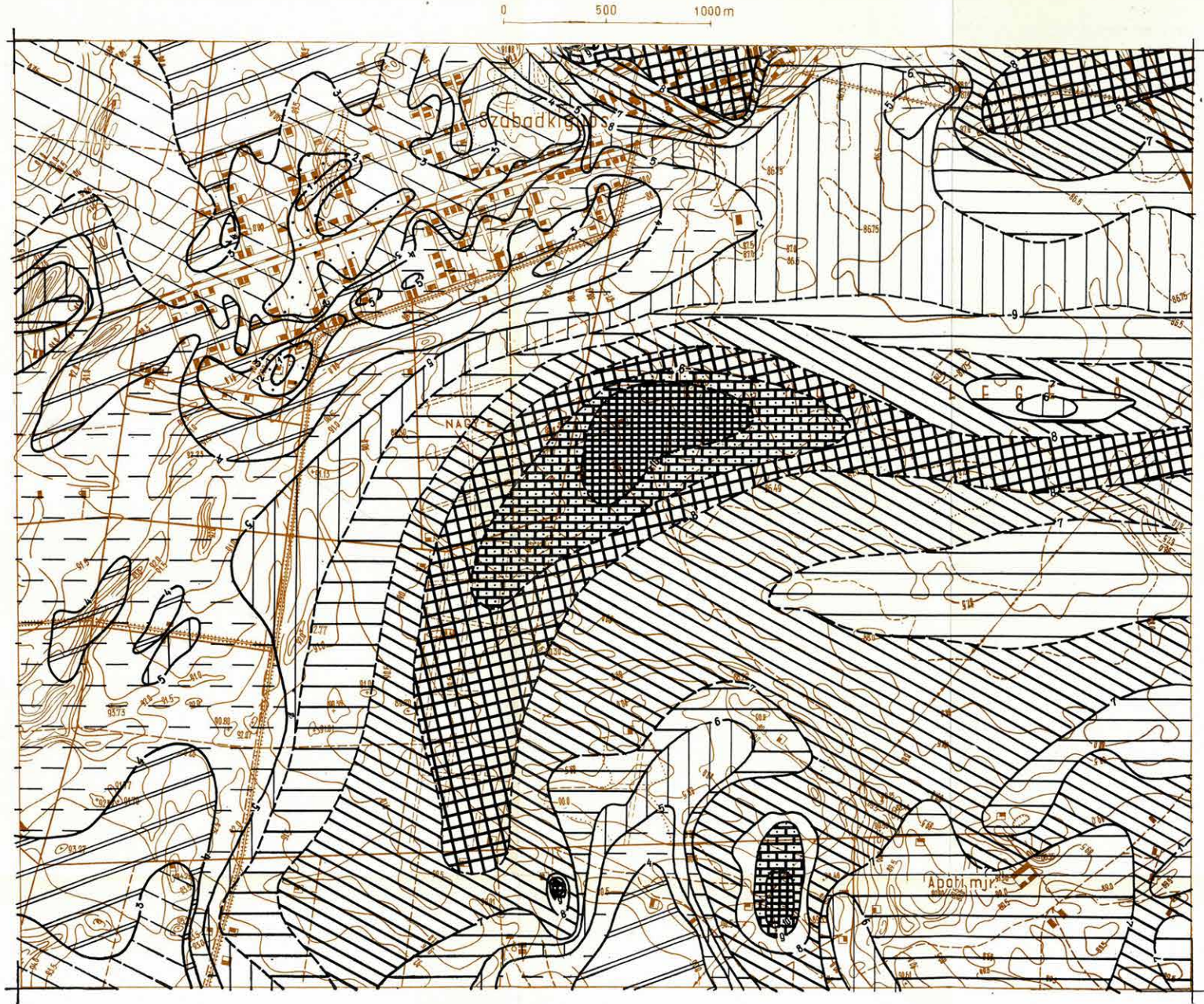
Földtani szelvényekben vizsgálva a talajvíz helyzetét, azt látjuk, hogy a homokos területeken a felszínhez közel eső vízvezető homokban van a talajvíztükör és nincsen nyomás alatt. Ez a víz azonban kevés, ezért a kutakat rendszerint továbbmélyítik a második talajvíztartó rétegeig, mert az elsőnek vize száraz időszakban kifogy. A második talajvízszintet viszont majdnem minden esetben iszapban, agyagban találjuk, tehát olyan rétegben, amelyet vízzárónak, vagy vízrekesztőnek mondunk és joggal, mert plasztikus indexe 25% körül, „k” tényezője pedig 10^{-5} — 10^{-6} körül jár. Ez a második talajvízszint mindig emelkedik a béléscsőben, vagy azért, mert nyomás alatt áll, vagy azért, mert a víz az agyag járataiban helyezkedik el és a fűréssal átvágott — de magasabbra hatoló — járatok vize folyik bele a fűréssal vágott üregbe. Valószínű, hogy nyomás alatt is áll, mert az emelkedési magassága, illetve nyugalmi szintje eléggé megegyező.

A homokdombok területén a második talajvíztartó réteg vízének nyugalmi szintje az első talajvíz jelentkezési szintje alatt marad néhány méterrel, míg az átmeneti löszös területen az első szabadtükrű vízszint kb. a második víztartó vízének nyugalmi szintjével esik össze. A mély szikes területen a második talajvíztartó feltárt vízének nyugalmi szintje az első jelentkező vízszint fölött van. Azért e téren is van kivétel. Területünk D-i felén a fent elmondott szabályszerűség mutatkozik a talajvízszintek elhelyezkedésében, az É-i területszálon azonban a szikes terület második talajvíztartó rétegének nyugalmi vízszintje nem emelkedik az első szint fölé. Olyan a helyzet, mintha Ny-ról K-re és D-ről É-ra haladva töltődnének vízzel a víztartó rétegek.

Ezekből az adatokból az olvasható ki, hogy az igazi talajvíztartó rétegek 10 m-nél mélyebben vannak, a lösz és az iszaprétegek alatt a vastagabb rétege és durvább szemű homokban. Ezekből a víztartókból nyomul fel a víz a felszín közelébe és benyomul a homokerekkel és hézagokkal tarkított iszap- és agyagrétegekbe. Valószínű, hogy ezeken keresztül több helyen utat talál a legfelső víztartó rétegekbe is és ott egyik kialakítója a szabadtükrű talajvíz szintjének.

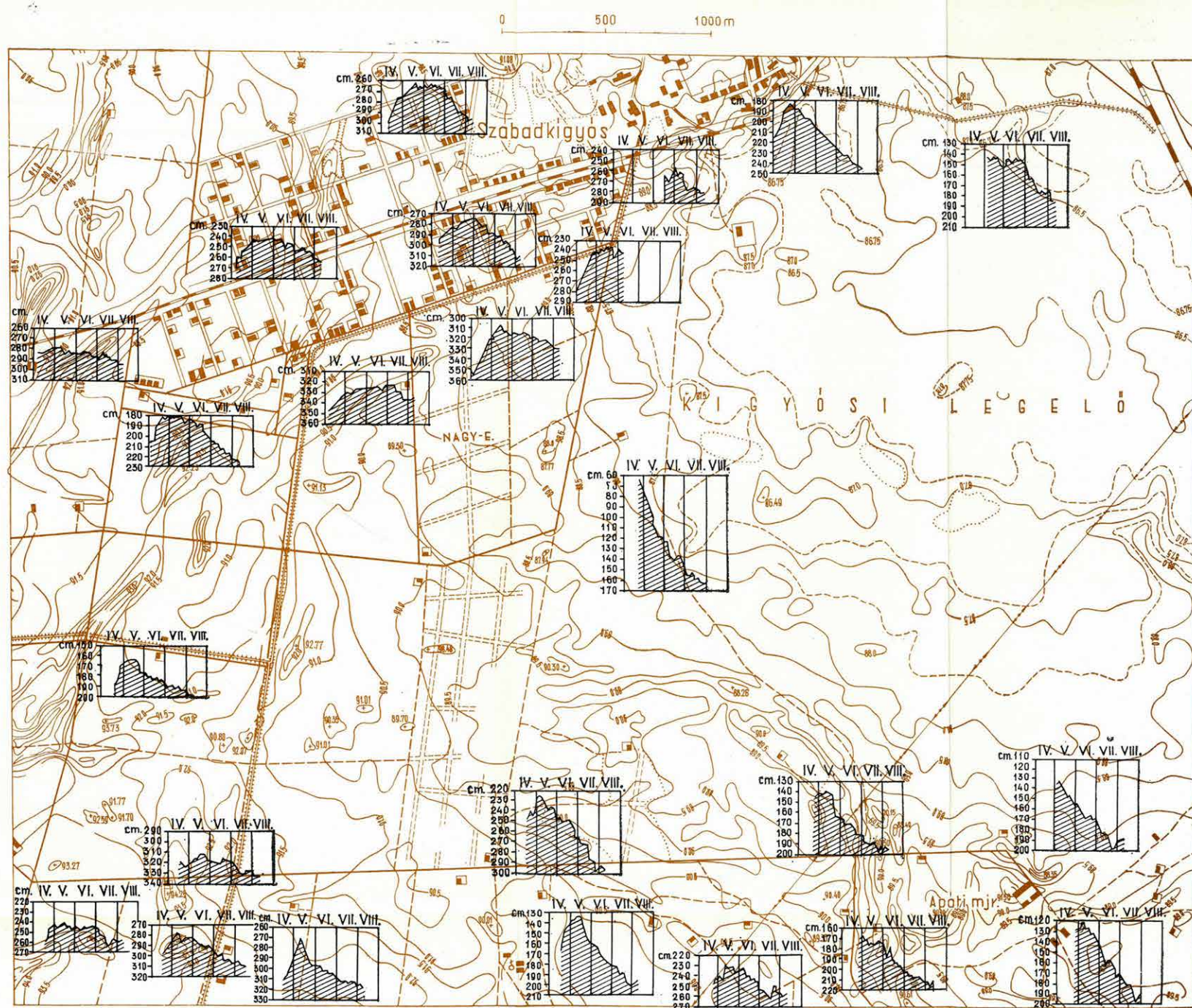
Az előző fejezetben tárgyaltuk a folyóvízi eredetű üledékképződés mechanikáját lassan süllyedő alföldi területen. Az ott tárgyaltaknak megfelelően a záró lencsék között tekervényes utakon emelkedik a talajvíz a felszín közelébe.

A talajvíztükör ingadozásáról gyűjtött adatokból a következő tanulságokat vonhatjuk le. A talajvíz játéka ilyen kis területen is (25 km^2) különböző. A figyelt négy hónap alatt voltak kútjaink, ahol a talajvíz-játék csak cm-es nagyságrendű, és volt, ahol meghaladta az 1 m-t. A mérés-



A talajvízjárék nagysága	0-1dm	2-3 dm	4-5 dm	6-7 dm	8-9 dm	10-12 dm
deciméterekben:	1-2dm	3-4 dm	5-6 dm	7-8 dm	9-10 dm	

7. ábra. A talajvízszint ingadozásának nagysága 1955 áprilistól augusztusig (dm-ben)
 Fig. 7. Oscillation du niveau de la nappe phréatique entre avril et août 1955 (en dm)
 Рис. 7. Величина колебания уровня грунтовых вод от апреля до августа 1955 г (в дм)



8. ábra. Naponta figyelt talajvízkutak vízjátéka 1955 áprilistól augusztusig a Szabadkigyósi mintaterületen
 Fig. 8. Oscillation du niveau dans les puits d'eau souterraine, observés par jour, entre avril et août 1955, au territoire-modèle d'Szabadkigyós
 Рис. 8. Колебание воды в колодцах, наблюдаемых ежедневно в образцовом районе Сабадкидьеш, за период от апреля до августа 1955 г.

seket minden reggel a kút használatának megkezdése előtt végeztettük és azt sűrűn ellenőriztük. A napi mérések jó ellenőrzést szolgáltatottak. Azokat a kutakat, ahol a mérésekben hibát találtunk, a végső kiértékelésnél kihagytuk. Ezért szerepel feldolgozásunkban a naponta mért 30, később 28 kút közül csak 24 db.

Kicsiny vízjátékot találunk a homokterületeken a magas domborzati helyzetben levő kutakban (lásd 4., 42., 194., 202. sz. kutakat). Ez azért jelentős, mert általában — hidrológus és hidrotechnikus körökben — a magasabb domborzati helyzetben levő kutak vízszintjét tartják ingadozóbbnak és a mélyedésekben fekvőknél tételezik fel a kiegyenlítettebb vízjárást.

A legnagyobb vízjátékot a szikes szélén fekvő néhány kútban és fúrásban mértük. Meg kell itt jegyeznünk, hogy a fúrásokban mért vízjáték nem tartalmazza a teljes figyelési időt, mert a fúrásokat a felvételi idő alatt, egyeseket pedig annak vége felé mélyítettük le. Ezeknek vízjátékadatait a hasonló helyzetben levő szomszédos kutakéval párhuzamosítottuk és az ismert közös időszakos vízjárásából következtethettünk az egész figyelt időszak vízjárására. Ilyen eljárással szerkesztettük 7. ábránkat, a talajvízszint ingadozásának nagyságáról. A szikes és löszös területen általában nagyobb a vízszintingadozás, mint a homokos dombokban. A vízjáték a szikes legelő Ny-i szélén a legnagyobb.

Nemcsak a nagyságkülönbségek érdekesek a talajvízjátékban, hanem a talajvízjárás időbeli menete is. Ezen a téren még jelentősebb különbségek vannak és ezek azok számára, akik a talajvíz áramlásának tanulmányozásával foglalkoznak, megszívlelendők.

A homokos felszínű területeken a talajvíz szintje áprilisban emelkedőben volt és emelkedése május közepéig-végéig tartott. Komolyabb vízszintsüllyedés legtöbb helyen csak júliusban következett be és mindenütt elég fokozatos volt. A lösz és szikes területen már áprilisban, vagy május elején megindult a talajvíztükör süllyedése és mit sem érintve a tavaszi kiadós esőktől, meredek vonalban futott lefelé (180, 209, 215, 225, 233 sz. kutak). Ezek az adatok bizonyítják a kiszáradó szikesek talajvizéből való erős párolgást. Jelentősebb áramlást, kiegyenlítődesi törekvést a felszín közelében a vízjáték-adatokból nem figyelhetünk meg.

A talajvízjáték görbéit a legpontosabban észlelt 24 db. kútból a 8. ábránk mutatja.

A talajvízszint alatti mélyebb vízadórétegek megfigyelésére felszerelésünk nem volt sem megfelelő, sem elegendő. A különböző víztartók vizének egymástól való jó elzárását az adott körülmények között nem tudtuk megvalósítani. Próbaszivattyúzásaink és utántöltéseink a fúrólukokban — a felszerelés hiányai miatt — nem adtak kielégítő eredményt. Ugyancsak felszerelés hiánya miatt nem tudtuk a talajvízkutak vízszolgáltatását, a vízutánpótlódás sebességét mérni

E téren a nyári munka alatt szerzett tapasztalataink negatívumok,

de mint ilyenek, igen fontosak. Alföldi hidrogeológiai munkára jobban felszerelt fúrókocsikat és jól kiképzett fúrószemélyzetet kell kivinni.

A felszín közelében 10—15 m mélységig általában homok és löszféle anyag: homokos, agyagos lösz, löszös homok van. A löszanyag is rétegzett. Felső néhány métere lazább, sárga és barna színű, gyengén vízáteresztő, plasztikus indexe általában 20—28 között van. Ezekben az anyagokban jelentkezik az első talajvizes réteg. Rendszerint éles határral válik el a felső rétegektől az alsó iszap- és agyagréteg. Színe szürke, sötét-szürke, kékesszürke. Anyaga tömött, állóvízben leülepedett és rendszerint tele van vízi csigák héjtörmelékeivel. Folyási határa 60—70% körüli, plasztikus indexe 35—45 körül jár. Vízrekesztő sajátságú. Ez alatt a finomszemcséjű iszapos, agyagos réteggösszet alatt mindenütt megtaláljuk a homokot. A terület nagyrészen ez a homok finomszemű (0,1—0,3 mm átmérőjű). Durvább homokot csak kivételesen találunk, de előfordulásából nagyobb összefüggő homokrétegre nem következtethetünk. A felszín alatti medrek összeköttetésben vannak az alföldperemi vízbefogadó területekkel, vízutánpótlásuk az Alföldön lehulló csapadéktól jobbára független.

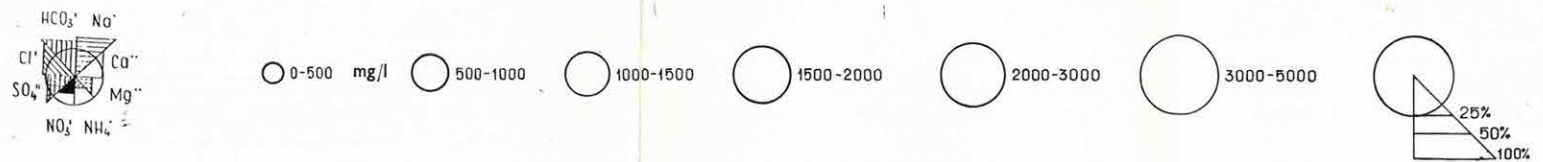
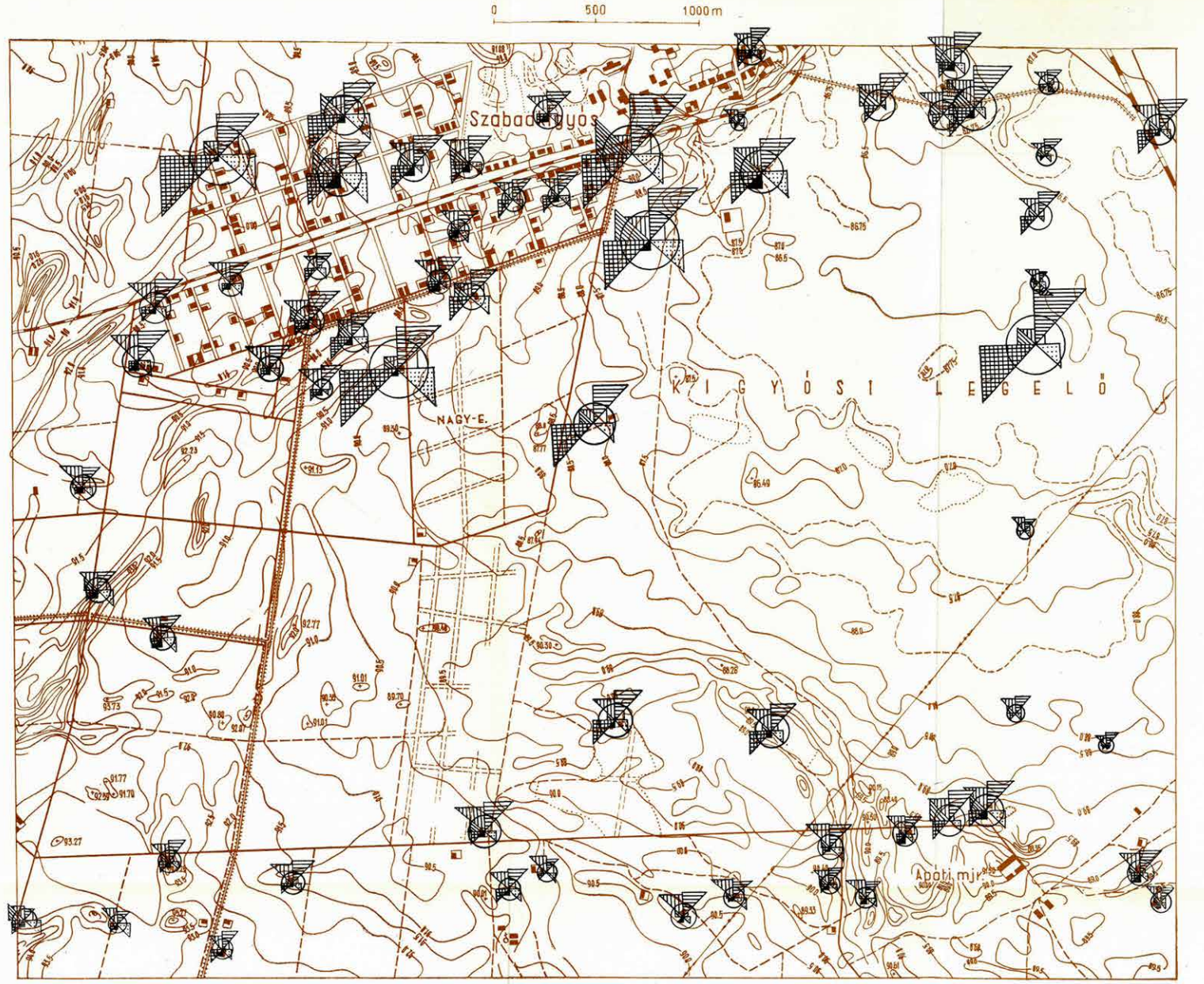
A fúrások és kutak adataiból megszerkesztett földtani szelvényeket áttekinthető ábrázolásban a XIV. sz. melléklet adja.

A rétegsorok a mélyebb (50—100 m) szintekben is jobbára agyagosak, iszaposak, vagyis a vízkivételi viszonyok néhány 100 m mélységig nem javulnak lényegesen. Az artézi kutak átlagos vízhozama ezekből a mélységekből 15—30 l/p. Békéscsaba felé haladva É-on egyes helyeken éppen csökken a vízhozam a mélység növekedésével. Békéscsabától K-re és Újkígyós körül a következő a helyzet:

	Kutak száma:	Átlagos vízhozam:
Békéscsabától K-re 50—100 m mély kutak	39	27 l/p
Békéscsabától K-re 100—200 m mély kutak	108	23 „
Újkígyós körül 50—100 m mély kutak	74	35 l/p
Újkígyós körül 100—200 m mély kutak	30	26 „

Csak dél felé haladva, a K—Ny-i homokvonulatok vidékén találunk — de ott is csak mederszerűen elhelyezkedő — vastagabb és durvább szemű rétegeket. Vízutánpótlásukat ezek is K és DK-ről kaphatják, a hegyperem felől. Az artézi kutak vízhozama ezen a területen többhelyt eléri a 80—100 l/p-t.

A felszín alatti vizek vegyi jellegét is részletesen vizsgáltuk. 77 talajvízkút vízből készítettünk teljes vegyi elemzést. Ezek közül 69 kút esett a mintaterületre, 8 pedig a szomszédos területekre. 14 fúrásban vettünk



9. ábra. A kutakból és fúrásokból vett talajvízminták vegyi jellege. Kationok és anionok mennyisége THAN-féle egyenérték-%-ban megadva
 Fig. 9. Caractère chimique des échantillons d'eau souterraine, pris aux puits et forages. Quantité de cations et anions en pourcent d'équivalent de THAN
 Рис. 9. Химический характер проб, грунтовых вод взятых из колодезь и скважин. Количества катионов и анионов указаны в процентах эквивалента ТАНА

mintát az első talajvíztartó vizéből, 16 fúrásban a második víztartóból.

Az elemzések eredményét összefoglalóan a 9. ábra tartalmazza. Ennek a térképnek szerkesztési elve az, hogy körcikkekből kiinduló háromszögekkel ábrázolja a víz oldott ionjainak egyenérték-százalékát. A kiinduló kör területe arányos az összes oldott anyag súlyával, s ezért az ábrák nemcsak az oldott sók ionjainak egymás közötti arányát szemléltetik, hanem azok abszolút mennyiségét és az oldatok töménységét is. Az anionok és kationok egymással szemben helyezkednek el a kör két felén, így a kombinációk könnyen elvégezhetők.

A Szabadkigyós körüli területek talajvize az alföldi vizekkel megegyezően, eléggé ásványosodott víz. Az összes oldott anyag súlya literenként 2—3, de gyakran 5—6 g is lehet. A terület É-i részén a talajvíz legfontosabb oldott sója a nátriumszulfát, mellette mindenütt jelen van a magnéziumszulfát is. A terület D-i részén nátrium-hidrokarbonát mellett nátriumklorid és magnéziumszulfát szerepel. A magas nátriumérték a szikes területekre jellemző, a magnéziumionok a löszanyagok velejárai. A nagy nátriumklorid arány esetleg mélyebbről felszivárgó vízre utal. Feltűnő az egész területen a kalcium kicsiny mennyisége. A kationok között egyetlen vízmintában sem uralkodó, igen sokban pedig egészen eltörpülő, néhány %-os egyenértéket ér el. Pedig a felszín felépítő anyagok maguk mészből gazdagok.

Érdekes, hogy a legdúsabb koncentrációjú vizet nem a szikes területen találjuk, hanem a szomszédos területeken, s főleg a szikes pászta szélén, vagy annak szigetein.

A vízkémiai adatok fontosak az ivóvíz elbírálásánál, öntözővízként, vagy ipari vízként való felhasználásánál és építkezéseknél. Alföldünk talajvizének vegyi jellegére vonatkozóan a Földtani Intézethez mind több és több kérdés érkezik. A földtani viszonyok tisztázása és értelmezése szempontjából is nagy jelentősége van a talajvíztípusok és elterjedési területük ismeretének. A különböző intézmények által begyűjtött vízkémiai adatokból térképek, összeállítások készülnek, s ezek alapján ítéljük meg egy-egy vidék viszonyait. Helyes ezért egy 25 km²-nyi terület vízkémiai adatait részletesen közölni, hogy képet kapjunk arról, milyen változatosság uralkodik e téren az Alföldön. Szükséges ez annak megítéléséhez is, milyen sűrűn kell vízmintákat gyűjtenünk az Alföldön — ezen a látszólag unalmasan egyhangú területen — ahhoz, hogy a mintákból általánosíthassunk és térképeket rajzolhassunk.

Egészen lágy vizektől a 300-as keménységi fokú vizig széles skáláját találjuk kicsiny területünkön a víz keménységének. Feltűnő, hogy igen kemény és igen lágy víz egymás közvetlen szomszédságában is előfordul. Ezért a térképi általánosítás tulajdonképpen nem valósítható meg. A 83 db vízminta km²-ként átlag 3—4 talajvízmintát jelent. Még ilyen sűrű mintaszedés mellett is nehéz volna következtetni a nem mintázott terü-

letek valamelyik pontjának talajvizére. A lúgosság szintén igen változó. A szikes terület szélein találunk kimagasló értékeket (25—30°), és itt is jellemző a szomszédos minták igen különböző lúgossága.

Ami a talajvíz nátriumtartalmát illeti, egyenérték-arányban és abszolút súlyban is a szikes terület szélein találunk kiugró nagy arányszámokat (80—90%) és nagy abszolút súlyt is. A kettő azért mégsem jár teljesen együtt. Van víz, amelyben néhány 100 mg/l nátriumion már 80%-át képviseli a kationoknak (pl. az A/25. sz. fúrás vize), és van, ahol 3000 mg/l nátriumion csak a fele az összes kationoknak (pl. a 206. sz. kút). Az egyes ionok abszolút súlya és más ionokkal szembeni aránya szerte az Alföldön általában eltérően alakul. Ezért nem adnak teljes tájékoztatást azok a számok, vagy térképek, amelyek csak egyik vagy másik értéket tüntetnek fel.

A talajvíz kalciumion-tartalma mindenütt kicsiny. Feltűnő ez azért, mert a felszint felépítő képződmények — a homokterületek éppúgy, mint a szikes és löszös területek — mészben mind gazdagok. A magnéziumtartalom általában szintén csekély, mind a többi kationnal szembeni arányában, mind abszolút súlyában. A szomszédos területek sem mutatnak nagyon eltérő értékeket, azért tulajdonképpen csak a kalcium és magnéziumtartalomról rajzolhatnánk bátrabban területfoltos térképeket.

A kloridion legnagyobb értékei a szikes legelő DNy-i sarkában jelennek meg. Egyenérték %-ban is túlsúlyban van itt a klorid az anionok között (42%). A B/24 jelű fúrásban a 2-ik vízadó réteg vize (10 m mélységben, nyugalmi szintje a terep alatt 1,02 m) mutatta a legnagyobb kloridion súlyt. A fúrás az Apáti majorhoz vezető út mellett van (59,7—06,5 km). Ennek a víznek részletes elemzési eredményeit ide iktatjuk.

Kationok	mg/l	THAN-féle egyenérték %	Anionok	mg/l	THAN-féle egyenérték %
Nátrium	6761,0	96,72	Klór	4550,0	42,22
Kalcium	20,0	0,33	Jód	1,0	—
Magnézium	108,4	2,93	Karbonát	400,0	4,38
Mangán	gyenge nyom	—	Hidrokarbonát	2265,1	12,21
Ammonium	1,0	0,01	Szulfát	6012,0	41,18
			Nitrát	nyom	—
			Kovasav	10,4	—
Összesen	6890,4	99,99	Összesen	12238,5	99,99

Az összes oldott anyag 20 127,9 mg/l. Lúgossági fok: 43,79, összes keménység: 27,8; oxigén fogyasztás: $O_2 = 19,9$ mg/l; kémhatás fenolftaleinra: erősen lúgos.

A magas klór- és szintén magas jódtartalom mélyégi víz jelentkezé-

sére mutat. Feltehető, hogy a többi magas klórérték kialakításában is ennek van szerepe.

A szulfát magas értékei a lakott területekkel mutatnak egyezést, de kivétel e téren is van. 80—90%-os szulfátarány Szabadkígyós község területén és szomszédságában fordul elő. Másutt csak egyetlen, lakatlan területen lemélyített fúrásban találunk 80%-os szulfátarányt. (Ez a fúrás minden más adatával is kirí a környezetéből.) A szabadkígyósi lakott terület 80—90%-os szulfátos vizei mellett ugyancsak jó néhány mintát vettünk olyat, amelyben a szulfátionok abszolút súlya csekély és %-aránya is 20% alatt marad. A nagy szulfáttartalom tehát nemcsak helyi szennyeződésből ered.

A kis területen végzett sűrű vizsgálatok rámutatnak a helyi eltérésekre, amelyek elsikkadnak és helytelen általánosításokhoz vezetnek akkor, ha egy nagyobb területről kevés adatunk van. De ahhoz, hogy a sok adatból a nagy összefüggéseket meglássuk, nem elég egyetlen kicsiny terület vízviszonyainak részletes ismerete, több összehasonlító és földtanilag is jól ismert terület kell.

Az eddigi talajvízkémiai adatok mind azt mutatják, hogy a lösz- és homokterület és a szikes legelő vizei különböznek egymástól, s az is kitűnik, hogy éppen a határterületeken vannak nagyon tömény vizek. A talajvíz a napi bepárolgási viszonyok szerint alakul igen különböző koncentrációjúvá és jellegűvé. Hogy a felszín alatti nagyobb vízszállító medrek hogyan érintkeznek mélyebb víztartó rétegek vizével és azokból milyen alkatrészeket kapnak, eddig nem tudtuk kivizsgálni. Valószínű azonban, hogy ha elegendő számú mélyebb fúrásunk és egységes módon vett és vizsgált vízmintánk volna, erre is feleletet kaphatnánk. Az is valószínű, hogy az eddig összegyűjtött anyagból sok más eredmény is kihámozható, mint amilyenre mi jutottunk a néhány hónapos feldolgozási idő alatt.

A kísérleti munka tapasztalatai

Alaptérképünk 1 : 10 000 méretarányú volt, síkrajzát az új katonai térképről vettük át, domborzati szintvonalait a vízügyi térképekről (2 880-as kataszteri mérték). Utóbbi térképről 50 cm-es szintvonalakat és 25 cm-es segédsvintvonalakat szerkesztettünk. Ez a méret és ez a domborzati részletesség elegendőnek látszott arra, hogy részletes földtani és vízföldtani térképeket készíthessünk a fontos területekről. Az Alföldön 1 : 5 000 méretarányú térképet használni nem érdemes.

A mintaterület térképezésénél igen sok vesződséget okozott a kataszteri és katonai térkép különböző vetületéből és pontosságából adódó hibák kiküszöbölése. 1 : 10 000 méretű nagyításnál már feltűnő eltérések vannak a régi és új katonai térképek síkrajza között is. A jövőben a munkaterületek kiválasztásánál arra kell törekedni, hogy az új GAUSS—KRÜGER vetületben készült, részletes domborzatot ábrázoló,

1 : 10 000 méretarányú ÁFTH térképekkel rendelkezünk. Erre a részletességre csak az építkezési vagy egyébként fontos területeken és a földtani szempontból kulcsterületeken van szükség az Alföldön. Egyébként az általános térképezésnél megmaradhatunk a 25 000-es méretnél.

A terepmunka idején folyt a mintaterület topográfiai térképének reambulálása is, légi felvételek alapján. A légi felvételek nagy hasznát lehetne venni az alföldi földtani térképezésnél. Mindent meg kell tennünk, hogy azoknak a területeknek légi felvételét, ahol részletes földtani térképező munkát végzünk — és a területen katonai szempontból fontos objektum nincs —, megszerezzük és felhasználjuk.

Az alföldi térképezésnél igen fontos a régi topográfiai és vízrajzi térképek összegyűjtése, az ármentesítő társulatok térképei, szabályozás előtti vízi térképek, a II. József korabeli felvételek és azokról készült másolatok, kicsinyítések mind segítséget jelentenek.

Részletes földtani és vízföldtani térképező munka nem végezhető az Alföldön anélkül, hogy néhány anyagvizsgálati eszközt a helyszínen ne használnánk. A csoportok tehát úgy állítandók össze és úgy szerezendők fel, hogy velük egy helyi, könnyen mozgatható laboratórium működjék. Szemeloszlást vizsgáló szitasor, konzisztencia-vizsgálatokhoz szükséges felszerelés, az anyagok természetes víztartalmának, fajsúlyának méréséhez és a kapilláris vízemelőképeség méréséhez szükséges eszközöknek helyben kell rendelkezésre állniuk. Szükség van helyszíni, gyors vízminőség-vizsgálatokra is (pl. szabad szénsav helyszíni meghatározása). A kutak vízhozamának méréséhez kellően felszerelt szivattyúra van szükség. Nélkülözhetetlen, hogy mindezek mozgatásához a csoportoknak járműve legyen. Addig, amíg e minimális felszerelési tárgyak nincsenek biztosítva, részletes és korszerű alföldi földtani és vízföldtani térképezésről szó sem lehet. Ennek megfelelően kell a kiküldendő csoportokat munkaerőkkel is ellátni. A geológus mellett szükség van a fúrási munkákhoz technikusra, a vizsgálatokhoz laboránsra, vízföldtani adatgyűjtőre, rajzolóra, helyszíni vízkémiai vizsgálatokat végző kémikustechnikusra. Szükség van jól betanított fúrószakmunkásokra, akiket a vízminták vételére is ki kell képezni.

A tudományos és műszaki igényeknek megfelelően kell a munkaerőket összeválogatni és kiképezni. Tapasztalataink szerint 1 : 10 000 méretarányú térképezéshez km^2 -enként 3 db 10 m-es és 6 db 5 m-es fúrással számolva egy-egy csoport 1 hónap alatt az alábbi létszámmal 10 km^2 térképezését végezheti el úgy, hogy a terület műszaki földtani szempontból és vízföldtani szempontból is feldolgozottnak vehető.

1 geológus,

5 fúrómunkás (3 a 10 m-es, 2 az 5 m-es fúrásokhoz),

2 laboráns (kb. 600–800 minta kiválogatásához és 100–200 talajmechanikai vizsgálathoz);

1 laboráns a vízmintavételekhez és helyi vízelemzéshez;

- 1 technikus a kutak vízszintjének méréséhez, próbaszivattyúzáshoz, adatgyűjtéshez;
- 1 technikus a fúrások ellenőrzéséhez, mintaszedéshez, fúrásokban vízszint-észleléshez, anyagbeszerzéshez, adminisztrációhoz;
- 1 rajzoló alaptérképek, helyszínrajzok, fúrásszelvények, vizsgálati grafikonok rajzolásához.

Kívánatos, hogy a csoport minden 10 km²-en legalább 2 db 50 m-es, vagy 3 db 30 m mélységű gépi fúrást is lemélyítsen. Erre szerződést kell kötni valamelyik fúró vállalattal, amelynek száraz talajmechanikai fúrásra alkalmas berendezése és betanított személyzete van. A szerződés havonta 100 m összfúrás-mélységre szóljon, ez a helyi viszonyok szerint 2—3 vagy 4 helyen mélyítendő le. Nagyobb fúróberendezés működése esetén az anyagfeldolgozó laboránsok számát 4-re kell emelni.

Alföldi területen a jó földtani térképezéshez nem lehet elegendő feltárást létesíteni. Éppen ezért fel kell használni minden eddigi lemélyített és megszerezhető fúrás, akna, kutatóárok rétegsorát, adatait. Különösen fontosak a különböző időben lemélyített feltárások vízmegfigyelései: a felszíni csapadék leszivárgási mélysége, a kapilláris vizet tartó réteg vastagsága, a talajvíz érintési és nyugalmi szintje, a kiemelt fúrás-minták természetes víztartalma, az egymás alatt jelentkező vizek és azok nyugalmi szintje. Evégből a különböző építő és tervező vállalatok, valamint a fúró vállalatok feltárási munkálatainak dokumentációját meg kell szerezni és a saját adatgyűjtésbe beépíteni.

Fontos a talajtérképező munkával való kooperáció. A talajtérképezésnél jóval több kismélységű fúrást alkalmaznak, mint a földtani térképezésnél eddig tették. Bár ezeknek a fúrásoknak a mélysége ritkán haladja meg az 1,5—2 m-t, adataik mégis földtani szempontból is értékesek. Fordítva is fennáll az egymásra utaltság. A talajviszonyok tanulmányozója a talaj alatti szintek földtani jellemvonásainak ismerete nélkül fúrási eredményeit nem tudja értékelni, megmagyarázni, egy-egy fúrási pont adataiból nem tud a területre általánosítani. A talajvíz elhelyezkedése, évszakos és nagyobb periódusú ingadozása, az átnedvesedés mértéke és általában a víznek a felszínközeli rétegekben való helyzete és mozgása az Alföldön mind a földtani, mind a talajtani kutatás elsőrendű problémája és kooperatív kutatása mindenképpen gyümölcsöző.

Szabadkigyósi munkálkodásunk során kitént, hogy helyes volna botanikai megfigyeléseket is bevonni az Alföld felszínének kutatásába. Különösen a szikes puszták természetes növénytakarója ad hasznos útbaigazítást a felszíni szemléletben unalmasan egyhangú térszínek változatos felépítéséről és a szikfekü morfológiájáról.

A térképező csoportoknak ki kell építeniök az együttműködést a helyi vízügyi szervekkel. Ezek hasznos adatokat szolgáltathatnak a vízszabályozások előtti „természetes” vízviszonyokra, a felszíni vizek ter-

mészetrájrására, a folyók vízjárására, hordalékmozgatására, az árterekre. A vízügyi szolgálat felszerelési tárgyai is segítségére lehetnek a földtani kutatóknak. Ugyanez áll a mezőgazdasági kísérleti intézményekre, iskolákra.

A kísérleti munka keretén belül az üledékvizsgálat területén is bővültek tapasztalataink. A síkvidéki térképezésben is éppen olyan nagy szükség van az anyagvizsgálatra, mint a hegyvidéki területeken. A síkvidéki térképezésnél azonban az anyagvizsgálat más módszerekkel történik, mint a hegyvidéki, idősebb földtani képződmények esetében. A tengeri üledékek legtöbbször már makroszkóposan is kielégítően osztályozhatók. Fiatal medenceüledékeink osztályozása nagyobb feladat elé állítja a térképező geológusokat. Ugyanis a fiatal medenceüledékek osztályozása az üledék makroszkópos jellege alapján nem minden esetben valósítható meg. Egységes nomenklatúráról úgyszólván nem is beszélhetünk. A további kísérletek során kell kidolgozni a fiatal üledékek egységes nevezéktanát, amely mind a tudomány, mind a gyakorlat számára egyértelműen határozza meg az üledék anyagát.*

Az üledékek osztályozását szolgáló vizsgálatokat a térképezéssel mindig egyidőben kell elvégezni. Nem állhatunk meg azon az üledék osztályozását célzó vizsgálatoknál, hanem az üledékféleségek minőségéről és eredetéről felvilágosítást nyújtó vizsgálatokat is szükséges elvégezni. Kísérletünk során meg kellett elégednünk a legszükségesebb vizsgálatokkal.

Az Alföld térképezéséhez szükséges vizsgálatokat röviden az alábbiakban foglaljuk össze:

1. Szemcseösszetételi vizsgálat.
2. Konzisztencia vizsgálatok.
3. Természetes víztartalom vizsgálata.

A természetes víztartalom vizsgálatából a felszíni és felszínközeli rétegek hidrogeológiai viszonyainak kérdéséhez kaphatunk értékes adatokat. (Pl. a felszínközeli időszakosan vízállásos területrészek és a talajvíz kapcsolata, a felszíni csapadék leszivárgási mélysége stb.)

4. Homokszemcsék koptatottságának vizsgálata.
5. Az üledékek nehézsavány vizsgálata.
6. A CO₂ meghatározása.
7. A csigafauna meghatározása.
8. Pollenvizsgálat.

A térképezés során megpróbálkoztunk az üledékek víz alatti szét-esésének vizsgálatával is. Az eredmények biztatóak, noha a vizsgálá-

* E téren igen sikeres kezdeményezés történt jelentésünk szövegezése óta. BÁRDOSSY Gy., a Földtani Intézet szedimentlaboratóriumának vezetője, részletes és összehangolt nevezéktan dolgozott ki a laza üledékekre is.

tok még csak kísérleti stádiumban vannak. Annyit az eddigi eredmények alapján is mondhatunk, hogy a víz alatti szétesési vizsgálatokból a vizsgált üledék szerkezeti és kémiai alkatára kaphatunk felvilágosítást.

A részletes síkvidéki térképezéshez szükséges felszereléseket két csoportra lehet osztani: a feltáráshoz szükséges felszerelésekre és anyagvizsgálati eszközökre.

A feltáráshoz szükséges felszerelések: kutatógödrök és aknák létesítéséhez kézi szerszámok, ásó, lapát, csákány. 5 és 10 m mélységű fúrások mélyítéséhez kézi fúróberendezések. Mélyebb fúrások mélyítésére az eddig használatos talajmechanikai fúróberendezések jól alkalmazhatók.

A talajmechanikai fúróberendezések nagy hátránya azonban a fúrás lassúsága és a felszerelés szállításának nehézsége. Az általunk alkalmazott, autóra szerelt gépi fúróberendezés kisebb átalakításokkal alkalmazható a síkvidéki térképezéshez szükséges fúrások lemélyítésére. Javasolt átalakítások:

I. A forgató asztal fordulatszámát az első sebességnél 20 f/p-re kell csökkenteni.

II. A fúróberendezéshez tartozó szerszámokat csiga- és kanál-fúrókkal, valamint szárnyas bővítővel kell kiegészíteni.

III. Homokrétegekből való jó mintavétel érdekében szárazminta-vevőt kell alkalmazni.

IV. A fúróberendezés kiegészítendő egy, a gépkocsi motorjával működtetett kompresszorral, hogy a harántolt rétegek hidrológiai vizsgálatát mindenkor el lehessen végezni.

Anyagvizsgálati eszközök: szárító szekrény, CASAGRANDE készülék, táramérleg, analitikai mérleg, összecsiszolt óraüvegek, szítasor, izapolóberendezés, binokuláris mikroszkóp, polarizációs mikroszkóp, vegyszerek, kalciméter, rajzfelszerelés.

Összefoglalás

Az Alföld, Kisalföld és Dunántúl negyedkori takaróval borított tájairól az első 5 éves terv idején készült 1 : 25 000-es méretarányú földtani térképeink vannak. Ezeknek a térképeknek gyors ütemben való elkészítése mulhatatlanul szükséges volt, nemcsak az ország földtani térképének teljessé tételéhez, hanem sokkal inkább a gyakorlati igények kielégítésének érdekében. Ezzel a gyorsütemű térképezéssel az Alföld és a negyedkori takaróval borított területek földtani kutatását azonban távolról sem lehet befejezettnek tekinteni.

Elkészültek — ugyancsak az első 5 éves terv keretében — síkvidékeink talajvíz-térképei is. Nagyon fontos gyakorlati célokat elégítenek ki és tudományos szempontból is sok új megfigyelést hoztak Alföldünk felszínének és a felszínközeli rétegek szerkezeti helyzetének tanulmányo-

zásához. Még sem mondható távolról sem, hogy ezekből a nagyszabású munkálatokból az Alföld felszínközeli földtani viszonyait véglegesen megismertük és további kutatni való nincsen.

A földtani térképezés terén két irányban kell az eddigi ismereteket kiterjeszteni. Pontosabb anyagvizsgálat alapján kell a képződményelhatárolást és osztályozást végezni; a felszíni vékony takarók alatt a rétegsort legalább 10 m-ig fel kell tárni és térképvariációkban vagy szelvényekben szemléltetni. E két fő cél mellett a további térképező munkának genetikai és morfológiai eredményeket is kell hoznia s ezenkívül foglalkoznia kell korszerű vizsgálatokkal a felszíni és felszínközeli rétegeknek a változó talajvízállás és az atmoszferiliás hatások következtében lefolyó átalakulásával. Főleg kémiai és geokémiai vizsgálatokra gondolunk itt. Ezen az úton meg kell teremteni a szoros kapcsolatot a földtani, talajtani és földrajzi munka között.

A talajvíz-térképezés további feladatait három főirányban lehet kitűzni. A legfelső víztartó réteg és víztükör tanulmányozása után át kell térni a felszínközeli további víztartók tanulmányozására és vizsgálni kell az egyes víztartó szintek vizeinek egymással való érintkezését. Tovább kell nyomozni — éppen a felszínközeli víztartók kapcsolataival párhuzamosan — a víz áramlási irányait, a felszín alatti vízvásztókat, a víz utánpótlódását, a kivethető vízmennyiséget. Harmadik feladat a sokkal sűrűbb vízkémiai adatgyűjtés és annak kutatása, hogyan alakul át vegyi jellegében a talajvíz és a felszínközeli egyéb víztartó rétegek vize.

A mélységi vizek földtani szempontból való tanulmányozása Intézetünk egyik legfontosabb osztályának munkakörébe tartozik. A talajvíz-viszonyok tudományos kutatását viszont kormányunk a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézetre bízta. A VITUKI a felszíni vizek hidrológiai és vízépítési szempontból való tudományos kutatásának otthona. A felszíni vizek és a talajvíz tanulmányozása sokban összefügg, tehát volt alapja annak, hogy a talajvízviszonyok hidrológiai és vízépítési szempontból való tanulmányozását a VITUKI-ra bízta. A Földtani Intézet azonban nem hagyhatja ki munkaköréből az alföldi és dombvidéki területeken a talajvizek tanulmányozását; egyrészt, mert ez a földkéreg tartozéka, másrészt, mert a felszínközeli földtani viszonyok kialakításában a talajvíz fontos szerepet játszik. A talajvíz tanulmányozása döntő segítséget nyújt abban, hogy fiatal üledékekkel feltöltött medencéinkben a felszín alatt eltakart földtani összefüggéseket kinyomozzunk.

A VITUKI-nak viszont elsőrendű érdeke, hogy a maga munkájához a talajvízkutatás tekintetében a Földtani Intézet közreműködését megnyerje. Az első talajvízfigyelő kutakat a Duna—Tisza közén a Földtani Intézet közreműködésével telepítették. SCHERF E és SÜMEGHY J. működött közre a földtani szempontból helyes kút-telepítésben és ők dolgozták fel a kútfúrások rétegsorát. Ezekben az években (1923—1935)

mindössze néhány száz kutat telepítettek. 1945 után igen nagy lendülettel indult meg az országos talajvízfigyelő kúthálózat kiépítése és évente több száz kutat építettek. Behálózták velük a Kisalföldet és a Dunántúlt is, ahol addig egyetlen megfigyelő kút sem működött és kiegészítették a hegyperem felé az alföldi hálózatot. Ebben a nagyszabású küttelepítő munkában a Földtani Intézet már nem vett részt, a kút-fúrások adatai az Intézetben nincsenek meg és a rétegsorokat földtani szempontból nem dolgozták fel.

Most, hogy az országos talajvíztérképezés és kútkataszter alapján az Alföldről és Kisalföldről részletes talajvízdomborzati térképeink vannak és a síkvidéki területeket egységesen 1 : 25 000-es méretarányban földtanilag térképezték, a további talajvízfigyelő küttelepítést ezeknek az eredményeknek figyelembe vételével kell elvégezni és az eddig telepített egész hálózatról földtani áttekintést kellene kidolgozni. Szabadkígyósi munkánk ehhez az országos feladathoz is előtanulmányt szolgáltatott.

ESSAI D'UN LEVÉ GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉ DE LA GRANDE PLAINE HONGROISE, EXÉCUTÉ DANS LES ENVIRONS DE SZABADKÍGYÓS

PAR A. RÓNAI — M. FEHÉRVÁRI

Au cours du levé géologique détaillé de la Grande Plaine Hongroise, effectué de 1950 à 1955; beaucoup de problèmes se soulevaient quant à la construction d'une carte géologique moderne de certaines parties du bassin remblayées de dépôts fluviaux épais. Les problèmes les plus importants furent les suivants: la classification qualitative exacte des matières des formations fluviales, lacustres et éoliennes ou bien le classement de la matière mixte et des fins passages. Il a fallu résoudre la question de la profondeur du levé et de la méthode de représentation des couches minces, recouvrant les unes les autres. En outre, se soulevèrent les problèmes suivants: les examens indispensables à distinguer et identifier les diverses matières, la densité nécessaire des forages et des affleurements artificiels, l'échelle du levé, les disciplines voisines nécessaires à rendre plus exactes les observations géologiques.

Au cours du levé, il faut particulièrement prendre en considération la granulométrie, l'imperméabilité ou perméabilité des formations, la profondeur et les oscillations de la nappe phréatique et la composition chimique de l'eau souterraine.

Les levés au 25 000^e, effectués de 1950 à 1955, furent pour ainsi dire les premières tentatives d'un levé géologique général qui doit être suivi de

levés plus détaillés et méthodiques, avec un examen adéquat des matériaux et plus d'affleurements artificiels.

Le territoire ainsi choisi est situé dans la partie méridionale de la région au-delà de la Tisza (Tiszántúl), au bord des jeunes aires de subsidence des fleuves Körös. Il contient 25 km². On a pris pour base de cette étude méthodologique une carte au 10 000^e sur laquelle nous avons construit des isohypses de 50 cm et des isohypses auxiliaires de 25 cm, en utilisant les cartes hydrographiques détaillées (au 2880^e). Au territoire d'essai, nous avons établi 6 forages mécaniques dont le total fut 280 m, en outre 53 forages de 10 m et 75 forages de 5 m. Dans le laboratoire installé sur le terrain, on a examiné la granulométrie et la plasticité de 1320 échantillons de dépôt.

Les examens hydrologiques accomplis dans les forages et fosses ont été complétés par les mesurages mensuels des niveaux de 210 puits creusés. De parmi ceux-là, les niveaux de 28 puits étaient contrôlés par jour. On a fait des analyses chimiques de l'eau de 77 puits d'eau souterraine, de la première couche aquifère de 14 forages et du second niveau aquifère de 16 forages.

En outre de nos forages, nous avons assemblé les résultats et les successions stratigraphiques des autres forages d'ordre pratique, établis sur notre territoire et dans ses environs.

Ce territoire est le type d'une région de la plaine, formée par remblaiement fluvial. Dans le sous-sol et à la surface, se suivent des lits fluviaux, collines de bord et terrains d'inondation. En outre de la subsidence générale du bassin et de la formation des entonnoirs locaux, les lits, les bords et les terrains d'inondation changent sans cesse par suite de l'activité des fleuves. Sur les plaines, l'activité des fleuves tourne toujours à l'envers le relief existant. C'est sur les parties les plus basses et couvertes de sédiments fins que se déposent les alluvions grossières des lits et des bords; les parties élevées se couvrent d'alluvions fines, les collines situées plus loin des bords sont entourées puis enveloppées par la vase fine des terrains d'inondation et le relief s'efface.

La matière des alluvions pléistocènes contient toujours du sable éolien. Dans les parties protégées contre l'inondation, la qualité originelle de cette matière se conserve mieux qu'aux terrains couverts constamment ou périodiquement d'eau. Au territoire d'essai, ne se déposa pas d'alluvion grossière ni à la fin du Pléistocène ni pendant l'Holocène. Dans les forages pénétrant jusque'à 50 m, on ne trouve nulle part de gravier, et le sable même est pour la plupart fin. Dans ces séries stratigraphiques, la vase, le sable vaseux et la vase à loess sont prépondérants.

Une partie considérable du territoire d'essai est couverte d'un terrain d'inondation à terre sodique. Au-dessous de la couche d'argile sodique, on trouve le sable fluvial dans de diverses profondeurs. Ce sable est imbibé d'eau qui est sous la pression de la couche argileuse-sodique. L'eau sou-

terrine pénètre de dessous dans les fissures de la couche sodique. Pendant la sécheresse estivale, il y a une grande perte due à l'évaporation, par le réseau des fissures profondes. Par conséquent, l'accumulation de sel aux parois des fissures est considérable. C'est aux terrains sodiques que l'oscillation de la nappe phréatique est la plus considérable. A cause des différences locales de la concentration par évaporation de même que par suite de la variété des dépôts fluviaux, la composition chimique de l'eau souterraine est aussi diverse, quant à la teneur en sel des solutions ou la qualité des sels.

Ce n'est que sur les dunes de sable élevées que l'eau atmosphérique atteint l'eau souterraine: là où la nappe phréatique se trouve dans une profondeur qui ne surpasse pas 1 ou 2 m. L'oscillation verticale de la nappe phréatique est peu importante dans les terrains sableux élevés tandis qu'elle est considérable ou même très grande aux bas-fonds sodiques.

La profondeur et l'oscillation de la nappe phréatique jouent un rôle très important dans la formation des terres sodiques aux terrains couvertes de vase fine.

Annexe XIV. Bloc-diagramme des forages de Szabadkígyós.

Légende: Holocène: 1. vase à loess, sodique, de l'Holocène supérieur, 2. loess vaseux de l'Holocène inférieur, 3. sable à loess de l'Holocène inférieur, 4. sable fluvial de l'Holocène inférieur. Pléistocène: 5. loess sableux, 6. loess argileux, 7. argile, 8. vase, 9. sable fluvial. 10. Niveau de repos de la nappe phréatique.

ОПЫТ П.О ДЕТАЛЬНОМУ ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ КАРТИРОВАНИЮ БОЛЬШОЙ ВЕНГЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ (РАЙОН С. САБАДКИДЬОШ)

А. РОНАИ — М. ФЕХЕРВАРИ

Современное геологическое картирование, проведенное в период 1950—1955 гг. в отдельных бассейновых частях Большой Венгерской Низменности, наполненных мощными речными отложениями, поднимало много проблем, наиболее важными из которых оказались следующие: правильная классификация по качеству материалов речных, озерных и эолических образований; категоризация смешанного материала и тонких переходов; решение вопроса о глубине картирования и способ местного изображения перекрывающих друг друга тонких слоев; какие методы необходимо внедрять для различения и идентификации образований; решение вопроса густоты заложения бурений и обнажений; примен-

яемый масштаб картирования и, наконец, какими исследованиями родственных наук необходимо дополнять геологические наблюдения.

При геологическом картировании особо следует учитывать гранулометрический состав, водоносность и водонепроницаемость образований, глубину залегания и степень колебания уровня грунтовой воды, а также ее химический состав.

Геологическое картирование масштаба 1 : 25 000, проведенное в период 1950—1955 гг. оказалось в отношении всех этих вопросов первым пионерским обзорным картированием, за которым должно следовать более детальное и систематическое картирование, дополненное соответствующей лабораторной обработкой и созданием более густой сети обнажений.

Выбранная территория лежит в южной части Затисской области, к югу от города Бекешчаба, на краю молодой депрессии рек Кёрёш. Площадь данной территории равна 25 км². Масштаб карты, служащей для испытания метода равен 1 : 10 000. На карту были нанесены нами с детальных гидрографических карт (1 : 2880) изогипсы с расстоянием в 50 см и дополнительные изогипсы с расстоянием в 25 см. На подопытной территории было пробурено 6 машинных буровых скважин общей глубины в 280 погонных метров, дальнейшие 53 бурений до 10 м и 75 мелких бурений до глубины 5 м. В лаборатории, организованной на месте, было анализировано на гранулометрический состав и пластичность 1320 проб.

Гидрологические исследования, выполненные в скважинах и разведочных шахтах, были дополнены систематическим ежемесячным измерением уровня воды 210 рытых колодцев. Из них уровень 28 колодцев измерялся ежедневно. Химическому анализу были подвержены пробы, взятые из 77 колодцев грунтовой воды, первого водоносного горизонта 14 и второго горизонта 16 скважин.

Наряду с нашей собственной разведочной и буровой деятельностью, мы собирали также и стратиграфические колонки и результаты бурений практического характера, углубленных на данной территории и ее окрестности.

Данная территория представляет собой типичный пример низменного ландшафта, образованного речными наполнениями, отложениями. В грунте, как и на поверхности, в равной мере чередуются русла, береговые холмы и поймы. Кроме общего большего погружения бассейна и образования местных котловин, в руслах, берегах и поймах постоянные изменения вызывает сама деятельность рек. Эта деятельность на равнине всегда старается сглаживать данный рельеф. На части, исходно наиболее глубокие и покрытые тонкозернистыми осадками, попадают более грубые отложения русел и берегов и рельеф становится более расчлененным; на более высокие же части попадают тонкие осадки; тонкий ил пойм окружает холмы,

более далеко расположенные от берегов а затем заваливает их и сглаживает рельеф.

В речных отложениях плейстоцена всегда имеется и падающая пыль. В частях, не подверженных наводнениям, этот материал лучше сохранился в своем исходном качестве. На покрытых, или временно покрытых водой частях, однако, исходное качество этих материалов сохраняется в меньшей мере. На подопытную территорию грубые осадки в конце плейстоцена и в олигоцене не поступали. Гравий в бурениях, пройденных до глубины в 50 м, нигде не обнаружен, песок в преобладающем большинстве своем также тонкозернистый. В толщах преобладают ил, илистый песок и лёссовый ил.

Значительная часть пробной территории занята большой солончаковой поймой. Под солончаковым глинистым слоем речной песок встречается на различных глубинах. Этот песок наполнен водой, которая находится под давлением глинисто-солончакового слоя. Грунтовая вода снизу проникает в трещины солончакового слоя. В летний засушливый период через эту систему трещин испаряется большое количество влаги. В соответствии с этим на стенках трещин постоянно накапливается соль. Колебание уровня грунтовой воды максимального своего масштаба достигает именно на солончаковой территории. Химический состав грунтовой воды, вследствие различий в местном испарении и разнообразности речных отложений, является также различным так с точки зрения солености, как и с точки зрения состава, содержащихся в ней солей.

Грунтовая вода может пополняться за счет атмосферных осадков только на высоких песчаных холмах и только в таких местах, где зеркало грунтовой воды не лежит ниже 1—2 м. Вертикальное колебание уровня грунтовой воды на более высоко расположенных песчаных частях, небольшое, а на солончаковых плоских местностях оно достигает больших, и даже очень больших размеров.

Глубина залегания грунтовых вод и колебание их уровня играют решительную роль в засолении территорий, покрытых тонким илом.

Приложение XIV. Стратиграфическая колонка скважин, пробуренных в окрестности с. Сабадкидьёш.

Легенда: Голоцен: 1. юноголоценовый, солонцеватолёссовый ил, 2. древнеголоценовый илистый лёсс, 3. древнеголоценовые лёссовые пески, 4. древнеголоценовые речные пески. Плейстоцен: 5. песчаный лёсс, 6. глинистый лёсс, 7. глина, 8. ил, 9. речные пески. 10. Горизонт застоя грунтовых вод.

NEGYEDKORI KÉPZŐDMÉNYEK TANULMÁNYOZÁSA A BÓDVA—HERNÁD KÖZÉN

(XV., XVI., XVII. sz. melléklettel)

Írta: RÓNAI ANDRÁS

Feladatomban anyaggyűjtés volt az országos 200 000-es földtani térképek kiadásához. Ezzel kapcsolatban tanulmányozni kellett a hazai pleisztocén térképezésének feladatait és módszereit.

Mindkét feladat általános módszertani tanulmányokat kívánt, nem pedig valamely terület részletes térképezését. Az általános bejárások és a természetes feltárások felkeresésén kívül szelvényirányban térképező fúrásokat végeztünk, hogy a fel nem tárt területekről is adatokat gyűjtünk és a negyedkori képződmények elhelyezkedéséről — legalább három vonal mentén — folytatólagos, összefüggő képet nyerjünk. Az egyik szelvényirány a Bódva—Hernád közét Szikszótól É-ra, K—Ny-i irányban metszi, a másik a Rakaca völgyére közel merőlegesen ÉNy—DK-i irányban fut. Ez utóbbi szelvény északnyugati végpontját Rakacától Hernád-vecse irányában egy Ny—K-i irányú fúrássorozattal kötöttük össze. Itt kapcsolódnak feltárásaink és fúrásaink MOLDAVAY L. Vilmány környékén végzett, s ugyanezen kötetben közreadott részletes quarterkutató munkájához. Ő a Zempléni-hegység lábától a Hernád völgyéig K—Ny-i irányban sűrű, kismélységű fúrássorozatot alkalmazott.

A Bódva—Hernád közét a földtani térképeken nagyrészt pleisztocén üledékek takarják. A Szendrői-hegység paleozóos és a Rudabányai-hegység mezozóos foltjaitól eltekintve a Cserehát dombjainak magvát, a tőlük délre fekvő és a két folyó közén elhelyezkedő dombvidéket harmadkori üledékek építik fel s ezek az üledékek kisebb-nagyobb foltokban felszínen vannak. Nagyobb részüket azonban az eddigi felvételek szerint negyedkori takaró borítja. Egyrészt vörös agyag, másrészt lösz és nyirok. Sok helyen kísérik a folyóvölgyeket régi teraszmaradványok: kavics, homok, és a tetőkön is nagy kiterjedésben található törmelékkúp-kavics.

A pannóniai képződményeket alsó-, középső- és felső-pannóniai korúaknak térképezték. Alsó-pannóniai rétegek veszik körül a Szendrői-hegységet, kibukkannak a Hernád balpartján, továbbá Szikszó és Bódva

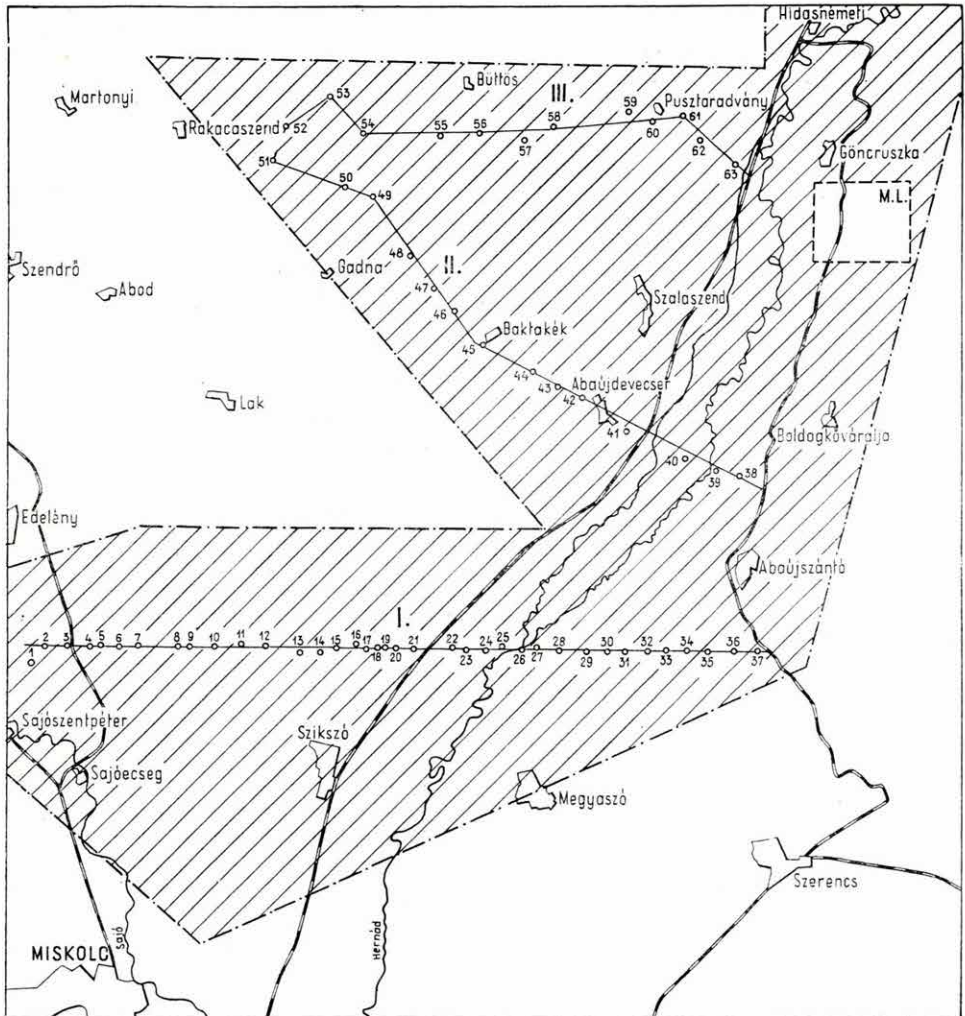
között a Cserehát déli nyúlványának lejtőjén. Középső- és felső-pannóniai rétegeket találtak apró kibúvásokban a Cserehát közepén, a Rakaca két partján és a Hernád keleti magas partfalának tetején. Felső-, ill. legfelső-pannóniai homokot, kavicsot a Cserehát ÉK-i részén Rakaca—Hernádnémeti—Encs háromszögben a 260—320 m magas tetőkön.

A negyedkori rétegeket az egész területen nagyrészt lösznek térképeztek. Az eruptív hegyvonulatok lábánál és a vékony negyedkori takaróval borított eruptívumokon nyirkot jeleznek a térképek. A Rakacától É-ra eső területen, továbbá a Cserehát közepén pannóniai képződményeken szintén nyirkot térképeztek. A nyirok mellett többfelé térképeztek vörös-szabarna, barna és vörös agyagokat, amelyek struktúrájukban likacsos, repedezett, löszszerű képet mutatnak, de rendszerint mészmentesek, vasborsókat tartalmaznak és néha lösszel váltakoznak. SÜMEGHY J. ezeket a vörös-szabarna agyagokat egy csoportba osztotta a nyirokkal és I., II., III., IV. osztályú vörös agyagnak nevezte el, aszerint, hogy milyen magassági szintekben fordulnak elő. A SÜMEGHY-féle térképezés eredménye térképeinken a vörösayag-takaró a Bükk alján és a Zempléni-hegység déli nyúlványain.

Az Áll. Földtani Intézet 1957-ben kiadott 300 000-es méretű földtani térképén a lösz, nyirok és vörösayag-takarót a különböző felvételi lapokról nem lehetett egyértelműen összesíteni. A földtani felvételek alapján készült egyeztetés nem felel meg mindenütt a talajtérképeken alapközetként megjelölt képződményeknek sem. A talajtérkép (STEFANOVICS P.—SZÜCS L., 1955.: Magyarország genetikai talajtérképe 1 : 200 000) a Bódva—Hernád között nagyrészt nyirkot jelöl meg a talaj anyaközetének, míg a földtani térképeken túlnyomórészt löszöt találunk. Miskolctól D-re és DNy-ra viszont a talajtérkép löszöt jelöl anyaközetnek, a földtani térképek vörösayag-fajtákat jelölnek. Az egyeztetés és összehangolás mindenképpen új bejárást és térképezést kíván.

Tájékozódó bejárásaim során a Sajó-völgyből kiindulva Ny-ról K-re haladtam előre meghatározott szelvény mentén (a GAUSS—KRÜGER vetületű új katonai térképek M-34-es lapjainak Ny—K-irányú 46-os sz. kilométerhálózati vonala volt a szelvényirány; XV. sz. melléklet).

A 46-os kilométervonal Ny-on a Sajó jobbpartján a Bükköt ÉK-ről körülölelő borsodi miocén medence vonulataiba ütközik Kazinbarcika és Berente között. Innen indul a szelvény. A Nagykötélerdőt, Sinkahegyet és ezek északi nyúlványait alsó-miocén homok borítja. A felszín laza, aprószemű, osztályozatlan és koptatott homok, amely faunában gazdag. Itt eddig pannóniai képződményt csak elenyészően kis foltokban térképeztek. Az egész keleti lejtő csúszott, suvadt állapotban van. A 180-as tszf. magasság körül a tetők (220—300 m tszf.) homokját szürke, szürkés-kék, vöröscsikos homokos agyag váltja fel. Ez csúszik, gyűrődik a lejtőn lefelé. Benne aprókavics, murva és finomhomok van, többfelé számos apró mészkonkrécióval.



1. A bejárt terület 2. 10-m-es fúrások helye 3. M.L. Moldvay L. kutatási területe

1. ábra. A quarter tanulmányok során 1957-ben bejárt terület a lemélyített fúrásokkal

Fig. 1. Le territoire parcouru au cours des études sur le Quaternaire, en 1957, avec les forages. Légende: 1. le territoire parcouru, 2. endroits des forages de 10 m, 3. territoire des levés exécutés par L. MOLDVAY

Рис. 1. Район, обхожденный в 1957 году при изучении четвертичных образований, с указанием заложённых буровых скважин. Легенда: 1. Обхожденный район, 2. Точки скважин глубиной в 10 м, 3. Район, исследованный Л. МОЛДВАИ

Erre a lefelé csúszó homokos, kevert agyagra a 160—170 m tszf. magasságban vékony csikban 3—4 m vastag löszréteg települt. A keskeny löszpászta mindössze 20—30 m széles, és a miocén lejtő egyik horpadásában maradt meg. Másutt is csak foltokban jelentkezik. Az állandóan mozgó lejtőn nagyrésze lepusztult. Löszanyag ugyan keveredik a löszpászta alatti lejtő törmelékanyagával, de az anyag maga homokos agyag, nem lösz és folytatása a 180 m tszf. magasságtól jelentkező agyagos rétegnek. Rajta a feltárásokban szoliflukció, felfagyás jelenségei figyelhetők meg. A lösz a pleisztocén elején és közepén letarolt domboldalon, majd a szoliflukciók által kialakított tereplépcsőn települt és maradt fenn.

Kérdés tehát, hogy az eredetében miocén anyagot, ill. ennek a hegy-lejtőkön elvándorolt kevert, kavicsokkal meghintett és talajosodó felszíni részét még miocén korúnak vegyük-e, vagy negyedkori lejtőtörmeléknek, lejtőanyagnak tüntessük fel? A kavicsot, görgeteget tartalmazó rendes lejtőtörmeléktől abban különbözik, hogy anyaga nagyrészt finomszemű, s kavics csak elszórtan, vagy vékony csikokban van benne. Ez a lefelé folyó, mozgó anyag a pleisztocénban többízben vastagon eltalajosodott, s minthogy a talajon erdővegetáció volt, vasfelhalmozódás folytán vörös színű lett. A vékonyan megmaradt löszzóna alatt löszanyag is keveredett belé, de a kialakult talajnak nem lösz az anyaközete, hanem az idősebb agyag és agyagos homok.

Kavics a tetőkön elszórva fordul elő, de teraszszerűen, rétegben sem a tetőn, sem az oldalakon nem találtam. Kavics csak lent a Sajó síkján és a pár méteres városi teraszon települ, a 150 m tszf.-nél alacsonyabb tereprészekon (2—4 m vastagságú réteg).

A miocén kori képződményekből álló dombok lejtői menedékesek, kiegyenlítettek. A 200 m-nél magasabban kiemelkedő homokos részek, amelyeket lecsúszott anyag nem takar, tehát a pusztuló lejtők, általában 15°—20°-os esésűek. Az épülő lejtők agyagos, kevert felszíne 8°—10°-os lejtéssel adja át helyét a völgysíkokba betorkolló domblábak és teraszos tereplépcsők 1°—2°-os esésű lejtőjének. Az erózió nem szabdalta össze a domboldalakat, túl gyors lepusztulás nincs. A miocén homokos tetők a csapadékvíz beisszák, a lejtőkön lezúduló víz kevés. Ez a vidék különben eléggé csapadéknagyban van. Évente átlag 600—700 mm csapadékot kap. A menedékes lejtőkön egyedül a lösszel fedett keskeny csíkon találunk erősebb bevágódásokat, de ezek a lösz jelentéktelen kiterjedésénél fogva szintén jelentéktelenek. A csapadék a homokfelszíneken nagyrészt beszivárog, az agyagos lejtőkön lefolyik, bár a beszivárgás ez utóbbi területeken is jelentős, mert az agyag homokos, elszórtan kavicsos, repedezett, nem alkot vastag réteget s alatta újra homok fekszik. E homokdombok jó víztárolók s a felszín alatt a Sajó völgye felé adják le vizüket. A felszíni vízfolyás kevés és ezek is kevés vizet szállítanak, nyáron teljesen kiszáradnak. A felszíni vízfolyások alatt, a völgyekben viszont a

kutak mindenütt közel a felszínhez kapnak vizet és ez a víz bőséges, nyáron sem csappan meg.

Kiérve a Sajó síkjára, az alluviális területen két szintet különböztethetünk meg. Egyik az óholocén terasz 130—150 m tszf. magasságban, a másik az újholocén ártér 125—127 m tszf. körül. A magasabb térszínen a durva kavics felett 1,5—4 m-es homok és iszapos homok van. A kavics maga 2—4 m vastag s utána réteges, iszapos agyag következik. A völgykitöltés anyaga jó részben nem durvaszemcséjű homok és kavics, hanem iszap, agyag, homokos agyag. A völgy mélyebb részén a pleisztocén feltöltés vastagsága 50 m. A kavics felszíne az óholocén térszín alatt 128—129 m tszf. magasságban van. A jelenkori ártéren a kavics 125 m körüli magasságban helyezkedik el és 0,5—1 m-es homok és agyagos homok takarja.

A Duzsnok melletti kavicsbányában a rétegsor a következő:

0 — 50 m	szürkésbarna, humuszos, morzsalékos, mészmertes iszap
50 — 90 m	vörössárga, humuszos, morzsalékos, igen meszes agyag
90 — 140 m	sárga, középszemű murvás, csillámos, mészmertes homok
140 — 190 m	szürkés, csillámos, homoklisztes, igen meszes finomhomok
190 — 260 m	fakósárga, csillámos, homoklisztes, meszes finomhomok
260 — 270 m	szürke, murvás, mészmertes durvahomok, osztályozott
270 — 330 m	szürkésárga, iszapos, csillámos, mészmertes finomhomok, durva csillámos
330 — 370 m	szürke, murvás, mészmertes durvahomok kavicsal (átmérő 1—2 cm)
370 — 380 m	fekete növényeres, mészmertes aprókavics (átmérő 1—2 cm)
380 — 410 m	rozsdavörös murvás, mészmertes kavics (átmérő 1—4 cm)
410 — 510 m	szürke, murvás, mészmertes kavics

Talajvíz 4,5 m-ben

Duzsnok már a Sajó—Bódva közén fekszik, az óholocén teraszon. A Bódva völgy síkja és teraszai innen D-re egybeolvadnak a Sajóéval.

A Bódva balpartján az alluviális térszínből meredek, de nem magas partokkal ugrik ki a harmadkori dombok pereme. Szelvényünkben innen keletre, légvonalban 14 km távolságig tart a dombvidék. Ziliz, Alsóvadász, Halmaj községeket érinti a szelvény vonala. A felszín hullámos, erodált, de szelíd formákba símul. Eddig itt alsó- és felső-pannoniai képződményeket térképeztek. A dombok magja miocén agyag, néhol szarmata mészkő és kavics, a dombvidék Ny-i peremén kis foltokban riolittufa jelenik meg.

Ez a riolittufa végighúzódik a Sajó völgye és a Sajó baloldalának magas partja alatt, Sajósenye—Sajóvámos—Sajópálfalva—Arnót községek mellett a Sajó jelenlegi alluviuma felett 1—2 m magasán. Felette kavics, afelett pedig lösz fekszik 6—8 m vastagságban. Ziliznél a lejtőkre mindenütt vörössárga agyagos-homokos fedőanyag települ. Ez a fedőréteg töredezett, mállott, általában mésztelen homoklisztes

és homokos-agyagos anyag, de repedéseiben mészfelhalmozódásos, konkrecióos. A síkvidéki térképezés során rendszerint „II. osztályú vörösayagnak” térképezték. Ez a „vörösayag” nem agyag, hanem jelentős részében homokliszt, tehát löszanyag, elkeveredve a lejtők eredeti anyagával, úgyhogy lösz itt külön alig térképezhetünk. A lejtők „vörösayagján” mindenütt tisztán látni a felfagyás, talajfolyás jeleit: a meszes anyaggal telt, függőleges repedéseket, a konvekciós áramlások vonalait, a csúszás, suvadás jelenségeit. A „vörösayag” a pleisztocén utolsó



2. ábra. Kavicsfejtő a zilizi Cseres-part oldalában

Fig. 2. Gravière au flanc du Cseres-part à Ziliz

Рис. 2. Карьер для добычи щебня в откосе Черешпарта в окрестности с. Зилиз

eljegesedése (Würm) előtt már kialakult, vagyis idősebb a lösznél. Viszont a „vörösayag” legvastagabb rétegeit a mai lejtők alján találjuk, ahova már a jelenlegi völgybevágódás után jutottak, tehát helyzetük szerint itt a legfiatalabbak.

A Bódvára néző lejtőket és a mellékpatakok völgyeit is a párkánysík anyagának látszó kavics kíséri. A kavics 160—170 m tszf. magasságban helyezkedik el, tehát 35—40 m-rel a völgy sík felett. Innen azonban a lejtőt követve, az eredeti helyén 1,5 m vastagságú kavics 20—30 cm vastag rétegben lecsúszik a

150 m tszf. magasság közelébe. Durva szemnagyságú, közte több a háromélű, sarkos kavics. A kavicsok összeviessza éllel-lappal állnak, mozgatottak, köztük finomabb anyagú, humuszos erek vannak, s az egész vörösayagba van ágyazva.

A kavics a tetőkön is jelen van. Így Ziliz mellett a Cseres-part teteje 180 m tszf. magasságú egyenes tábla, gyéren behintve patak-kavicssal. Délkeletre, a Boldva községre nyíló völgy vízválasztóján, 210—220 m magasságban azonban nem találtam a tetőn kavicsot. A magaspartra nyíló mellékvölgyeknek frissen bevágódott szűk szákszájuk van. A Bódva völgyének új bezökkenése és a mellékvölgyek kevés vize okozza a völgyek elszűkülését. Ilyesféle formákat látni a Bódva magaspartjának oromfalán és a benyíló szűk mellékvölgyek szájában. Ezek a lejtők meredek, egyes helyeken 20°-osak, vagy még meredekebbek, bár csak a magaspart közelében és ott is kis szakaszon. Egyébként 10° körül járó vagy még menedékesebb lejtők vannak

a dombvidék belsejében. Az épülő, feltöltődő lejtőszakaszok pár fokosak.

A vízvásztók gerincvonalának lefutása arra utal, hogy a régebbi vízfolyások és erózió iránya nem egyezett a maival. A patakok esés-görbéje pedig szakaszos süllyedéseket jelez. A patak rövid útján hol bevág, hol majdnem meder nélkül, szétterülve folyik a völgyfenéken. A magaspart összeszűkülő szájrészében mindig néhány mély bevágott mederben folyik. A bevágódás egyenetlenségét a völgy hosszában a különböző permeabilitású és állékonyságú rétegek váltakozása is magyarázhatja.

Ziliz község mellett a Bódva magas partjának tetején asztalsíma területdarabok sorakoznak egymás mellé kb. 185—190 m tengerszint feletti magasságban. Tetejükön csak elszórva van kavics. A magaspart egyik ilyen táblájának közepén 1957 májusában a Miskolci Mélyfúró Vállalat szénkutató fúrást telepített. 1957. június 17-én 170 m mélységet értek el. A felső 22 m vörösbarna és sárga pleisztocén agyagba, illetve löszszerű homoklisztes homokos agyagba, homokba mélyült. A vörösbarna agyagos réteg kétszer adta át helyét sárga löszszerű anyagnak és kétszer ismétlődött. A 22. métertől 7 m vastagságban durva homokot harántoltak, majd kavicsot értek el. Kavicsban és kavics-törmelékben haladtak 3 m-t, utána kékesszürke, finom, homokos agyagba értek, majd 60 m-nél agyagos homokba, és ebben maradtak 170 m-ig.

A fúrás felső részének érdekessége, hogy a durva homokot és kavicsot pontosan abban a szintben tárta fel, ahol az a domboldalakon teraszszerűen kibúvik a 160 m körüli tszf. magasságon. Ezek szerint a kavics nemcsak a völgyperemen van meg, hanem a domb belsejében is és közvetlenül a harmadkori rétegeken fekszik.



3. ábra. A Völgy-patak bevágódása Boldva község mellett a Bódva síkjára kilépő kapu előtt. A domb a zilizi Cseres-part asztalsíma teteje, oldalán a 160 m-nél kibukkanó kavics-síkkal (1957. június)

Fig. 3. Couloir du ruisseau Völgy, près du village de Boldva, avant d'arriver à la plaine de la Bódva. La colline est le sommet plat du Cseres-part à Ziliz, au flanc on voit une bande de gravier, affleurant à 160 m (juin 1957)

Рис. 3. Русло ручья Вёдь около с. Больдва, недоходя до ворот, выходящих на равнину р. Бодва. Холм представляет собой ровную наподобие стола вершину Черешпарта в с. Зилис, на откосе, у 160 м выходит на поверхность полоса щебня (июнь 1957 г.)

A lapos dombtetőn elszórva mindenfelé találunk durva kavicsot, de a fúrás a felszínnél kavicsréteget nem talált. Feltűnő a nem kavicsos térszín simasága. A teljesen elegyengetett térszínlépcső végigkíséri a Bódva völgyét. Az említett mélyfúrás rétegsora a térképezés idejéig a következő:

Zilizi mélyfúrás M—34—138. 45° 848 km (GAUSS) kb. 185 m tszf.*

0—	1,1 m	vörösbarna humuszos agyag
1,1—	2,0 m	vörösbarna homokos agyag
2,0—	5,0 m	vörösbarna agyagos finomhomok
5,0—	10,0 m	vörösbarna agyagos, kötött finomhomok
10,0—	13,0 m	sárgásbarna agyagos finomhomok
13,0—	18,0 m	vörösbarna agyagos finomhomok
18,0—	20,0 m	barna-vörösbarna morzsás, homokos agyag
20,0—	22,0 m	sárgásbarna kemény, morzsás agyag
22,0—	25,0 m	szürke, középszemű, osztályozott homok
25,0—	29,0 m	sárgásszürke durva homok
29,0—	30,0 m	durva kavics (1 db 5 cm \geq)
30,0—	32,0 m	apró kavics törmelék
32,0—	60,0 m	kékesszürke homokos agyag, pannóniai
60,0—	170,0 m	zöldesszürke agyagos homok, szarmata

A Bódva folyó síkja itt 125 m-re van a tenger szintje felett. A kavicsréteg relatív magassága a völgy sík felett kb. 30 m. A 160 m tszf. körüli kavics végigkíséri a mellékvölgyeket is, de nem emelkedik a völgyekkel, hanem a 160—170 m tszf. magasságnál a völgytalpban marad és feljebb nem található. Fúrásszelvényünk mentén a Bódvához tartozó Szepesi-tanya felett simul bele a kavics a Völgy-patak alluviumába.

Ez a kavics a dombvidék belsejében Nyomár község határában Hatházi pusztánál pontosan 160 m tszf. magasságban jelenik meg 2 m vastag rétegben, rétegzett, mozgatott, bitumenes erekkel, vörös és szürke sávokkal, vörös agyagos kötőanyaggal, alul durva (5—6 cm), felfelé kisebb (2—3 cm) átmérőjű szemekkel. Felette a feltárás helyén sárga vörösfoltos agyag van, de lecsúszott állapotban.

Tovább K felé, a Bódva—Hernád közti dombvidéken a negyedkori takaró kivékonyul. A zilizi mélyfúrásban 32 m-t vettünk pleisztocénnek. A kismélységű térképező fúrások a környéken, még a dombtetőkön sem érték el 10 m mélységig a pleisztocén fekvőjét. A Cserehát belsejében és főleg a Bársonyos-patakra néző K-i oldalon azonban a tetőkön alig van negyedkori takaró s ami van, az nagyrészt vékony, legfeljebb néhány méter vastag lejtőtörmelék.

A Bódva-part meredek homlokrészének pleisztocén takarója valószínűleg idősebb pleisztocén és elsősorban nem idegenből hozott anyag, hanem inkább a harmadkori dombok helyben lemosott, lecsúszott és keveredett, átdolgozott anyaga. Erre vall az, hogy a 10 m-es fúrásokban

* A magassági adatok megállapítása az új katonai térképekről (GAUSS—KRÜGER) való leolvással történt.

néha négy humuszos talajréteget is találunk, nemcsak a mai lejtőkön, hanem a mai tetőkön is. A vörösgyagok anyagi minősége is kevert-ségre vall. Morzsalékosságuk viszont a sokszoros átfagyás jele.

Ebben a kevert anyagban a hullópornak megfelelő szemnagyságú rész (homokliszt-frakció 0,02—0,06 mm) mindig jelentős. A régebbi jégkorszakok (Riss, Mindel) idősebb löszét valószínűleg ebben az anyagban kell keresnünk. A lejtőanyaggal való keveredés azonban a löszstruktúrát megszüntette, tömöttebb, szívós, képlékeny anyagot hozott létre. Maga az idősebb löszanyag is a változó pleisztocén éghajlati periódusok alatt mállásnak, kilúgozódásnak, talajosodásnak volt kitéve, tehát átalakult. A Würm korszak fiatal löszétől mindenképpen különbözik.

A Cserehát délre lenyúló dombjai közt a Vadász-patak völgye (feljebb Mánta-patak, Kapa-patak) vág É—D-i irányú széles árkot. Ebben a völgyben a negyedkori takaró már csak a lejtőkön van meg, a tetőkön a pannóniai sárga és kékesszürke agyagok vannak a felszínen. A Vadász-patak szép, tágas völgyben szegényes vízer. Az alluvium felső három métere finomszemű iszapanyag, alatta homokos kavics következik. A völgyfeltöltést az oldalakról lemosott anyag növeli, a patak messzebb-ről jelentős anyagot nem hoz. A lejtők menedékesebbek, mint a Bódva mentén, azért az erózió kikezdi őket ott, ahol erdő nincsen.

A szelíd lejtőkön a lepusztulás formái nem szembetűnők, de a régebbi suvadások, talajfolyás nyomai eltompítva megtalálhatók. A felszíni erózió is mindenütt kikezdte a legelőket és ott, ahol rossz irányban szántanak, a szántóföldeket is.

A Bódva—Hernád közti dombvidék Ny-i peremén vastag (10—30 m) a negyedkorban kialakult vörösgyag takaró. A K-i peremen úgyszólván teljesen hiányzik. A pannóniai agyag és homokos agyagrétegek a felszínen vannak és a talajzóna rajtuk csak a normális 40—80 cm-t alakította át. E keleti oldal pannóniai képződményei mind erősen meszesek, az agyagok és homokok is mésszel teltek, a mész fehér foltokban, csíkokban, konkréciókban mindenütt jelen van. Csúszás, talajfolyás, erózió 150—200 m tszf. magasságban a lejtőkön itt is megfigyelhető.

Ezekről a lejtőkről a Hernád—Bársonyos síkjára nagyarányú a finomanyag-lehordás. Az aszalai nagy tanyánál, Halmaj község mellett 7 m vastag finomiszap, agyag és finomhomok fekszik az alluviális kavicson. Halmaj község szélénél is a teljesen egyenes, széles völgysíkon 6 m vastag finom üledék borítja a kavicsot. A főképpen areális erózióval történő nagyarányú lehordás napjainkban is jól megfigyelhető. Egy-egy nyári zápor hatalmas mennyiségű anyagot mozgat meg és csúsztat le a völgybe.

A Bársonyos-patak jobboldalán eltemetett régebbi terasz van. A térszín itt a Bársonyos—Hernád közéhez képest alig emelkedik és a felszín teljesen elegyengetett síkság. Míg azonban a Bársonyos—Hernád

közén a kavics 1,5—2,5 m mélyen van a felszín alatt, addig itt a Bársonyos jobb partján mélysége 6—7 m. A Hernád és társpatakjának völgye tehát erős feltöltődésben van.

Sajnos a térképező fúrásoknál használt kézfúrókkal a kavicsréteget nem lehet átütni s így a két kavicsteraszfeküjének egymásközi viszonya nem tisztázható.

Érdekes a talajvíz szintjének elhelyezkedése. A vízszint a 7 km széles, csaknem vízszintes völgytalp alatt egyáltalán nem „vízszintesen” helyezkedik el. A Hernád mentén a kavicsban 2—3 m-re találjuk a vízszintet a felszín alatt; a Bársonyos mentén, tehát a nagy völgy közepén másfél méterre van a felszíntől és abszolút helyzete a legmagasabb (123 m tszf.); innen Ny felé erősen lejt, a Vasonca pataktól Ny-ra eléri az alsó kavicsteraszfeküjét, 6 m-re a felszín alatt. Onnan tovább lejt és a 8 m-re hatoló 20. sz. fúrás, 1 m-t a kavicsba is belefúrva, még nem találta meg. A talajvízmezőt szelvényük szakaszán ezek szerint a nyári idejében a folyók táplálják, elsősorban a Bársonyos.

A Hernád középszakasz jelleggel, rengeteget kanyarogva folyik széles, folyosószerű, felfelé is, lefelé is keskenyedő völgyén. Több bifurkációja, elágazása, egyesülése van, néhol négy élő meder halad párhuzamosan egymás mellett. A Cserehát és a Zempléni-hegység közötti folyosónak előbb a Ny-i partjához simul, itt kanyarulatait és völgyét K-ről Ny-ra szélesíti. Vilmány és Gibárt között a jelenlegi főág átvág a keleti peremhez és azt kíséri a szikszói kapun túl az Alföldig. Ez utóbbi szakaszon a meder Ny-ról K-re vándorol és jelenleg a Gibárt—Gesztelyi magas partot mossa alá. A bifurkáló mellékágak, fattyúágak kevesebb hordalékkal és egyenletesebb vízjárással nem kanyarognak annyit, mint a főág, hordalékuk inkább finomabb anyag, nem kavics. Többhelyt csatornázták őket, mesterségesen kiegyenesítették, vagy tovább mélyítették a medreket. Maga a Hernád magas vize idején kavicsot hord és azt rak le jelenlegi medre zátonyaira. Közepes és kis vízállásnál azonban finomhomok és iszap a hordalék. Ezt találjuk meg sekély vízálláskor medrének 2—3 m-es partfalában és csak ez alatt a kavicsot. A lehorodásnak és folyótevékenységnek a holocénben az egész magyar medencében megfigyelhető ellanyhulása jelentkezik az árterek elfinomuló lerakódásaiban.

A Hernád folyó szegényes pataként folyik végig széles völgyén az év nagyobb részében. Közepes vízmennyisége Hernádnémetinél 26, Gesztelynél 28 m³/sec, kisvíz idején 3—4 m³ vizet szállít másodpercenként. Az év 2/3 részében vízhozama a 25 m³/sec alatt marad. Esése az országhatártól Hernádnémetiig, a torkolata közeléig 80 km távolságon 48 m, ami km-enként 67 cm-t jelent. Középvízhozamánál sebességét Gesztelynél 1,3 m/sec-ra tehetjük (4,5 km/óra), ami elég jelentős hordalék mozgására ad erőt. Hidrológiai megfigyelések szerint ez a sebesség 2—3 cm-es kavicszemek megindításához és mozgásban tartásához is

elég. Árvíz alkalmával rendszeren 9-szer annyi vizet szállít, mint közepes vízállásnál. Legnagyobb árvize pedig a közepes vízszállítást Gesztelynél 12-szeresen, a kis vízszállítást pedig 110-szeresen múlja felül. Tehát eléggé szélsőséges vízjárású, torrenciális patak Középvízi medre a szabályos keresztmetszeteknél 40—45 m széles és 3—4 m mély, nagy árvizeknél szintje kb. 3 m-rel emelkedik a közepes szint fölé. Vízigyűjtő-területéről km^2 -enként és másodpercenként kb. 3 liter csapadékvíz folyik le a befogadó patakokba. Évszakosan ez az érték 2—10 liter körül mozog, nagyvíznél azonban, tavasszal és nyár elején, 60 litert is elérhet, sőt meghaladhat a terület egy km^2 -nyi egységéről másodpercenként lefolyó csapadékvíz. Az 5200 km^2 kiterjedésű vízigyűjtőről rendkívül magas árvizek alkalmával óránként lezúdul $1,2$ millió m^3 csapadékvíz szilárd anyagú hordaléka óránként $15\,000$ — $20\,000$ tonna körül járhat, ami km^2 -enként 3—4 tonna súlyú anyag elhordását jelenti.

Az évi lefolyás a Hernád medrében összesen 883 millió m^3 víz, az évi anyaglehordást $300\,000 \text{ m}^3$ -re lehet tenni. Egy-egy km^2 területről az évente elszállított anyag mennyisége 60 m^3 . A Hernád által a vízigyűjtő területről lehordott anyag az egész felszínnek kb. $0,06$ mm évi lekopását jelenti.

A felszín lepusztulásának mértéke ennél jelentősen nagyobb. Hiszen a csapadék és felszíni vizek lehordta anyagnak jóval nagyobb része marad meg a völgyekben és szolgál feltöltésül a hegylábakon és síkságokon, mint amennyit a főfolyó a medrében elszállít. A Hernád a hordalékmérések szerint Hidasnémetinél kétszer-háromszor annyi anyagot hord (450 000 m^3 évente) lebegtetve és görgetve, mint 71 km-rel lejjebb Gesztelynél. Ha a Hernádnémetinél mért közepső évi hordalékot az ehhez a mérőállomáshoz tartozó kisebb vízigyűjtőterületre (4500 km^2) számítjuk át, az évi lepusztulás a felszínen a folyó által hordott anyagból visszakövetkeztetve $0,1$ mm-nek adódik. Az anyagmennyiség különbségét a folyó 71 km-es szakaszán lerakja és vele a völgy síkját töltögeti. A völgsíkokra évente kb. 7 — $800\,000 \text{ m}^3$ anyagot terítenek a patakok és folyók. Számításokat végeztem a jelenkori lehordás mértékére és arra az eredményre jutottam, hogy a Hernád vízigyűjtő területén a felszíni vizek által megmozgatott anyag a főfolyó hordalékának többszöröse. Az erózióbázis fölé emelkedő terület évi lepusztulásának mértéke kb. $0,2$ — $0,3$ mm, ami km^2 -enként 250 — 300 m^3 anyaglehordást jelent. Évente közel másfél millió m^3 anyag változtatja helyét az 5200 km^2 kiterjedésű vízigyűjtő területen.

A számításokat támogatják a folyó és mellékpatakjainak árterén mélyített fúrások is. Ezek ugyanis arra utalnak, hogy a Hernádnak és fattyúágainak, a Bársonyos-pataknak széles völgyében a holocénkori feltöltés vastagsága a 10 m-t néhány méterrel meghaladja, a főbb mellékvölgyekben 4 — 5 m körül mozog. A völgsíkoknak 600 km^2 -re tehető egész területén, tehát a fő feltöltési felületen, átlag 10 m vastag

holocén töltelékanyaggal számolhatunk, ami a völgyfenék évenkénti 1—1,5 mm feltöltődését jelenti az utolsó 8000 esztendő alatt. A lehor-
dott anyag jelentős része nem kerül a völgsíkokra, hanem a hegy-
lábaknál halmozódik fel.

A jelenkori felszínalakulás menetét a Hernád völgyében a követ-
kező számadatokkal szemléltethetjük:

A lefordás mértéke a völgytalp fölé emelkedő 4600 km² területről:

Évi 1,2—1,4 millió m³. Km²-enként 250—300 m³. Felszínlekopás évi 0,2—0,3 mm.

A kihordás mértéke a főfolyóban:

Évi 300 000 m³. Km²-ként évi 60 m³. Felszínlekopás évi 0,06 mm.

Völgyfeltöltés 600 km²-en:

Évi 7—800 000 m³. Km²-enként évi 1000—1500 m³. Felszínfeltöltés évi 1—1,5 mm.

Lejtőátrakás, hegylábak emelése:

Évi 2—300 000 m³. Km²-enként évi 50—60 m³. Felszínfeltöltés ill. lekopás évi 0,05—0,06 mm.

Ez az anyagmozgatás a holocén korban változó erővel folyt. A változások ritmusára a völgytöltések anyagából következtethetünk, de csak óvatosan, mert a folyó völgsíkján horizontálisan is vándorol és kavicsát, durva üledékét a csapadék- és lefolyási viszonyoktól függetlenül is hol ide, hol oda rakja le. Partján homokdombokat épít és rombolja ezeket. A természetes homokgátak mögötti területre a gátakon átszűrt víz jut csak, ott tehát finom anyagok ülepednek le. De ezek a védett terek is változhatnak, ugyanabban az időjárási periódusban is. Csak több fúrás alapján, különböző helyeken észlelt és egybehangzó változási adatokból lehet időjárási viszonyokból vagy kéregmozgási folyamatokból eredő, általános feltöltési ritmusra következtetni.

Az óholocén teraszok rétegsorában a Bársonyos-patak jobboldalán, Halmajnál és Encsnél, a kavics felett 6—8 m vastag finomabb szemcséjű üledéksor van. A kavicson közvetlenül 1—1,5 m vastagságban agyag és iszapos, finomhomokos agyag telepszik. Valószínűleg a lefűződő holtmedrek kavicságyait töltötte ki a morotvák iszapja-agyagja. E fölött 1—2 m vastag mésztelen, kissé durvább homok van, majd hasonló vastagságú löszszerű, meszes iszap. Ezen fekszik iszapos, agyagos alapanyagú talajréteg.

Az óholocén elejétől végéig mutatkozó fokozatos finomodásban egy visszaeső, durvább szemcséjű anyagot lerakó szakasz figyelhető meg, egyébként a feltöltő tevékenység állandóan gyengül, a folyó esése, sebessége is csökken. Az óholocén végén újra erősebb bevágódás látható, majd a megsüllyedt, vagy bevágott mederben új kavicslerakódás észlelhető.

Az újholocén kavics fölött finomhomokos, iszapos rétegek vannak 2—3 m vastagon, majd fölöttük a talajzóna 1—2 m-es iszapos takarója következik. A kisvíznél feltárt mederfalakon az újholocén rétegsorban 1, ill. 1,5—2 m mélységben második talajzónát találunk, annak jeléül, hogy egy hosszabb idejű nyugvás volt a feltöltődésben. Ezek szerint az óholocént is, az új-



4. ábra. A Hernád magaspartjának északi kezdete Gibárt—Hernádbüdnél. Felvétel Hernádszentandrásról ÉK felé. Előtér: a Hernád óholocén terasza (1957. jún.)

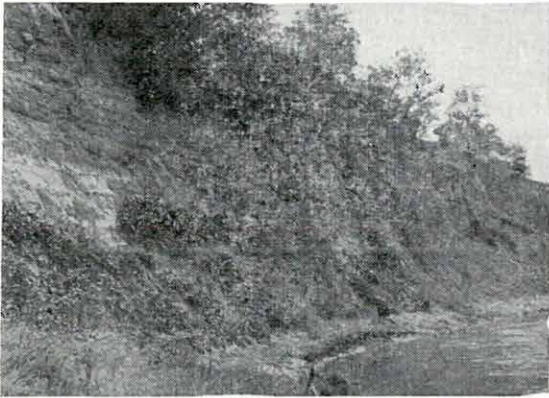
Fig. 4. Bout du N de la berge du Hernád, à Gibárt—Hernádbüd. Vue vers le NE de Hernádszentandrás. Premier plan: terrasse de l'Holocène inférieur du Hernád (juin, 1957)

Рис. 4. Северный конец высокого берега р. Хернад у Гибарт-Хернадбюда. Вид к СВ-у от с. Хернадсентандраш. Передний план: Древнеголоценовая терраса р. Хернад (июнь 1957 г.)

holocént is 2—2 részre lehet bontani a folyótevékenység ingadozásai alapján.

Hirtelen változik a földtani kép, amint a Hernád jobbpartjáról, a Hernád—Bársonyos síkjáról a balpartra jutunk. A balparton magas meredek fal húzódik É-ről D-re, Vizsolytól Hernádnémetiig, tehát kb. 40—50 km hosszúságban. Alacsonyan indul, 15—20 m-es lépcsővel, legnagyobb magasságát Felsődobszánál éri el a Perehalomban (275 m tszf.). Itt a tető 140—150 m magasan van a Hernád-völgy síkja felett, majd magassága újra csökken és Hernádnémetinél már csak 15—20 m. A Pere—Dobsza-i magas középső rész egybeesik a Zempléni-hegység felől kinyúló és Monok—Megyaszó felé húzódó andezit- és riolitikúpok irányával, tehát az eruptív tömegek emelkedése emelte meg a térszint.

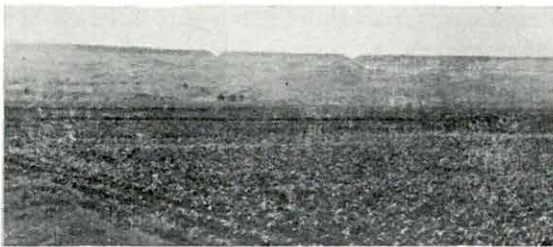
A magaspart falát alsó-pannóniai képződmények alkotják. Szürke, vörösfoltos agyag, sárga homokos agyag, homok. Faunát ritkán találni



5. ábra. A Hernád magaspártja Alsódobszánál, a kompnál. Alsó-pannóniai faunás rétegek (1957. augusztus)

Fig. 5. Berge du Hernád au bac d'Alsódobsza. Couches fossilifères du Pannonien inférieur (août, 1957.)

Рис. 5. Высокий берег р. Хернад у парома в с. Альшодобса. Нижнепанноские слои с фауной (август 1957 г.)



6. ábra. A Hernád magaspártja Pere és Felsődobsza között. A pannóniai domb tetején lösz, ebbe vágnak kapukat az átvezető országutak. Felvétel Csobád felől (1957. jún.)

Fig. 6. Berge du Hernád entre Pere et Felsődobsza. Au sommet de la colline pannonienne: loess où s'encaissent les routes nationales qui traversent la région. Vue prise de Csobád (juin, 1957)

Рис. 6. Высокий берег р. Хернад между сс. Пере и Фельшёдбса. На вершине паннонского холма — лесс, в котором сделаны проходы для шоссежных дорог. Вид со стороны Чобада (июнь 1957 г.)

benne. Gibátrnál a partfal tetején a lösz alatt nagyobb számban *Unio*k vannak. A pleisztocéntól máig élő fajok ezek, valószínű, hogy nem eredeti fekvésben. A lösz alatti sárga, vékony homokrétteg, a vörössárga durvaszemű koptatott murvás és kavicsos homok a pannónvégi lepusztulás, vagy a lösz megelőző sivatagos időszak terméke. Délre Alsódobszánál a változatos rétegzésű 8 m-es partfalban több rétegben sikerült faunát találni, melyet BARTHA F. határozott meg. Alakjai:

Melanopsis (Lyrcaea) fossilis
MART. et GMEL.
Limnocardium schmiedti
M. HÖRN.
Limnocardium sp.
Unio sp.

Az alsó-pannóniai rétegekre a magaspárt déli részén felső-pannóniai homokos rétegek, azokra pedig elég vastag lösztakaró települt, amely meredek falat alkot a Hernádra néző magaslat tetején. 4—6 m-es részüje meredekségével elüt a pannóniai képződmények jobbára agyagos, lapos-menedékes, csuszamlásos lejtőtől. A magasparton átvezető utak 3—4 m mélységre belevágódnak a löszfalba, s messziről szabályos kapuknak látszanak.

A magas partfaltól kelet felé haladva hullámos tér-

színt találunk. Ez már az eruptív előhegység tája. A pannóniai rétegek a fal mögött hirtelen kivékonyodnak, majd eltűnnek és az andezitre, riolitra és tufáikra csak a lösztakaró borul rá, de K felé az is elvékonyodik. Ez a lösz típusos hegyvidéki lösz és élesen megkülönbözteti a Hernád keleti partjának vidékét a Hernád—Bódva közötti dombvidéktől, vagyis a Cserhát déli nyúlványaitól, ahol típusos lösz Szikszó—Boldvától északra a felszínen sehol sem találunk.

A Hernád menti magaspárt egyik jellemvonása a partszél épsége. Az erózió nem nyitott még völgyeket, bevágásokat rajta. A partfal menedékesebb részein a felszíni erózió a suvadásos, összevissza csúszott anyagot kikezdi, de a partfalba keresztirányban az erózió nem vágott még be, vízfolyásokat, völgyeket nem nyitott. Egészen fiatal kiemelkedés hozta létre ezt a falat a löszhullás után. A Bódva—Hernád köze ezzel szemben régebben pusztuló térszín volt, és felszínén a vörösgyagok a lösznél idősebbek. Az alattuk előforduló fakósárga, rendszerint mésztelen, homoklisztes agyagokat viszont idősebb s már kilúgozott lösznek tekinthetjük.

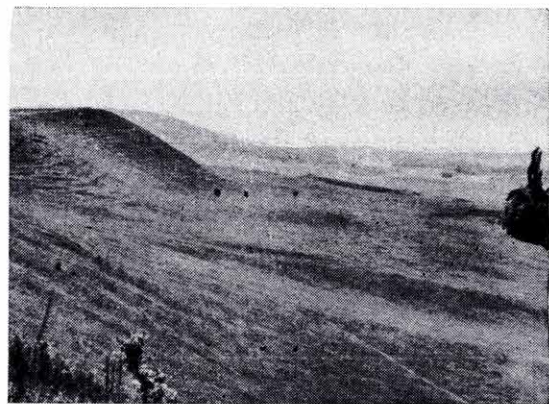
A Hernád balpartjának



7. ábra. A Hernád magaspartfala Perénél. A tető meredek lejtője lösz, alatta pannóniai agyag és homok (1957. június)

Fig. 7. Berge du Hernád à Pere. Le flanc abrupt du sommet est couvert de loess, au-dessous: argile et sable pannoniens (juin, 1957)

Рис. 7. Высокий берег р. Хернад в с. Пере. Крутой склон вершины слагается лессом, под которым залегают паннонские глины и пески (июнь 1957 г.)



8. ábra. Meredek löszrészű, alatta menedékes agyagrészű a Hernád magaspartjában Perénél (1957. június)

Fig. 8. Talus abrupt de loess, au-dessous: talus doux d'argile dans la berge du Hernád à Pere (juin, 1957)

Рис. 8. Крутой лессовый откос, под ним — пологий глинистый откос на крутом берегу р. Хернад в с. Пере (июнь 1957 г.)

magas fala néhol 10 m magas, ahol jól megfigyelhetjük a pannóniai rétegeket; másutt azonban csúszott, rogyott a lejtő, ahol egymás hegyén-hátán ismétlődnek a rétegek. Kavicsot a partban általában nem látni, Hernádkérsnél azonban a partfalba keresztirányban bevágó úton, a templom és kápolna közötti részen 20—25 m magasságban (140—150 m tszf.) durva kavics van a völgytalp felett. Itt tehát egy kissé visszahúzódott a Hernád a partfal alól, valószínűleg a magasfal központi részének további emelkedése folytán, mert ez a rész beleesik a már említett eruptív vonulat tengelyébe. Felsődobszánál a partfal tetején gödrökben a lösz alatt, vörössárga, durva, koptatott homokot és aprókavicsot találni. A pliocén lezáró durva kavics és homok tehát foltokban itt is megvan. Feljebb északra Gibárt, Hernádcece és Gönc táján a felszínen is megvan a kavics. Göncnél lösz alatt fekszik.

Vályogzónák a löszrétegeket csak a Hernád—Bódva közti, délre lenyúló dombvégeken tagolják. A Hernád balparti magas falának fiatal löszében nincs vályogzóna, csak annak északi folytatásában. Abaújvár körül találunk a löszben gyengén kifejlődött második talajzónát. Jól kifejlődött vörösbarna agyagzóna húzódik az ongai löszfalban, 180—350 cm mélységben és egy további 410—500 cm mélységben. E két vörösbarna réteg között találjuk a fagyjelenségek nyomait. A Sajóra néző löszfalban több vékony vörösbarna vályogsáv fut a fal felső részében egymás alatt, néha egymástól kissé eltávolodva, majd megint közelítve. Mélyebben, 450—600 cm mélységben jól fejlett vörösbarna vályogzóna van.

A Hernád és Szerencs-patak közötti, lösszel takart, eruptív terület nagyjából Ny-ról K-re lejt. Jellemzői a kupolaszerű felboltozódások, amelyek tetején az andezit, riolit, vagy tufája néha előbukkan a felszínen. Érdekesek ennek a területnek a vízviszonyai. Az eruptív kőzetek mállott felülete, hasadékaik erősen víznyelők. A rájuk fekvő vékony lösztakaró alatt mindenütt magas a talajvíz állása. Ez is lényeges különbség a Hernád jobb- és balpartján elterülő dombvidékek között. A Cserehát dombjaiban a talajvíz mindenütt mélyen van s a tíz méteres fúrások vizet csak a völgytalpakon érnek el.

A Szerencs-patak völgye szelvényünk helyén keskeny áttöréses völgy az eruptív kőzetben. A két oldal partfalain kevés a takaró, anyaga andezitmálladék és nyirok. A sötétszürke nyirok lösszel kevert andezitmálladéknak látszik. A Zempléni-hegység oldalain is néhol kis foltokban homokos lösz figyelhetünk meg. Az eredeti lösztakaró azonban ezekről a fiatalon kiemelkedett hegylejtőkről lepusztult s csak, mint keverékanyag szerepel a lejtőtörmelék és elmálló eruptív kőzetanyag között.

A Szerencs-patak abaújszántói áttörésénél szabályos riolittufateraszokat találunk. A tufa elegyengetett felszínébe vágta völgyét a patak. A tufaterasz a patak közelében takaratlan, messzebb Ny-ra lösztakaró borul rá. Abaújszántó alatt a Szerencs-patak völgye kiszélesül és az alluvium medenceszerű öblöt alkot. A jelenkori feltöltés a lapos medencében

vékony, mint ahogy a hegylejtőkön is csak vékony lejtőtörmelék takarja a szálban álló kőzetet. A fiatal térszínen a patak völgy tovább dél felé is ilyen összeszűkülő és kitáguló apró és sekély medencék sorozata.

A Ny—K-i irányú szelvény a Bükk-től a Zempléni-hegységig áttekintést adott a Sajó—Bódva—Hernád—Szerencs közének felszíni és felszínközeli viszonyairól.

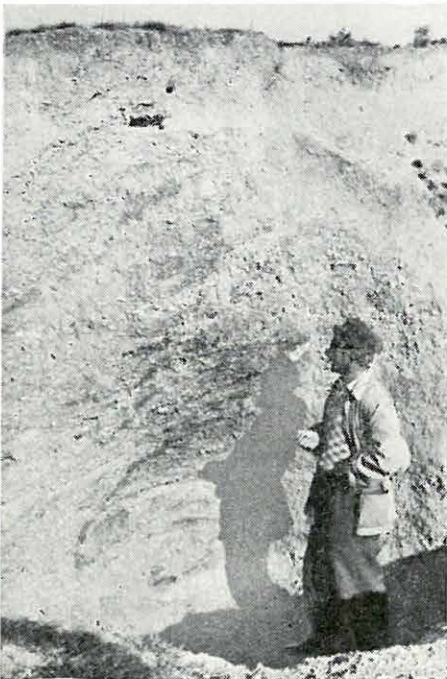
A második fúrás-sorozat szelvénye Encstől kiindulva Rakaca felé, a Cserehát északi részének pleisztocén takaróját igyekezett kipuhatolni (XVI. sz. melléklet). Ez a Cserehát magas része és közepe, ahol az É—D-i irányú felszíni tagozódás helyébe a Ny—K-i irányú lép. Ebben a szelvényben találunk igazi vörösgyagot a magas, 300 m körüli és azon felül emelkedő tetők idős kavicsára települve. Színe lilásvörös. Kemény, homokos, kavicsos anyag ez. A szelvény ÉNy-on Rakacáig nyúlt, a karbon és triász mészkövek területére és a mészkőmálladékból eredő, sötétvörös színű terra rossza takarót is elérte. Feltárta ezenkívül a magas tetők rétegben álló durva és vegyes kavicsát, mely a pannóniai rétegek sorát fedi és felette a pleisztocén eleji vörösgyag települ. Ez a magasan fekvő kavics mindig a vörösgyaggal együtt jelent meg a feltárt és megfúrt helyeken. Érdekes megemlíteni azt, hogy a vályogosodott, löszszerű rétegeknek a középső-pleisztocén — zilizi, bódvai — kavics fölött is erősen vörösbarna árnyalatuk van, ezért térképezték azokat a SÜMEGHY-féle térképezéskor „vörösgyagoknak”. A vörhenyes, vörösbarna vályogrétegek és a kavics itt is együtt jelenik meg, összetartozónak látszik (XVII. sz. melléklet).

A Hernád-völgy jobbpartján a bifurkáló folyó Bársonyos nevű ága halad és az veszi fel a Cserehátról jövő kis patakokat. A völgy nyugati része K felé enyhén lejtő óholocén térszín, amelyet a domblábakról való lemosás ma is állandóan magasít. E völgy szélét néhány méteres meredekebb tereplépcső zárja le. Vörösbarna, löszszerű vályoggal megemelt kavicsterasz ez, amely végigkíséri a Bársonyos-patak partját Csobádtól Hernádvécséig. Csobádtól délre Szikszó felé elvégződik, Hernádvécsétől északra pedig elkeskenyedik és beleolvad a hernádszurdoki magaspartba. A terasz Forrónál kb. 10—15 m-rel magasodik a 130—135 m-es tszf. magasságú völgy sík fölé. A forrói téglavetőgödörben jó feltárását találjuk (53,4, 55,8 km). Rétegei:

- 0—40 cm barna humuszos agyag
- 40—350 cm vörösbarna löszszerű vályogos agyag löszcsigákkal (*Fruticicola hispida*, *Pupa muscorum*, *Limnaea*-félék töredékei), benne néhány cm-es kavicszinórok (0,5–1 cm átm.)
- 350—450 cm agyagos kavics, vegyes szemnagyságú és alakú
- 450—500 cm kékesszürke-vöröses agyag
- 500 cm-től éles határral sárga, finomhomokos agyag

E felett a kavicszint felett találunk egy továbbit 210 m tszf. körüli magasságban. Ez a kavicszint úgy látszik, végigkíséri a Cserehát keleti

felét. Megtaláltuk abaújdevecseri fúrásunkban (42. sz. f.), a hernádvécsei fúrásban (63. sz. f.), a Mogyorós és Petri-patak völgyének feltárásában (Pusztaradvány) és végignyomozható a vörösagyaggal fedett 210 m körüli lapos, elegyengetett tetőkön. Szemere és Litka táján szintje



9. ábra. Pannónvégi kavics Litka mellett a Görbehegy tetején. 95/a feltárás (1957. szept.)

Fig. 9. Gravier de la fin du Pannónien au sommet du mont Görbe. Gravière 95/a (septembre, 1957)

Рис. 9. Гальки с конца паннона около Литки, на вершине горы Гёрбе. Обнажение 95/a (сентябрь 1957 г.)

(SÜMEGHY-féle I. o. vörösagyag). Morzsás szerkezetű, fagyhatástól megviselt. Nem eolikus üledék, mert benne kavicszinórokat találunk, de hullópor-anyag bőven van összetételében. A pleisztocén korszak elejének képződménye. A szárazra került pannóniai tófenéken kavicsra települt iszap és agyag ez, amelyet meleg száraz klíma alakított ki s csak később került a pleisztocén fagyos éghajlati hullámainak átalakító, mozgató hatása alá.

Ha a Cserehát déli nyúlványától, a Sajó—Hernád szögétől észak felé

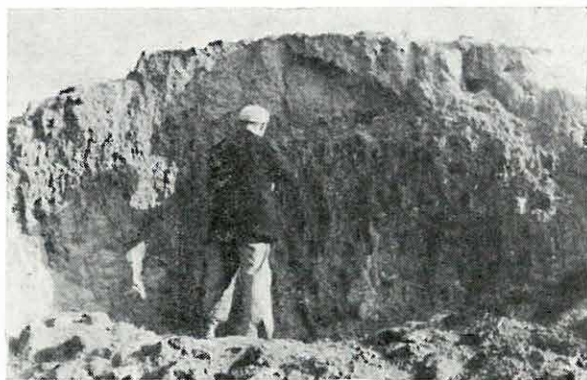
260—280 m körüli magasságra emelkedik. A nyugati lejtőkön hiányzik.

Ez a magas kavicsfelszín átvezet a terület legmagasabb részein felszínén található vagy vörösagyaggal csak vékonyan takart, legmagasabban fekvő kavicsstakaróba. Fúrászelvényünk Litka—Felsőgagy—Büttös—Krasznok között harántolta ezt a magas kavicsszintet. Itt Görbehegy és Daruszállás között 310 m tszf. magasságban nagy kiterjedésű kavicsstakarót tártak fel a kavicskitermelő gödrökben. A kavicsréteg vastagsága a feltárásban 3—4 m. Durva kavics ez, 3—5 cm uralkodó szemnagysággal, nagyrészt nem lapos, hanem testes, szegletes. A kavicsréteg teteje zavart településű, 1—1,5 m-ig csúszottnak, gyúrtnek látszik. Alább réteges, de a kavicszemek nem lapjával fekszenek, hanem összevissza. Sem orientáció, sem nagyság szerinti rend nincs a kavicsanyagban.

Ezt, a területünkön legmagasabb helyzetben levő kavicsot, amely a felső-pannóniai homokos-agyagos rétegsor tetején fekszik, 2—3 m vastag, ún. „típusos” vörösagyag fedi. Lilásvörös színű, mésztelen, iszap-homokos, vashorsós agyag ez

haladunk, Miskolc és Szikszó között a két folyó mai alluviális síkjából kiemelkedő alacsony dombvidék oldalán lösszel takart kavicsteraszoikat találunk. A kavicsteraszs magassága Arnót—Ongánál 8—10 m a mai völgy-sík felett; dél felé belesimul a völgy-síkba. Észak felé mindkét oldalon elkeskenyedik, majd elmarad. A dombvidék Ny-i oldalán tovább nyomozható a Bódváig. Keleten Szikszó és Csobád között elmarad. A terasz mindkét oldalán több méteres típusos, kissé homokos lösz települt.

Észak felé haladva a terasz átadja a helyét egy magasabb kavicsfelszínnek. Ez a nyugati oldalon a Bódva táján fejlődött ki legjobban,



10. ábra. Típusos vörösayag kavicszinórokkal pannónvégi durva kavics felett, Litka mellett a Görbehegy tetején (1957. szept.)

Fig. 10. Argile rouge typique, à feuilletts de gravier, au-dessus du gravier grossier de la fin du Pannonien, au sommet du mont Görbe, près de Litka (septembre, 1957)

Рис. 10. Типичные красные глины с гравелистыми прожилками над грубыми гальками с конца паннона на вершине горы Гёрбе в с. Литка (сентябрь 1957 г.)

míg északra elég hamar eltűnik. Keleten Csobád—Forró vonalán jelenik meg, folytatódik Abaujveveser határában és Novajdrány—Garadna táján elvékonyodik. Bódva mellett kb. 30 m-es relatív magasságban van a folyó síkja (120—125 m tszf.) felett. Ezen a kavicsfelszínen nem lösz, hanem löszszerű vörösbarna homokos agyag ül. Ez a képződmény mésztelen, fagyoktól átalakított, morzsás struktúrájú és jelentős homokmennyiséggel kevert sovány agyag. Helyenként nem homogén, hanem világosabb fakósárga, világosbarna, leginkább a löszhöz hasonló rétegek váltakoznak benne a vörösbarna rétegekkel, de ezek a világosabb rétegek is mésztelenek. Mészanyag csak foltokban, kiválásokban, konkréciókban és konkréciós szintekben van. Helyzeténél fogva ez az anyag idősebb a lösznél. Valószínűleg kilúgozott, fagytól feltárt és degradált lösz.

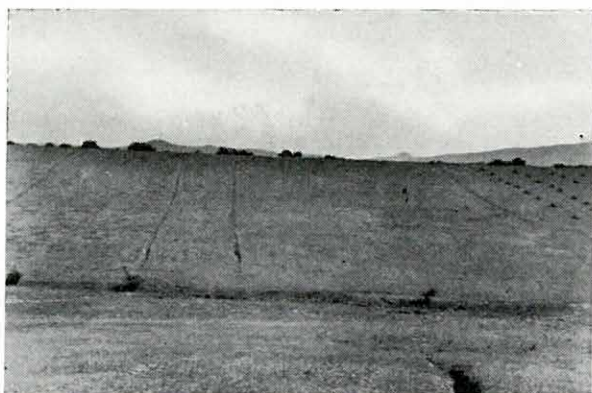
Tovább északra és a dombok belsejében is újabb kavicsszinteket



11. ábra. Kezdődő erózió a cseppvonal irányában futó szántó-földi parcellahatárok mentén. Abaújvecser—Fancsal közötti lapos tető, keleti lejtő (1957. szept.)

Fig. 11. Commencement de l'érosion, suivant la direction de l'écoulement le long des limites de parcelle. Sommet plat entre Abaújvecser et Fancsal, pente de l'E (septembre, 1957)

Рис. 11. Следы начала эрозии вдоль границ парцелл пахотной земли, проходящих в направлении потоков. Плоская вершина между сс. Абауйдевечер и Фанчаль, В-ный склон (сентябрь 1957 г.)



12. ábra. Abaújvecser. A Verti-kút völgyének nyugati lejtője a kezdődő erózió nyomaival (1957. szept.)

Fig. 12. Abaújvecser. Pente de l'W de la vallée du Verti-kút, avec les traces du commencement de l'érosion (septembre, 1957)

Рис. 12. Абауйдевечер. Западный склон долины Вертикут со следами начала эрозии (сентябрь 1957 г.)

találunk. Ezeknek magassága azonban nem követhető összefüggően a feltárásokban. Valószínű, hogy negyedkori kéregmozgások is megzavarták az egységes települést. Csak 210, 260, 300 m tszf. magasság körül van a feltárásokban egységesebb, nagyobb kavicsstakaró. A 210—260-as magasságú kavicsleplek felett vörösbarna agyagot találunk ugyanúgy, mint a 160 m magas lépcső felett. Itt azonban már hiányoznak a közbe-települt löszszerű rétegek és a képződmények egyfelől agyagosabbak, másfelől homokkal, apró kavicssal keverték.

A 300 m magas tetőkön a vastag pleisztocéneleji vagy pannonvégi kavicsra a típusos „vörösagyag” települt. Színe lilásvörös, morzsalékos, fagyásjelenségektől megviselt. Benne kavicszsinórok vannak. Ez a vörösagyag a mai legmagasabb tetőkön van. [Kavicsstartalma azt bizonyítja, hogy a vörösagyag és kavics közel egykorú. Ez a vörösagyag tehát a legidősebb a vörös pleisztocén agyagok családjában.

Összefoglalva az elmondottakat, megállapíthatjuk, hogy délről északra haladva a Cserehát dombvidékén 4—5 egymásra következő kavicsréteget különböztethetünk meg a mai völgyaik felett. Ezek közül három nagy kiterjedésű, részben takaratlan és elegyengetett, tehát hosszú ideig feltöltési szintként szereplő felszint jelez (8—10 m, 30—35 m, 70—80 m relatív magasságban a völgyaik felett). A legelső kavicsösszletnek takarója lösz, a másodiké hullóporos, löszstruktúrás vörösbarna agyag, a harmadiké típusos vörösagyag. Ahogy a kavicsszintek felfelé mind idősebb képződmények, úgy takarójuk is az. A lösz a pleisztocén végén, a vörösbarna átmeneti agyag e korszak közepén, a típusos vörösagyag a pleisztocén elején keletkezett. A legidősebb és a legfiatalabb takaró eredeti helyén áll. A kettő közöttiek a negyedkor folyamán lejtőcsúszásban, szoliflukcióban vettek részt, mozogtak, keveredtek. Anyagukban a hullóporos részleg mellett részt vesz az idősebb laza üledékek átgyúrt, talajosodott, mozgatott anyaga is.

Arra a kérdésre még nem tudunk felelni, miért nem borította be a legfiatalabb lösztakaró a magasabb domboldalakat is, vagy ha beborította, miért nem maradt meg rajtuk. Az ország más részén 200—300 m-es magasságban nagy lösztakarók vannak. Itt, a Hernád keleti, tehát bal oldalán húzódó magaspárt tetején Hidasnémetitől Hernádnémetiig mindenütt ott van a lösz és beborítja a 250—270 m magas dombtetőket is a Hernád—Szerencs-patak között. Vörösagyagnak az utóbbi területen nyoma sincs, mint ahogyan nyoma sincs a lösznek a Cserhát 200—300 m magas dombjain. Pedig ezek a dombok lapos tetejű, nagyon enyhe lejtésű térszínek a gyors és erélyes erózió minden jele nélkül.

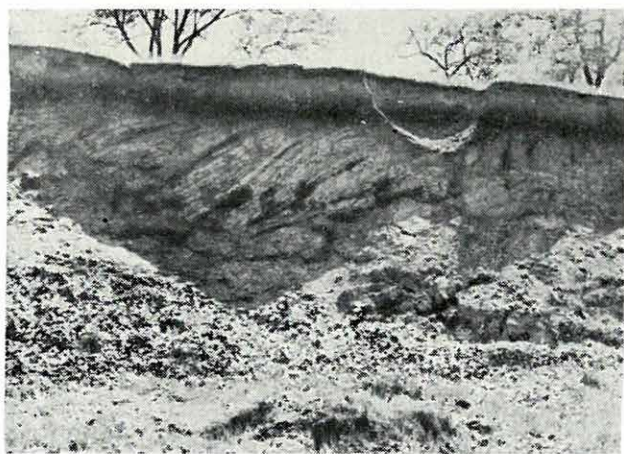
Az erózió és általában a lepusztulás jelenségeit számos esetben figyelhetjük meg a Bódva—Hernád mentén és a Cserhát dombjain. A terület általában a gyors és erélyes erózióknak nem kedvez, hiszen a



13. ábra. Monok—Megyaszó közötti, helyét változtató kociút az erózió nyomaival Ingvártól Ny-ra (1957. aug.)

Fig. 13. Chemin [carrossable déplaçable entre Monok et Megyaszó, avec les traces de l'érosion, à l'W d'Ingvár (août, 1957)

Рис. 13. Перемещающаяся гужевая дорога со следами эрозии между сс. Монок и Медьясо к 3-у от с. Ингвар (август 1957 г.)



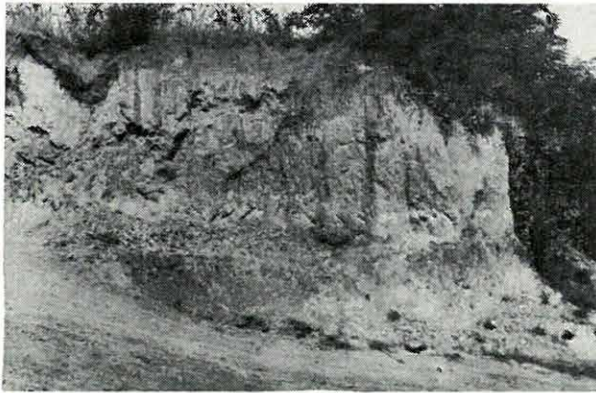
14. ábra. Szoliflukciós jelenségek pannóniai agyagon. Görömbölyi téglagyár (1957. jún.)

Fig. 14. Phénomènes de solifluction sur l'argile pannonienne. Briqueterie de Görömböly (juin, 1957)

Рис. 14. Солифлюкционные явления на паннонской глине. Кирпичный завод в с. Гёрёмбей (июнь 1957 г.)

lejtők menedékesek. A jelenlegi erózió nem is feltűnő, kivéve a Hernád magaspartjának szélét, ahol a lejtőcsúszás, suvadás állandó.

Annál nagyobb jelentőségű a pleisztocén kor folyamán végbement lehordódás. A lejtőket és tetőket fedő vörösagyagokról mondtuk, hogy nagyrészt idősebb, pliocén rétegeknek a pleisztocén folyamán talajosodó és fagyhatásokra mozgó, átalakuló, keveredő képződményei. A jégkorszakok és melegebb jégmentes korszakok hatása nagyarányú átalakító munkát végzett a laza üledékekkel fedett dombokon. Több méteres



15. ábra. Fagyási jelenségek löszben, vörösbarna vályogzóna alatt. Onga, agyagbánya, 101/a feltárás (1957. szept.)

Fig. 15. Phénomènes de nivation, dans le loess, au-dessous de la zone d'argile sèche brune. Argilière d'Onga, ouverture 101/a (septembre, 1957)

Рис. 15. Явления промерзания в лессе под красной бурой суглинистой зоной, с. Онга, карьер для добычи глины. Обнажение 101/а (сентябрь 1957 г.)

vastagságban átgúrta a hegylejtők anyagát, új képződményeket hozott létre és ezeket néhol több 10 méteres vastagságban felhalmozta.

A fagyhatások kedveztek a térszín elegyengetésének. Az ismétlődően felfagyó, megrepedező, majd átnedvesedő anyag képlékennyé lett és szétfolyt a tetőkről. A lejtőkön igen kicsiny dőlésszögek mentén kiegyenlített, lapos hátaikat hozott létre, a völgyeket feltöltötte sekély, menedékes falú mélyedésekké. A Cserehát az ilyen típusú felszínialakulásnak kitűnő példája. A mai tetőkön a pleisztocénben átalakult anyag néhány deciméter vagy néhány méter vastag, a lejtőkön és a völgyek peremén 10—15 m, vagy azt is meghaladó vastagságú.

A gerincek általános lejtése 1—2%-os, a völgyoldalaké 10% körül jár, a völgytalpak lejtése csak néhány fok körüli.

A fagyási jelenségek többfelé jól tanulmányozhatók. A görömbölyi téglagyár falában a pannóniai rétegek felfagyása jól látható. Ziliz—

Boldva körül, a vörösagyagban vannak krioturbációs jelenségek, Ongánál a löszfal alján, a jól kifejlődött vörösbarna vályogréteg alatt idősebb agyagos löszben láthatók fagyás és felengedés okozta mozgást feltüntető jelenségek. Általában a vörösagyag-féleségek mindenütt morzsalékosak, fagyok által megviseltek, repedezettek, repedéseikben mészkitöltés van, talajfolyás, dilatációs és zsugorodó mozgás nyomai találhatóak rajtuk. A löszfalakon ilyen nyomokat nem látunk, legfeljebb a löszfalak alján, az agyagosabb, feltehetően idősebb löszrétegekben (Onga, Forró).

Az erózió a hegyoldalakat s a menedékes lejtőket is kikezdi ott, ahol a művelés is kezére játszik. Abaujvecser felett, 5—6°-os lejtőn a szántófeldparcellák határmegyén erőteljes erózió indult meg ott, ahol a parcellák a dombtetőkről lefelé futnak, cseppvonal irányában. A homokos és fagyjárta vörösagyagok elég könnyen pusztulnak. Gyors a lepusztulás ott is, ahol a menedékes lejtőkön vékony a negyedkori takaró. Így a Szerencs-patak és Hernád közötti tufaterületen a vékony pannóniai-, vagy lösztakaró gyorsan lepusztul, mihelyt a felszint valami mesterséges beavatkozás megtámadja. Monok és Megyaszó között a kiépítetlen kocsút állandóan változtatja helyét, mert a kocsinyomokat az erózió kimélyíti és az anyagot kimossa a tufa- vagy andezittörmelékig.

Összefoglalás és az anyagvizsgálat eredményei

Területünkön a pliocén végét és a pleisztocén legidősebb tagját a felső-pannóniai rétegeken fekvő magas (270—320 m tszf.) kavicsmezők képviselik. Legfelső-pannóniai, illetve levantei kavicsoknak térképezték őket. A felső-pannóniai agyag és homok lerakódása utáni, új szárazföldi—folyóvízi feltöltődés kezdetét jelentik és joggal sorolhatók a negyedkor elejére.

Az ópleisztocén kavics apró- és középszemű, vörös kérgezésű és vörös agyagos kötőanyagú. Nem lapos, inkább testes, szögletes. A kavicsréteg 3—6 m vastag. Példaként közöljük Litka község mellett (M—34—127 lap, 69,5—05,3 km-nél) lemélyített fúrás kavicsanyagának összetételét. A 303 m tszf.-i magasságban található kavics közettani összetétele:

1. táblázat

Szemcsenagyság (Ø mm-ben,)	Közettani eloszlás súly szerint dkg-ban					
	kvarc	kvarcit	jáspis	homokkő	tűzkő	összesen
20— 30	3,51	—	0,20	0,60	0,03	4,34
30— 50	8,42	—	0,19	1,65	0,10	10,36
50—200	54,01	0,50	0,25	2,30	—	57,06
200—500	26,54	—	1,70	—	—	28,24
Összesen:	92,48	0,50	2,34	4,55	0,13	100,00

A 0,1—0,2 szemmagyságú homokfrakcióból vett minta nehézasványi összetétele:

2. táblázat

Nehézasvány-összetétel súlyszázalékban (db-számban)		
magmás eredetű	vegyes eredetű	metamorf eredetű
topáz 2	magnetit 56	andaluzit 4
zirkon 2	gránát 5	aktinolit 1
amfibol 2	turalmalin 1	epidot 3
ensztatit 2	diopszid 1	
	limonitbe- kéregzés 21	

Ópleisztocén vörösayag. Az ópleisztocén kavicson fekszik és annak anyagával kevert szárazföldi agyag. Élénkvörös, sötétvörös, néha lilás-vörös színű. Mésztelen, fagyhatásokat mutat. Néhány méter vastag, benne barna homok- és kavicszinórok vannak. Szemcseösszetételében az iszap és a homokliszt kissé túlsúlyban van a finomhomok felett. Az agyagfrakció 10% körül jár.

Két minta szemcseösszetétele:

3. táblázat

Szemcsenagyság (\varnothing mm-ben)	Krasznok (69,4—99,4 km) 107/b feltárás (296 m tszf.) M-34-126	Litka (69,9—02,8 km) 95/3 feltárás (300 m tszf.) M-34-127
0,000—0,002 mm	15,5 súlyszázalék	6,4 súlyszázalék
0,002—0,005 "	13,5 "	6,1 "
0,005—0,01 "	13,9 "	8,4 "
0,01 —0,02 "	11,5 "	11,4 "
0,02 —0,06 "	14,9 "	23,6 "
0,06 —0,1 "	9,4 "	20,0 "
0,1 —0,2 "	7,7 "	9,8 "
0,2 —0,5 "	5,0 "	3,5 "
0,5-nél nagyobb	4,1 "	5,0 "
Összesen:	95,5 súlyszázalék	94,2 súlyszázalék

Ó- és közép-pleisztocén lejtőagyag, nyirok. Alapanyaga harmadkori homok, agyag és hullópor. Kialakulása a pleisztocén kor végéig tart. Lemosás, lejtőcsúszás, talajfolyás és talajosodás alakítja ki szívós, de szárazon morzsalékos, széthulló agyaggá. Színe vörösbarna, barna, sárgásbarna, szürkésbarna, szürke vagy sárga lehet. Sötétszürke, vagy feketésszürke talajzóna többször ismétlődhet benne. Rétegesen meszes és mésztelen. Szemcseösszetételében a homoklisztfrakció mindig jelentős, gyakran uralkodó. Ez azonban nem jelenti szükségképpen azt, hogy az anyag hullópor eredetű, mert a pannóniai rétegsorban is sok homokliszt összetételű réteget találtunk.

A 4. táblázatban közöljük néhány vörösbarna lejtőagyag, nyirok-minta szemcseösszetételét és összehasonlításként az alsódobszai alsó-pannóniai feltárás néhány rétegének szemcseösszetételét is.

4. táblázat

Mintavétel helye	Szemmagyság súlyszázalékban				
	Agyag 0,000— 0,002 mm	Iszap 0,002— 0,02 mm	Homok- liszt 0,02— 0,06 mm	Finom homok 0,06— 0,2 mm	Homok 0,2 mm
<i>Pleisztocén lejtőagyagok</i>					
Boldva, Kincses-erdő 10. fúrás 1,1—1,4 m	23,7	39,8	17,5	7,7	7,1
Alsóvadász 11. fúrás 2,8—3,0 m	15,8	42,5	30,3	6,9	1,1
Alsóvadász 14. fúrás 5,3—5,4 m	13,6	33,6	38,0	7,5	2,2
Alsóvadász 16. fúrás 1,2—2,0 m	9,7	43,2	38,3	5,7	1,8
Baktakék 46. fúrás 0,4—1,4 m	24,3	51,3	14,8	5,6	4,7
Baktakék 47. fúrás 4,8—4,9 m	8,6	37,9	42,4	10,5	0,2
Gagybátor 49. fúrás 2,5—2,6 m	10,8	50,6	26,1	10,4	2,4
Gagybátor 56. fúrás 4,6—5,7 m	20,8	55,9	19,8	3,9	0,5
Rakaca 51. fúrás 3,4—3,6 m	7,7	49,8	24,4	10,4	5,3
Sakásza 53. fúrás 3,3—3,9 m	11,1	40,7	20,5	6,5	16,4
Pusztaradvány 61. fúrás 8,4—10,0 m	4,3	51,2	32,8	5,9	0,0
<i>Alsó-pannóniai rétegek</i>					
Alsódobsza 90/a feltárás 1,5 m	16,9	52,7	24,3	3,4	0,8
" " " 2,2 "	10,7	14,9	28,4	42,2	0,4
" " " 2,8 "	4,5	38,5	40,4	9,9	0,7
" " " 4,0 "	8,5	22,3	48,0	15,8	0,8
" " " 7,0 "	8,2	32,4	38,1	15,2	0,6
" " " 9,3 "	3,0	31,2	37,4	20,1	3,2

A nehézasványok közül a többi elemzésekben is mindenütt a magnetit és limonit vezet, csak a Szendrői-hegység felé közeledve lép előtérbe a gránát, diopszid, klorit, turmalin stb.

A kavicsanyag kőzettani eloszlása 2 mintában az 5. és 6. táblázaton látható:

5. táblázat

Boldva, kavicsgödör, 37/a feltárás. M-34-138 lap, 43,4—85,0 km

Szemcseagyság (\varnothing mm-ben)	Kőzettani eloszlás súly szerint dkg-ban					összesen
	kvarc	homokkő	vasas kongl.	jáspis	tűzkő	
2—3	1,92	0,14	0,01	0,03	0,01	2,11
3—5	3,52	0,33	0,01	0,04	—	3,90
5—20	28,98	6,27	0,30	—	—	35,55
20—50	39,72	—	—	—	—	39,72
50—	18,81	—	—	—	—	18,81
Összesen:	92,86	6,74	0,32	0,07	0,01	100,00

6. táblázat

Abaujvecser 42. sz. fúrás. 4,3–4,9 m M-34-127 lap, 57,6–06,3 km

Szemcsenagyság (Ø mm-ben)	Kőzettani eloszlás súly szerint dkg-ban					összesen
	kvarec	mészkö	homokkő	tűzkő	jáspis	
2— 3	5,37	—	0,36	0,02	0,17	5,92
3— 5	6,72	0,04	0,85	—	0,13	7,74
5—20	25,34	0,26	1,03	0,64	—	27,27
20—50	9,07	—	—	—	—	9,07
Összesen:	46,50	0,30	2,24	0,66	0,30	50,00

A fenti két minta 0,1—0,2 mm-es szemnagysági frakcióján végzett nehézasvány-vizsgálat a következő eredményt adta (7. és 8. táblázat).

7. táblázat

Boldvai kavicsgödör, 37/a feltárás

Nehézasvány-összetétel (db-számban)		
magmás eredetűek	vegyes eredetűek	metamorf eredetűek
apatit 2	turmalin 8	andaluzit 2
amfibol 2	magnetit 18	
ensztatit 3	gránát 15	
biotit 2	limonit + limonitos bekérgezésű mállott ásvány 48	

8. táblázat

Abaujvecser 42. sz. fúrás 4,3–4,9 m

Nehézasvány-összetétel (db-számban)		
magmás eredetűek	vegyes eredetűek	metamorf eredetűek
ensztatit 1	magnetit 25	epidot 1
	diopszid 1	
	limonit + limonitos bekérgezés 43	

Középső- és felső-pleisztocén vörösbarna vályogos lösz. A középső-pleisztocén kavics felett található. Függőleges falban megálló, löszszerkezetű iszap, homoklisztes anyag. Rendszerint mésztelen, ill. a mész külön rétegekben, vagy konkréciókban, hasadékkitöltésként jelentkezik benne. Erőteljes fagyhatásokat jelez: jégékek, zsákok, meszes hasadékkitöltés, talajfolyás, konvekciós mozgások nyomait.

Néhány minta szemcseösszetételét a 9. táblázat adja.

9. táblázat

Vörösbarna löszszerű agyag, vályogosodott lész	Szemcsenagyság súlyszázalékban				
	Agyag 0,000— 0,002 mm	Iszap 0,002— 0,02 mm	Homok- liszt 0,02— 0,06 mm	Finom- homok 0,06— 0,2 mm	Homok 0,2 mm
Boldva 39/a feltárás 3,0—3,2 m	9,9	25,3	20,6	26,5	13,0
Ziliz 6. sz. fúrás 0,4—1,2 m	17,9	50,9	24,6	1,9	0,8
Ziliz 4. sz. fúrás 2,8—4,6 m	13,2	34,3	37,4	7,1	3,1
Alsóvadász 2. sz. fúrás 4,9—6,8 m	7,0	23,1	37,7	23,5	3,2
Forró 68/a feltárás 2,0—2,5 m	8,0	35,1	35,3	12,0	7,5
Fancsal 44. sz. fúrás 4,5—4,6 m	3,2	26,2	21,8	25,8	18,3
Baktakék 44. sz. fúrás 0,5—0,6 m	8,0	40,7	23,4	15,4	7,7

Felső-pleisztocén kavics. 140—145 m magasan a tenger szintje felett és 10—20 m magasan a völgysíkok felett helyezkedik el. Vastagsága 4—6 m. Tetején lész települ. A kavics közepes szemnagyságú, vörösbarna kötőanyagú. Vizsgálati adatait a 10. és 11. táblázaton tüntetjük fel.

10. táblázat

Encs 41. sz. fúrás. 9,1—9,3 m, M-34-127. lap, 55,7—08,5 km

Szemcsenagyság (Ø mm-ben)	Kőzettani eloszlás súly szerint dkg-ban				
	kvarc	kvarcit	homokkő	jáspis	összesen
2,0— 3,0	0,26	—	0,02	0,01	0,29
3,0— 5,0	0,43	—	0,03	0,01	0,47
5,0—20,0	3,31	0,19	0,25	0,03	3,78
20,0—50,0	11,17	—	2,05	—	13,22
Összesen:	15,17	0,19	2,35	0,05	17,76

11. táblázat

Nehézsvány-összetétel (db-számában)					
magmás eredetűek		vegyes eredetűek		metamorfi eredetűek	
ensztatit	1	magnetit	30	epidot	2
hipersztén	31	gránát	8	andaluzit	1
apatit	1	klorit	4		
		turmalin	4		
		limonit+limonitos			
		bekérgezés	18		

Felső-pleisztocén lösz. A Bódva—Bársonyos közének déli részén teraszkavicsra, a Hernád balpartján északon szintén teraszkavicsra, Pere—Alsódobsza táján pedig pannóniai homokra, agyagra települ. Típusos, vagy kissé homokos összetételű. A Hernád partján vörös vályogzóna nincs benne, ilyen csak fent északon, Gönc—Abaújvár körül található. A Bódva—Hernád közti teraszon települő löszben azonban van 1—2 vályogzóna. Arnótnál a felső vályogzóna több néhány cm-es vörös sávra oszlik szét. A löszfalakon fagyásjelenségeket nem találtam. A legutolsó löszhullás után már erősebb fagyhatás a felszint nem érte. A Hernád menti lösz típusos lösz.

12. táblázat

Pleistocén löszminták	Szemcseösszetétel súlyszázalékban				
	Agyag 0,000— 0,002 mm	Iszap 0,002— 0,02 mm	Homok- liszt 0,02— 0,06 mm	Finom- homok 0,06— 0,2 mm	Homok 0,2 mm
Megyaszó útbevágás 39,7—0,34 km	8,1	28,1	47,1	11,3	1,2
Abaújkér vasútnál 54,0—14,9 km	4,6	25,7	44,8	12,6	6,4
Abaújszántó, Aranyos patak partja, 50,7—16,4 km	4,7	37,9	44,0	6,4	0,7
Abaújszántó, Aranyos-patak 50,7—12,1 km	2,9	14,7	33,6	36,5	6,7
Felsődobsza 28. fúrás 2,0—2,1 m	5,0	27,3	48,6	10,3	2,8
Felsődobsza 28. fúrás 3,0—3,1 m	2,0	24,5	48,3	19,6	0,3
Felsődobsza 67/a. feltárás	4,1	24,5	45,5	19,5	0,4

Óholocén kavics van a jelenkori völgsíkok magasabb térszíne alatt. Rendszerint többméteres iszap- és homoktakaró települ rájuk. A Sajó és Hernád széles völgsíkján nagy a kiterjedésük.

Kőzettani és nehézasvány-összetételét a 13. és 14. táblázat mutatja.

13. táblázat

Halmaj 20. sz. fúrás. M-34-138 lap, 46—98 km

Szemcsenagyság (Ø mm-ben)	Kőzettani closlás súly szerint dkg-ban					
	kvarc	homokkő	tűzkő	kvarcit	jáspis	összesen
2— 3	0,67	0,11	0,02	0,02	0,05	0,87
3— 5	2,04	1,00	—	0,12	0,04	3,20
5—20	22,75	8,21	1,31	1,95	0,07	34,29
20—50	24,51	1,33	1,50	1,32	—	28,66
Összesen:	49,97	10,65	2,83	3,41	0,16	67,02

Óholocén öntésiszap, öntéshomok. Az óholocén kavics felett találjuk néhány méter vastagságban. A völgsíkok peremén lejtőhordalék keveredik hozzá és 6—8 m-re növeli vastagságát.

Nehézásvány-összetétel (db-számban)					
magmás eredetűek		vegyes eredetűek		metamorf eredetűek	
cirkon	1	gránát	20	epidot	6
apatit	3	magnetit	25	andaluzit	4
hipersztén	21	turmalin	6		
ensztatit	4				

Óholocén homoklisztes iszap, lösziszap. Más magyarországi folyók óholocén teraszanyagában is megtaláljuk ezt a fakósárga, löszszerkezetű, löszfinomságú üledéket. Az óholocén mogyoró-korszak hullóporos anyaga keveredik benne kevésvízű folyók finom iszaphordalékával. A Hernád völgyében különösen jól kifejelett.

Újholocén kavics. A jelenkori árterek kavicsa, 1—2 m vastagságú rétegek. Rendszerint 1—2 m-es öntéshomok, vagy iszap fedí.

Újholocén öntésiszap, öntéshomok. A jelenkori árterek felszínének anyaga. Ahol az árterek kiszélesednek, megjelennek a nagyobb agyagmezők. Ezek délen szikesednek.

Újholocén réti agyag. A Sajó és Hernád kiszélesedő völgsíkján a rossz lefolyású lapos, nagy ártereken alakul ki az árvizek finom üledékéből.

Újholocén szikes agyag és iszap. A jelenkori ártéri laposok agyagos üledékekkel fedett térszínén, magas talajvíz és nagy talajvíztükör-ingadozás mellett megindul a szikesedés. A kiszélesedő Sajó—Hernád völgyben találkozunk vele.

A lejtőagyagok vizsgálata

A szemcseeloszlás és mechanikai összetétel vizsgálata mellett, további vizsgálatokat is végeztünk néhány agyagmintán, minthogy e vidék legfontosabb, geológiai szempontból legkevésbé tisztázott képződményei a különböző lejtőagyagok.

A 9 db mintán végrehajtott DTA-vizsgálat azt bizonyítja, hogy a negyedkori agyagos takaró pelitjei mind az illites agyagásványok csoportjába tartoznak. A rakacai kristályos mészköveken kialakult terra rosszás málladékagyagok, a magas pliocénvégi kavicsokon fekvő vörösgyag, a pannóniai lejtőkön kialakult talajfolyásos vörösbarna, és szürkésbarna agyagok, a középső-pleisztocén kavicsokon fekvő homoklisztes, iszapos agyagok, de még a hernádnémeti löszökben található agyagos-vályogos szintek anyagában is mindenütt az illit az uralkodó agyagásvány (endoterm csúcsok 550—600 C° között). A Cserehát fedőagyagjaiban mindenütt nagy a humusztartalom (300—400 C° közötti exoterm emelkedés), ami a pleisztocén klímaingadozások miatti több-

szőrös talajosodás eredménye. A fagyhatások és talajfolyás folytán mély rétegek is áttalajosodtak.

Részletes talajmechanikai vizsgálatnak vetettünk alá 4 mintát. A Bódva és Ziliz közötti magaspart löszszerű vörösayagjairól kívántuk megállapítani mechanikai és fizikai tulajdonságaikat. Itt a felszíni vörösbarna agyagok alatt sárga agyag van, az is löszszerű, porózus (de tömöttebb, mint a típusos lösz), morzsálható, fagyhatásokra utaló. Würminél idősebb (középső-pleisztocén) lösznek ítéltük a helyszíni bejárás alkalmával a felette lévő kilúgozottabb, talajosodottabb vörösbarna „agyaggal” együtt. A laboratóriumi vizsgálatok a kétféle réteg talajfizikai egyöntetűségét bizonyítják. Hidrofizikai és kémiai tulajdonságaikban azonban már jelentős eltérés tapasztalható.

Az idősebb lösznek és löszszerű vörösayagnak térképezett képződmények szemcseösszetétele majdnem azonosnak tekinthető. Mind a négy mintában a homokliszt-frakció az uralkodó: 25—45%; 20—30%-a iszap, 20% körül jár a finomhomok.

Térfogatsúlyuk is egyező: 1,9 t/m³, míg a típusos lösz térfogatsúlya 1,4 körül van. Mintáink tehát tömöttebbek a típusos lösznél. A vörösbarna agyagosabb és fakósárga löszszerűbb rétegek különbsége kiütözik a vízzel szemben való viselkedésükben. Az első feltárás vörösbarna és fakósárga mintájának természetes víztartalma 23% ill. 27,2%. Folyási határuk 45,8% és 37,3%, plasztikus indexük 25,3% és 19,2%. A második feltárási hely mélyebb szintből vett mintái még nagyobb különbséget mutatnak. Plasztikus indexük: a vörösbarna agyagé 24,0, a löszszerű sárga agyagé 9,9. További adataink:

	Vörösayag	Sárga lösz- agyag
Higroszkóposság (Hy)	1. minta 2,65	1,63
	2. „ 2,46	1,35
Hidrogénion-koncentráció (p _H)	1. „ 8,2	8,6
	2. „ 7,3	8,5
Mész tartalom (CaO ₃)	1. „ 1,1	17,5
	2. „ —	14,6

Ezek az adatok egyazon anyag kétféle állapotát mutatják: a felszínen levő talajosodó, jobban málló, vizet jobban kötő, humuszosabb, mésztelenebb réteget, és a mélyebb réteg kevesebb atmoszferikus hatást szenvedett anyagát.

Talajvízviszonyok

A nagyobb folyók újholocén árterén a talajvizet a felszín alatt 1—3 m-re kapjuk. Ez a talajvízszint a folyó vízállásával és az évszakos talajvízjárás menetével összefüggően nagy ingadozást mutat. Az óholocén ármentes területeken 4—6 m-re van a talajvíz szintje, a domblábakon már 6—8 méterre. A Cserehát dombjain a 10 m-es fúrások sem találtak talajvizet, csak a mellékpatakok völgsíkjain. A Hernád balpartján, a lösszel borított magas térszínen viszont helyenként közel találjuk a talajvizet az eltakart andezit-, riolitikúpok és tufáik felett.

A talajvíz vegyi jellegének megismerésére begyűjtött vízminták elemzési eredményei alapján (44 db elemzés) nagy vonalakban a következő képet nyerjük.

A Bükkhegységből, a Cserehát magasabb dombjairól, továbbá a Zempléni-hegységből kalciumhidrokarbonátos talajvíz szivárog az alacsonyabb dombvidékek és völgsíkok felé. A hegyvidékek talajvizében más só nincs, illetve elenyésző mennyiségű. A hegylábakra ráfekvő harmadkori és negyedkori rétegekben mozgó talajvíz gazdagodik sókban, a völgsíkok finom anyagból felépített rossz lefolyású nagy tábláin dúsabb, töményebb oldatok vannak. Ahol a felszínt lösz borítja, a kalciumion mellett mindig megjelenik a talajvízben jelentős, esetleg uralkodó súllyal a magnézium. A rossz lefolyású sík terepen a kationok közül a nátrium az uralkodó és nátriumhidrokarbonátos a talajvíz. A keskeny, de lapos völgsíkokon kiegyenlített, ill. kevert oldatok vannak. A kationok közül a Ca, Na, Mg súlyaránya egymáshoz közeleső.

Az iparosodott és lakottabb területek közelében fokozódik a talajvíz szulfáttartalma. A réti agyagokkal, kotuval fedett síkságokon a szerves anyagok bomlása is növeli a szulfátmennyiséget. A Sajó-völgyben, a Hernád-völgy déli részén, a Takta-közben mindenütt jelentős szulfáttartalom van a talajvízben, Miskolctól D-re pedig a Sajó—Hernád közén a kalciumszulfát a talajvíz uralkodó sója.

IRODALOM

1. BULL, A. J.: A Pleistocene Chronology for Southern England. — Proceeding Geol. Assoc. 53. 1942.
2. BÜDEL, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas in Gletscherfreien Gebieten. — Geol. Rundschau. 7—8. pp. 482—519. 1944.
3. BÜDEL, J.: Die quantitative Bedeutung der periglazialen Verwitterung, Abtragung u. Talbildung in Mitteleuropa. — Verhandl. d. III. Internat. Quartärkonferenz. Wien. 1936.
4. BÜDEL, J.: Eiszeitliche u. rezente Verwitterung u. Abtragung in ehemals nicht vereisten Teilen Mitteleuropas. — Peterm. Geogr. Mitt. Gotha. 1937.
5. JOHNSTON, W. A.: Imbricated Structures in River Gravels. — Am. Journ. of Science. 5. 4. pp. 387—390. 1922.

6. KERÉKES, J.: Die periglazialen Bildungen Ungarns. — Magy. Áll. Földt. Int. Évkönyve. 37. 4. 1948.
7. KRETZOI M.: A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján. — Alföldi kongresszus. pp. 89—99. 1953.
8. KRIVÁN P.: A középeurópai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. — Földt. Int. Évk. 43. k. 3. pp. 363—512. 1955.
9. LÁNG S.: Teraszképződés. — Hidr. Közlöny. Bp. 1949.
10. LÁNG S.: Természeti földrajzi tanulmányok az északmagyarországi Középhegységben. — Földr. Közl. 1—2. pp. 21—64. 1953.
11. MIHÁLTZ I.: Az Észak-Alföld keleti részének földtani térképezése. — Földt. Int. Évi Jel. 1951. pp. 61—68.
12. MIHÁLTZ I.: Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolódása. — Alföldi kongresszus. 1953.
13. REICH L.: Földtani megfigyelések a Csereháti dombvidéken és a Szendrői sziget-hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1949. pp. 155—164.
14. ROZLOZSNIK P.: A Tokajhegyalja DNy-i részének és a vele dél-felől határos sík terület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1929—32. pp. 329—364. Bp. 1937.
15. SCHERF, E.: Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage. — Verhandl. d. III. Internat. Quartärkonferenz. Wien. 1938.
16. SCHRÉTER Z.: A Bükkhegység geológiája. — Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló. pp. 378—491. 1943.
17. SÜMEGHY J.: Hernádnémeti és Tiszaluc környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35. II.
18. SÜMEGHY J.: Tiszántúl. — Magyar Tájak Földtani Leírása. I—II. Bp. 1944.
19. SÜMEGHY J.: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel. 1951. pp. 83—109.
20. SÜMEGHY J.: A magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évi Jelentés 1953. pp. 395—404.
21. TRICART, J.: Cours de Géomorphologie. II. Partie. Géomorphologie climatique. Le modelé periglaciaire. — Paris. p. 267. 1951.
22. TROLL, C.: Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. — Erdkunde. pp. 1—22. 1948. II. 1—3.
23. VITÁLIS S.: Vízbeszerzési lehetőségek a Sajó vízgyűjtőjében. — Hidr. Közlöny. 1952.
24. VITUKI: Magyarország Hidrológiai Atlasza. — Bpest. 1952—53.

ÉTUDE SUR LES FORMATIONS QUATERNAIRES DE L'ENTRE-DEUX-FLEUVES BÓDVA—HERNÁD

Par A. RÓNAI

Après avoir achevé les levés de 1950—1955 des formations quaternaires de la Grande Plaine Hongroise, notre section a entrepris la tâche de préparer les levés des couvertures quaternaires des montagnes. Nous avons commencé ce travail en 1957, par le levé du Cserehát, dans l'Entre-deux-fleuves Bódva—Hernád.

Une de nos tâches, c'était de distinguer le loess, le limon („nyirok”) et les „argiles rouges”, et d'élucider leur rapports mutuels. L'autre tâche consiste à systématiser les couches de gravier des terrasses et des sommets et à étudier le degré, les formes, les matières des éluvions.

Au territoire levé, le loess se distingue facilement du limon et des argiles rouges. En ce qui concerne la limite entre l'argile rouge et le limon, il est très difficile de la tracer. Le langage vulgaire confond les argiles de pente produites par l'altération des roches éruptives et celles produites par solifluction aux territoires non-éruptifs. La littérature géologique emploie le terme limon („nyirok”) suivant l'usage du langage vulgaire. Du point de vue géologique, il est plus juste de n'appeler „limon” que les argiles de pente des terrains éruptifs, tandis que celles des autres terrains sont à ranger dans le groupe des argiles rouges.

Il a y un certain rapport entre les argiles rouges et les horizons de gravier des montagnes. Les argiles rouges gisant sur les couvertures de gravier les plus hautes, ou y mêlées, sont plus anciennes que les argiles des champs d'éboulis inférieurs ou des terrasses plus basses (c'est-à-dire plus jeunes). Dans les terrasses de gravier, de même que dans le groupe des argiles rouges, nous avons démontré trois horizons pléistocènes. Au territoire de nos recherches, le loess est plus jeune que les argiles rouges. A côté des argiles rouges, le loess se présente en quatrième matière d'éboulis pléistocène, le plus jeune entr'elles.

Les argiles rouges sont toutes des formations mixtes qui ont subie de divers degrés de la pédogénèse. Leurs minéraux argileux sont tous illitiques.

Les formes de relief du Cserehát sont douces, les sommets y forment des surfaces compensées, les pentes parfois aussi douces, de quelques degrés. Il semble que le territoire s'affaisse lentement par rapport aux régions voisines. Quand-même, aux endroits où les méthodes de l'agriculture ne sont pas convenables, les traces de l'érosion sont observables aux flancs des collines. Par contre, la rive gauche du fleuve Hernád est un territoire qui s'éleva brusquement et très considérablement à la fin

du Pléistocène, où le fleuve affouille le haut gradin et donne lieu à l'érosion accélérée. Le fait que l'élévation est récente, se prouve par ce que l'érosion a encore à peine pénétrée dans la haute berge.

Le mémoire se termine par les chapitres traitant des résultats des examens des matériaux et des conditions pédologiques.

Annexes XV, XVI, XVII. Profils géologiques

Légende: v. Annexe XVII (Profil III). 1. Roches sédimentaires pré-pannoniennes, 2. roches éruptives pré-pannoniennes, 3. couches pannoniennes. Pléistocène inférieur: 4. gravier, 5. argile rouge, 6. argile de pente limon du Pléistocène inférieur et moyen. Pléistocène moyen: 7. gravier, 8. loess argileux, à argile sèche, brun rougeâtre. Pléistocène supérieur: 9. gravier, 10. loess, 10/a. éboulis. Holocène inférieur: 11. gravier, 12. sable, vase et argile d'infusion, 13. vase à farine de sable. Holocène supérieur: 14. gravier, 15. sable, vase et argile d'infusion, 16. argile des prés, 17. argile et vase sodiques, 18. sans chaux, 19. peu calcaireux, 20. très calcaireux, 21. extrêmement calcaireux. 22. Niveau original de l'eau souterraine. 23. Crue de l'eau souterraine dans le forage (22 à 23: en mètres), 24. deuxième et troisième couches d'humus.

ИЗУЧЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА МЕЖДУРЕЧЬЕ БОДВЫ И ХЕРНАДА

А. РОНАИ

После окончания геологического картирования четвертичных отложений Большой Венгерской Низменности, проведенного от 1950 до 1955 гг., четвертичному исследовательскому отделу было поручено подготовить картирование четвертичного покрова горных областей. Первым шагом в этом направлении было в 1957 г. изучение четвертичных отложений на междуречье Бодвы и Хернада, в Черехате.

Одна задача заключилась в разделении лесса, самана и так называемых красных глин друг от друга и в определении их взаимного отношения. Другой задачей были с одной стороны систематизация галечниковых слоев террас и кровлей, а с другой стороны изучение степени, форм и материала денудации.

В изученном районе лесс является хорошо делимым от красных глин. Между красной глиной и саманом не очень легко провести границу. Солифлюкционные глины, стекающие со склонов выветриваемых изверженных образований и неизверженных образований, часто перепутываются и в простонародном языке. Название самана в свою очередь заимствовано у народного языка. С геологической точки зрения будет правильным назвать саманом лишь глины склонов изверженных образований, а глины других областей отнести к группе красных глин.

Мы обнаружили взаимосвязь между красными глинами и галечниковыми горизонтами горных областей. Залегающие на высших галеч-

никовых покровах или смешанные с гальками красные глины являются древнее глинистые ниже лежащих обломочных областей и менее высоких — более молодых — террас. И в галечниковых террасах и в классе красных глинистых можно было выделить по 3 плейстоценовых горизонта. В изученном районе красные глины оказываются древнее, чем лесс. В качестве четвертой, наиболее молодой плейстоценовой осыпи прибавляется к глинистым лесс.

Красные глины являются без исключения смешанными образованиями и они были подвержены разным этапам почвообразования. В Венгрии все глинистые минералы принадлежат к типу иллитов.

Рельефные формы холмов Черехата нерезкие, вершины представляют собой полностью выравненные поверхности; склоны иногда являются пологими, достигающими всего нескольких градусов. По отношению к своим окрестностям данный район кажется медленно опускающимся. Несмотря на это, в местах, слабо освоенных сельскохозяйственным производством, склоны холмов заметно размываются эрозией. Однако, левый берег р. Хернад представляет собой область, которая в самом конце плейстоцена резко и в значительной мере приподнялась, где высокий уступ подмывается водами Хернада, создающими возможность для быстрой эрозии. Факт весьма молодого поднятия доказывается тем, что эрозия еще незначительно проникла в высокую стену берега.

Настоящий отчет заканчивается разделом, приводящим результаты лабораторных исследований собранных проб и излагающим условия грунтов.

Приложения XV, XVI, XVII. Геологические разрезы

Легенда: приводится на приложении XVII (разрез III). 1. Осадочные породы, древнее паннона, 2. Изверженные породы, древнее паннона, 3. Паннонские слои. Древний плейстоцен: 4. Гальки, 5. Красная глина, 6. Нижне- и среднеплейстоценовая осыпная глина, саман. Средний плейстоцен: 7. Гальки, 8. Красно-бурая, глинисто-суглинистый лесс. Верхний плейстоцен: 9. Гальки, 10. Лесс, 10/a Осыпь. Древний голоцен 11. Гальки, 12. Пойменные пески, илы, глины, 13. Ил с песчаной мукой. Юный голоцен: 14. Гальки, 15. Пойменные пески, илы, глины, 16. Полевая глина. 17. Солонцеватые глины и илы, 18. Безызогипсовая порода, 19. Слабоизогипсовая порода, 20. Сильноизогипсовая порода, 21. Очень сильно изогипсовая порода. 22. Горизонт появления грунтовых вод. 23. Подъем грунтовых вод в скважине (22—23: в метрах). 24. Второй и третий гумусовые слои.

AZ 1956. ÉVI ERDŐBÉNYE KÖRNYÉKI TÉRKÉPEZÉS

(XVIII. sz. melléklettel)

Írta: MOIDVAY LORÁND

A vizsgált terület Erdőbényétől Ny-ra a Verőmáj, Tolcsvai-hegy és Sajgóhegy között helyezkedik el. Kutatását elsősorban a települési és szerkezeti viszonyok szempontjából végezhattük.

I. A KÉPZŐDMÉNYEK JELLEMZÉSE

1. Középső-szarmata piroxénandezit (?)

Mindössze egyetlen, riolittufában talált andezitzárványról van szó, amely andezit korábbi képződésének bizonyítékául szolgálhat. A zárvány felső-szarmata vagy alsó-pannóniai horzsaköves riolittufából került elő az O—37. sz. fúrás 35—39 m mélységéből. Ökolnagságú, szabálytalanul ellaposodott, kevésbé koptatott, gömb alakú tömeg.

A zárványból készült csiszolatot MAURITZ B. vizsgálta meg. Piroxénjei erősen bomlottak, ami szabad szemmel is látható rozsdá színű pettyezést okoz. Az alapanyagban kevés augit és magnetit is előfordul.

A bezáró kőzet rétegzett, vízben lerakódott, összemosott tufa. A zárvány kirívóan nagyméretű a bezáró hordalék szemnagyságához képest.

2. Felső-szarmata vagy alsó-pannóniai horzsaköves riolittufa

A terület felszínen ismert legidősebb, egyben uralkodó tömegben elterjedt képződménye a felső-szarmata vagy alsó-pannóniai horzsaköves riolittufa. A riolittal fedett területek kivételével mindenütt megtalálható. Mai elterjedésében lepusztított takaróként jelenik meg, nagyobb magasságban csak ott található, ahol a riolit megvédte a letarolástól. Ebben az értelemben felső határa 200—270 m tszf. magasság.

a) K ö z e t t a n i j e l l e g

A képződmény közettani szempontból üvegtufa jellegű. Két típus különböztethető meg, a horzsaköves és a perlit- és obszidián-lapillis típus. Ezekben a perlit és horzsakőszemek egymás rovására helyettesíthetik egymást. Az üveges alapanyagokon kívül a tufa járulékos alkotórészeként elvétve kvarc, plagioklász- és szanidinkristályok találhatóak. Gyakoriak a folyásos szerkezetű riolitzárványok, ritkább a tavi üledék jellegű agyagzárvány.

Néhány horzsaköves tufa vékonyecsiszolatát MAURITZ B. vizsgálta meg. A sajtói 1. sz. bányából származó mintában horzsakövön és vizes tiszta kőzetüvegrészleteken kívül sok, gyors kihülés folytán repedezett, majd a repedések mentén kőzetüveggel összeragasztott plagioklász-kristályt talált. A dongói 1. sz. bánya anyagában néhány kvarcdarabka és üveges, folyásos szerkezetű riolitzárvány volt. A zárványban szanidin és plagioklász-kristályok, valamint kvarc mutatkozott jellegzetes oldási jelenségekkel. Ugyaninnen egy másik riolitzárvány üveges, szferolitos plagioklászriolitnak bizonyult.

A zárványok általában dió nagyságúak, gömbölyűek, felületük gödrös. Vannak sík törési felületű, négyszögletes zárványok is, ezeken a folyásos szerkezet jól látható.

A tufák között a zárványok nagysága szerint szembeötlő különbségek vannak. A durvább változatokban a horzsakő eléri a 2—3 cm-es uralkodó átmérőt is, de előfordulnak ökölnagyságú darabok is. A nagy, rostos szövetű, szabálytalanul töredezett, oszlopos horzsakőzárványok rendezetlenül halmozódnak egymásra.

A közepes szemnagyságú változatokban finomabb szemcséjű horzsakő-alapanyag jut nagyobb szerephez, amelybe 0,5—2 cm-es horzsakövek ágyazódnak. A horzsaköves tufa legnagyobb része ebbe a csoportba tartozik. Finomabb szemcséjű ritkábban található. Ezekben a horzsakőszemcsék 1—2 mm-es nagyságúak.

A perlites tufák finomabbak, közepes vagy finomszeműek.

Ezek a szemnagyságtípusok tág határuak, a túlnyomórészt osztályozatlan anyag uralkodó szemnagysága csak ilyen határok között adható meg. A tufáknak csak kisebb része annyira osztályozott, hogy részletesebben lehessen csoportosítani.

A területünkön előforduló, ismertetett szemnagyságcsoportokhoz tartozó horzsaköves és perlites tufák között szövet és szerkezeti jelleg szerint a következő fajták találhatóak: tömeges, osztályozatlan; vastagpados, osztályozatlan; réteges, osztályozatlan; réteges, osztályozott (vízi eredetű). A réteges, osztályozott típus kétféle: szabálytalan rétegzésű (esővízi hordalék); szabályos rétegzésű (tavi hordalék)

Tömeges, osztályozatlan típus. Tisztán szárazföldi eredetű. A tufatakaró nagyrésze ebbe a csoportba tartozik. Szemcsézete uralkodólag

közepes és durva (Gazsi-oldal, Kásás, Dongó környéke). Ott képződött, ahol nagy tömegű azonos minőségű tufaanyag megszakítatlanul szóródott. Osztályozódás ugyan folyamatos működés közben is fellép, ez azonban leülepedéskor nem nyilvánul meg, rétegződés sem következik be, mert az állandóan kidobott durvább szemcsék leülepedéskor utólérik a korábban kikerült, de lassabban ülepedő porfelhőt és olyan keveréket alkotnak, ami megfelel az anyag eredeti összetételének. Finomabb tufa éppen ezért csak a működés lezárulásának végén keletkezik vékony rétegben.

Vastagpados, osztályozatlan típus. Ez a fajta alkotja a tufatakaró másik nagy tömegét. Lényegileg ugyanúgy képződik, mint a tömeges tufa, de szakaszosan. A rövid szünetekkel megszakított kitörés folytán az egyébként egységes összetételű anyagba igen vékony finomszemű rétegek települnek. A padosság jelensége különösen jól észlelhető kovásodás után, ha a padokat elválasztó síkok mentén összenyomódás folytán elválási felületek képződtek. Ezek a síkok gyakran különböző irányokban hajlanak, követik az egykori térszín dőlésirányát. A síkok mentén néha vashidroxidos kiválás jelenik meg (Gyilkoskert, Kiskulcs-árok, Himesd, Eresztvény DNY-i oldala).

A réteges osztályozatlan típus 5—15 cm vastag s eltérő szemnagyságú, de önmagukban osztályozatlan szemcséjű rétegekből épül fel, rövid ideig tartó, sűrűn ismétlődő tufaszórás eredményeként. Az eltérő szemnagyság egy kiszórási központ esetén elsősorban a kiszórt anyag eltérő összetételére, másodsorban a felhalmozódásig lejátszódó osztályozódásra vezethető vissza. Az anyag több kiszórási központból is származhat, ebben az esetben az összetétel elsősorban az osztályozódás mértékével, a kiszórási központok távolságával hozható összefüggésbe. Ilyen tufát ritkábban találunk (Rakottyás-oldal).

A réteges, osztályozott típus osztályozott szemcseösszetételű, sűrűn váltakozó rétegekből áll. A kiszórt szárazföldi tufaanyag átmosása útján keletkezett.

A szabálytalan rétegzésű fajta rendszertelenül egymásra dobált, csipkézett, erodált felületű rétegekben jelenik meg, mélyedés-kitöltésként (kásási bányák felső szintje). Jellemző erre a hordalékra, hogy elvéve nagy riolitkavicsok is találhatóak benne, amelyek szintén a riolittufából származnak. Keletkezésében az esővíz játszott szerepet, amelynek vize vadpataként ömölve kimosta, osztályozta és lerakta a korábban leülepedett tufa anyagát. A kásási bányán kívül még a Ravaszmájon észlelhető feltárásban.

Egyes szárazföldi tufáknál az esővíz szerepe konkrécióképzés alakjában is észlelhető. A tufaszórás után cseppekben hulló esővíz össze-ragasztotta a finomabb portufát és az összeálló anyag a lejtőkön legurulva gömb alakú tömeggé növekedett. A növekedés határát az esőcsepp vízmennyisége szabta meg. A konkréciók 1 cm-Ø-nél általában nem nagyobbak.

A szabályos rétegzésű fajta területünk fontos és jellemző képződménye. Édesvízű tavakban, tócsákban keletkezett. Lényegében kétféle típusú anyagról van szó, durvaszemű hordalék és finomszemű, vízszintesen rétegzett nyugvóvízi üledékből keletkezett közetről, amelyek változtatják egymást.

Uralkodó tömege osztályozott, keresztarétegzett, közepes szemnagyságú horzsakő-hordalék. Előfordulnak ebben aprókavicsos homokkő-lencsék is, amelyek a tufából származó, nehezen málló riolit- és kőzet-üvegdarabokból képződtek. Ezek közé települnek vízszintes rétegződésű, iszapfinomságú üvegtörmelék- és limnokvarcitrétegek (dongói, sajjói bányák, Eresztvény É-i része).

A törmelékes és a közbetelepült kvarcitrétegek sűrűn változtatják egymást. Egy 2 m-es szelvényben két-három 10—15 cm vastag kvarcitréteget is találunk. Az összlet zöme durvább törmelékes kőzet. Közbeeső tufaszórás nyomát nem találjuk.

A réteglapok mentén gyakran találhatók levéllenyomatok. Ezek a finomszemű törmelékes anyagban és helyenként a kovaföldes kvarcítban találhatók (Dongó, Eresztvény). A finomszemű, törmelékes rétegek anyaga üledékállapotban könnyen folyós szuszpenzió volt: erre utal, hogy ezekbe a rétegekbe 1—2 cm-es horzsakődarabkák belesüppednek, továbbá, hogy néhol fosszilis esőcseppnyomok jelentkeznek, amelyek a beszáradásig még nem jutott finom iszapréteg elvítettelenedett felületén keletkeztek. A finomszemű rétegekben több helyen atektonikus gyüredzettség is észlelhető (Galagonyás Ny-i oldala, Dongótól É-ra 14. sz. feltárás).

Ezek a képződmények nagy vonásaiban kiegyenlített, lassan süllyedő, a vízszintes térszint elborító sekélyvízű tavakban keletkeztek. A helyenkénti elvítettelenedés vagy a süllyedés szakaszosságára, vagy elgátolódásra utal, ami az egyenlőtlen törmelékbehordás következménye. Az elszigetelődött övekben rakódtak le a finomszemű, vízszintes rétegzésű üledékek, majd tartós elszigetelődés esetén ezek be is száradtak. A beszáradást jelző réteg az észlelés helyén (Dongó) kiékelődik és erre a rétegre újabb durvaszemű összlet települ.

A lerakott anyag termelését a süllyedék felé ömlő csapadékvíznek kellett végeznie, aránylag kis vízgyűjtőterületről. Távolsági eredésű állandó folyóvízről nem beszélhetünk, ezt a lerakott üledék összetétele és elterjedése nem igazolja. Általában a hullámzó víznek is szerep jut az üledékképződésben, de kis mélységű vízben nem tétélezhető fel jelentős hullámverés, így lényeges üledékképző szerep sem. Esetünkben a víz jelentéktelen mélységét részben az elvítettelenedési jelenség, részben az esővíz hatására keletkezett kicsiny eróziós árkok igazolják. A süllyedéket kitöltő víz szerepe csak passzív volt, a beömlő víz mozgását és ezzel együtt a lerakás folyamatát szabályozta.

A durvábbszemű rétegekben keresztarétegződés jelzi a réteg növekedésének irányát. Ez az irány a dongói I. sz. bányánál ÉK-DNy-i.

Az összetetben apró eróziós mederkitöltések is találhatók. Ezek metszetben üst alakúak és önálló rétegsoruk van. Szélességük 1,0—1,5 m, mélységük 0,5—1 m. Ezeket az egykori medrecskéket alul durvább, felül finomabb horzsakő tölti ki.

A medrek képződése úgy magyarázható, hogy a már lerakódott, de vízzel alig, vagy egyáltalán nem fedett rétegeket helyenként a gyorsan folyó víz patakmeder alakjában elmosta és a képződött medrekbe új anyagot rakott. A medrek mérete és a lerakott anyag mennyisége szerint egyszeri, rövid idő alatt lejátszódó mederképzésről van szó, amit nagyobb záporok leömlő vize idézett elő. A kitöltő anyag a közeli szárazföldről származott és a lefolyó víz osztályozta.

Az ismertetett tavi hordalékok a Tolcsvai-hegy és Sajgóhegy között mindenütt megtalálhatók, elterjedésük arra utal, hogy összefüggően képződtek, tehát a tufaszórás területén ezen a szakaszon nagy térszíni különbségek nem lehettek. Ezt igazolja a beszáradási felületek jelentkezése is. Ilyen jelenség csak közel egyező szintben fekvő lapos partok mentén jöhet létre.

Elváltási jelenségek. A területünkön található tufák túlnyomórészt üdék, vagy alig bontottak. Feltűnő a bentonitosodás és kaolinosodás hiánya. A tufák nagy része kovásodott. Valamennyi fajtából találunk különböző mértékben kovásodottat. A szárazföldi, osztályozatlan tufák legjobban ott kovásodtak, ahol limnokvarcit a fedőjük. Ezeknél csaknem teljesen egynemű, üveges alapanyagot találunk, amelyben csak néhol ismerhető fel egy-egy horzsakődarab (sajgói, dongói bányák). Másutt a kovásodott tufák eredeti szerkezetüket még jól megőrzik (Alsó-bénye-tető, Kiskulcsárok, Himesd).

A bontott típusok szolgáltatják a kőporos tufát. Ez már nevében is emlékeztet a bontott dolomitból keletkezett kőporra: összetételében kis mennyiségű tapadó bomlási termék, kaolinit vagy más agyagásvány is részt vesz, ami jellegzetes porlékonyságúvá teszi. Egy megvizsgált kőportufa 0,002 mm-es részlegében a DTA vizsgálat néhány százalék kaolinitet és gipszet mutatott ki.

A vízben felhalmozott tufafajták nagyobbrészt kovásodottak, de ezek között is találunk olyanokat, melyek eredeti lazaságukat megőrizték (Dongótól É-ra, 14. sz. feltárás).

b) Kor- és települési viszonyok

A mintegy 200 m vastagságban kifejlődött tufaösszlet felsőbb szintjeiből három helyről kerültek ki kormeghatározásra alkalmas maradványok a Hidegoldal, Eresztvény és a Dongó területéről.

A Hidegoldalban kőszén és szenes agyag ismeretes, amely a tufa-

szórás végén, a riolitláva-ömlés megindulása előtt keletkezett. Jelenleg feltárt állapotban a völgytalp magasságában található, elvetett helyzetben.

A völgytalpon a régi lejtősakna bejáratánál ásott aknából gyűjtött szenes agyag pollenvizsgálatát NAGY L.-NÉ végezte el. A vizsgálat eredménye a következő:

A minta pollenspektruma:

	Abszolút szám	%
Légzacskó nélküli s. str. <i>Coniferae</i>	75	33,8
<i>Pinus silvestris</i> (típus) RUDOLPH	18	8,1
<i>Pinus haploxyton</i> (típus) RUDOLPH	5	2,3
<i>Picea</i> sp.	4	1,8
<i>Abies</i> sp.	3	1,4
<i>Tsuga canadensis</i> (típus) RUDOLPH	14	6,3
<i>Tsuga diversifolia</i> (típus) RUDOLPH	8	3,6
<i>Keteleeria</i> sp.	6	2,7
<i>Sciadopitys</i> sp.	1	0,5
Egyéb <i>Coniferae</i>	3	1,2
cf. <i>Zelkova</i> sp.	2	0,9
<i>Acer</i> sp.	8	3,6
<i>Tilia</i> sp.	15	6,8
<i>Quercus</i> sp.	4	1,8
<i>Fagus</i> sp.	15	6,8
<i>Carpinus</i> sp.	2	0,9
<i>Ostrya</i> sp.	7	3,2
<i>Betula</i> sp.	7	3,2
<i>Alnus</i> sp.	2	0,9
<i>Juglans</i> sp.	1	0,5
<i>Carya</i> sp.	8	3,6
<i>Myrica</i> sp.	1	0,5
? <i>Eucommia</i> sp.	13	5,6
Arbor Pollen:	222	100,0
<i>Nymphaeaceae</i> sp.	1	0,5
<i>Ericaceae</i> sp.	1	0,5
<i>Potamogeton</i> sp.	1	0,5
<i>Graminea</i> sp.	8	3,6
Non Arbor Pollen:	11	5,1
Gombaspóra	26	11,7
<i>Laevigatosporites</i> sp.	4	1,8
<i>Ovoidites ligneolus</i> R. Pot.	1	0,5
	31	14,0
Spóra:		
Ismeretlen	24	10,8

A pollenspektrum formák tekintetében nagyban egyezik a mátraaljai pliocén pollenspektrumokkal. Uralkodó benne a légzacskó nélküli s. str. *Coniferae* pollen. A *Tsuga* nagymértékű előfordulása is pliocénre utal. Ellentétben a mátraaljaival, magas a *Tilia* és *Fagus* pollenek százaléka (6,75%). A barnakőszén keletkezése kevésbé zárt láperdőre utal, nagyobb a partmenti és távolabbi behurcolás. A flóra jellege inkább a mátraaljaire utaló, mint a mecseki miocénre.

Az Eresztvény É-i részén édesvízi, tavi felhalmozású tufa és erősen kovásodott diatómás tufarétegek fordulnak elő, amelyek minden valószínűség szerint a tufaösszlet legfelsőbb szintjeit képviselik.

Az innen gyűjtött mintában NAGY L.-NÉ néhány *Corylus* és *Alnus* pollenen kívül sok kovamoszatot talált. A kovamoszatok HAJÓS M. szerint édesvíziek és a simai felső-szarmata alakokhoz hasonlóak.

A dongói III. sz. kőfejtő édesvízi, kovásodott tufarétegeiből számos levéllenyomatot gyűjtöttem. Ezek a rétegek szintén közvetlenül a lávaömlés előtt képződtek. A gyűjtésből PÁLFALVY I. a következő levélalakokat határozta meg: cf. *Fraxinus* sp., *Carpinus* sp., *Quercus* sp., *Acer* sp., cf. *Corylus* sp., cf. *Ulmus* sp. Ezek a leletek biztos kormeghatározást nem tesznek lehetővé.

A pollenvizsgálat eredményei ellentmondanak az eddigi felfogásnak, amely szerint a tufaösszlet szarmata korú. Megjegyezzük, hogy már régebbi vizsgálatok is pannóniai korúnak minősítették a hidegoldali kőszénelőfordulást, vita csak akörül lehetett, hogy a kőszén a tufaösszlet-hez tartozik-e, vagy fiatalabb. A jelek szerint a tufaösszlet-hez tartozó rétegcsoportról van szó. Egyelőre azonban nincs adatunk, mely a kormeghatározást más oldalról is alátámasztaná.

A tufa anyaga nem területünkön működő vulkánokból és különösképpen nem a ma ismert hegyek területéről származik, hanem kívülről, legvalószínűbben észak felől. Ha a Tolcsvai-hegy vagy a Sajgó tufája a hegy középpontjában levő kürtőből származna, a tufa szerkezetének ezt ferde rétegződéssel igazolnia kellene. Ezzel szemben azt tapasztaljuk, hogy a hegyek oldalában még magasan, a központ közelében is vízszintesen települt — enyhén, de nem irányítottan hajló — tufarétegeket találunk, beleértve természetesen a tavi üledékes kőzeteket is, amelyek már önmagukban is arra vallanak, hogy a hegy helyén nem tufakúp, hanem lapos üledékgyűjtő volt.

Nagyjában-egészében a hegyek felépítése és lepusztulási alakja a Balatonfelvidék bazaltkúpjaihoz hasonlítható, azzal a különbséggel, hogy itt a láva nem tengeri üledéket, hanem vulkáni törmelékes, de genetikailag közvetlen kapcsolatban nem levő üledéket tört át.

A felső-szarmata—alsó-pannóniai riolit tufa tehát feltöltés jellegű anyag, amelynek felső szintjében lepusztulást tükröző tavi képződmények jelennek meg, korjelző ősmaradványokkal.

3. Felső-szarmata vagy alsó-pannóniai riolit és kristályos riolit tufa

A tufaszórás lezárulása és a tavi üledékek lerakódása után területünk egyes részein riolitlávakőzetek képződtek, amelyek a Sajgó, Tolcsvai-hegy, Nagytérhegy és ettől É-ra levő hegyek nagy tömegeit alkotják. Ezek részletes kőzettani jellemzését LENGYEL E. jelentése tartalmazza.

Három csoportba sorolhatók: perlites és horzsaköves; litofizás és szferolitos; folyásos és szferolitos. Az egyes fajták más-más kitörési mozzanatra vagy képződési körülményre jellemzők. Többnyire a perlites és horzsaköves típus képződött a leghamarabb, ezt követte a másik két csoport riolitja.

Perlites és horzsaköves riolit. A perlites és horzsaköves változatok az egyéb riolitok kíséretében csaknem mindenütt megjelennek. Nagy többségükben a folyásos vagy litofizás riolit és riolittufa határán bújnak ki. A Tolcsvai-hegy perlites riolitja nagy területen követhető, ugyanezt tapasztaljuk a Nagytérhegy körül is. A szőlőtalajban elszórt, perlitből kimállott apró obszidiándarabkák árulják el jelenlétét. A kibúvások vastagsága általában 20—40 m közötti. A perlit keletkezése, noha kibúvása feltűnően követi a tufa határát, valószínűleg nem függ szükségszerűen a tufával való érintkezéstől. A perlites riolit ugyanis más riolitra települten is megtalálható a Kishegytől és Verőmájtól É-ra, magasabb szintben. Horzsaköre települt horzsakő és litofizás-szferolitos riolit közötti átmeneti képződmény figyelhető meg a Hidegoldal É-i részén.

Litofizás és szferolitos riolit. A Tolcsvai-hegytől É-ra a Hidegoldal és Malomkő-árok környékén találjuk. Egyik változata erősen hólyagos, kevés szferolitot tartalmaz, a másik tömött, erősen szferolitos szövetű. A hólyagok közötti mikrokristályos kőzetanyag többnyire rózsaszínű, a hólyagokat körülvevő sáv szürkés vagy fehéres. A hólyagok gyakran összefüggő járatokká olvadnak össze és gyakran borsókószerű fennőtt szferolitokat tartalmaznak. Elrendezésük a folyási irányokat követi. A nagyobb hólyagok átmérője eléri a 3 cm-t is (Hidegoldal), uralkodó részük azonban 1 cm-nél nem nagyobb. A hólyagok közötti alapanyagban porfiros dihexaederes kvarcsemek, csillogó szanidin-táblácskák és helyenként biotitpikkelyek figyelhetők meg.

Mind a hólyagos, mind a szferolitos változat folyási síkok mentén elkülönülő vastag padokban jelenik meg. Az összlet a horzsaköves és perlites riolittól kevésbé élesen különül el, mint a folyásos változattól.

Folyásos és szferolitos riolit. Előfordulási helye a Tolcsvai-hegy, Verőmáj, Kishegy, Horváti erdőségek, Nagytérhegy és Sajgó. Rózsaszínű, ritkábban szürke, vagy fehéresszürke. Folyásos szerkezete többnyire szabad szemmel is felismerhető, leggyakrabban vékonyabb-vastagabb lemezekké esik szét. A porfiros változatok mikroszkópi metszetében szanidin és plagioklászton kívül a jellegzetes korrodált kvarckristályok is megtalálhatók.

A Tolcsvai-hegyen szferolitos változat is megjelenik, sőt ez a féleség alkotja a hegyen található egyetlen kibúvást is. Ezekre a szferolitokra jellemző, hogy jóval nagyobbak, mint a litofizás riolit kíséretében megjelenő néhány mm-es szferolitok. Elérik az 1—2 cm-es átmérőt is, teljesen tömött, rózsaszínű alapanyagba ágyazódnak, de sugaras szerkezetük szabad szemmel is jól látható.

A folyásos riolit a legfiatalabb, egyben alaki megjelenésében is elkülönülő riolitféleség. A Kishegy folyásos riolitja a litofizás-szferolitos riolittól független, önálló kiömlést bizonyít. A Verőmáj É-i részén a tetőre ömlött folyásos riolit bázisát a litofizás-szferolitos riolitra boruló perlitfolyás jelzi.

* * *

A lávakőzet-tömegek települése arra mutat, hogy a vulkáni működés, beleértve a tufaszórást is, a hegység belsejétől déli irányban terjedt: a folyásos riolit fiatalabb, mint a litofizás-szferolitos riolit, amely északon lefedi a horzsaköves riolittufát.

A riolitok kémiai összetétele nagy kovasavtartalmú ortoklász-riolitot jellemez. A kőzetkifejlődés szempontjából különböző, de területileg egymáshoz közel eső riolitok kémiai összetétele közelebb áll (Tolcsvai-hegy: folyásos riolit, Hidegoldal: litofizás riolit), mint kőzet-tanilag egyező, de egymástól távol eső riolitoké. BARABÁS L.-NÉ elemzésének eredménye a következő:

Litofizás riolit a Hidegoldal É-i végéből:

SiO ₂	75,07%
TiO ₂	0,13%
Al ₂ O ₃	13,86%
Fe ₂ O ₃	0,87%
FeO	0,23%
MnO	0,02%
MgO	0,10%
CaO	1,02%
Na ₂ O	3,50%
K ₂ O	4,70%
+ H ₂ O	0,42%
- H ₂ O	0,03%
CO ₂	nyomokban
P ₂ O ₅	0,06%
	<hr/>
	100,01%

Folyásos riolit a Tolcsvai-hegy tetejéről:

SiO ₂	75,09%
TiO ₂	0,15%
Al ₂ O ₃	13,68%
Fe ₂ O ₃	0,75%
FeO	0,24%
MnO	0,14%
MgO	0,05%
CaO	1,16%
Na ₂ O	3,40%
K ₂ O	4,89%
+ H ₂ O	0,55%
- H ₂ O	0,03%
CO ₂	nyomokban
P ₂ O ₅	0,07%
	<hr/>
	100,07%

Folyásos riolit a Sajóhegy tetejéről:

SiO ₂	74,16%
TiO ₂	0,17%
Al ₂ O ₃	14,70%
Fe ₂ O ₃	0,51%
FeO	0,42%
MnO	0,16%
MgO	0,10%
CaO	1,22%
Na ₂ O	3,75%
K ₂ O	4,59%
+ H ₂ O	0,88%
- H ₂ O	0,16%
CO ₂	0,00%
P ₂ O ₅	0,04%
	<hr/>
	100,71%

Kristályos riolittufa. A Kishegytől É-ra litofizás és perlites riolitra települő, túlnyomólag apró szanidín-kristályokból álló tufa található. Helyzete szerint jóval a horzsaköves tufa kiszórása után, a lávatermelés java időszakában keletkezett. Területünkön ez az egyetlen, ilyen értelemben közbenső tufa, amely egyes vulkáni takarórészleteknek rétegvulkáni jelleget ad.

4. Negyedidőszaki képződmények

Két helyen találunk teraszkvavicsot: a Sajgó és az Eresztvény ÉK-i oldalában, 170 m tszf. magasságban. A Sajgón folyásos és szferolitos riolit mellett ökölnagyságú andezitkvavicsok is előfordulnak.

Ha tekintetbe vesszük, hogy a bodrogszéli tufa a lösz képződése előtt süllyedt le, a teraszkvavics legalább ópleisztocén korú.

A pleisztocént teraszüledékeken kívül lemosott tufa, nyirok és lösz képviseli. A nyirok igen elterjedt képződmény, a lösz csak egyetlen foltban fordul elő.

Miként ROZLOZSNIK (6) is megállapítja, a nyirok a lösz fekvőjében foglal helyet és a peremeken gyűlik össze a legjobban. Területünk északi részén jellegzetes nyirok nem fordul elő. Itt lemosott, mállott riolit- és riolittufa-takaró található. Vastagsága általában két méterig növekedhet, a mélyedésekben kivastagszik és agyagosabbá válik.

Jellegzetesebb nyirok a Galagonyás magasságától D-re fordul elő. Anyaga dél felé haladva finommá, egyenletessé válik és kivastagszik. Összvastagsága eléri a 15 m-t is. Több fúrás (O—24, O—26, O—38) adatai szerint színek alapján elkülöníthető szintekre oszlik. Felül 8—10 m vastag barna vagy vörösesbarna réteg helyezkedik el, ez alatt 5—6 m vastag sárgásbarna agyag következik. Ez a két képződmény egykorú szinteket jelöl és egészen a Bodrog alluviumáig követhető. A törmelék-szennyezés hiánya állandóan vízzel borított süllyedékben való keletkezésre utal, ahova csak a finom szuszpenziót alkotó mállástermék juthatott el. Elterjedése a pleisztocén óta a süllyedő területeket jelöli.

Az alluvium tetején öntésagyag és átmosott nyirok található, amely a szélek felé kivastagszik. Ez alatt nagy vastagságú folyami homok települ. Az egyik fúrás 10,0—15,0 m-es rétegéből kikerült közepesemű homokot CsÁNK E.-NÉ vizsgálta ásványtani szempontból. A nehéz-ásványok között 36% hipersztén és 11% gránát mellett 4—5% amfibol, augit, turmalin, apatit, tremolit és magnetit fordul elő. A könnyű ásványok között 31% kvarc, 30% horzsakő, 23% üveg, 8% muszkovit és kevés oligoklász, andezin, labradorit jelentkezik. Az összetétel az eruptív területtel való szoros kapcsolatról tanúskodik.

II. SZERKEZETI ADATOK

A vulkáni fedőhegység törésvonalakon felnyomuló magmából keletkezett, s kialakulása óta lényeges szerkezeti változásokon esett át.

Öt szerkezeti forma különböztethető meg:

1. *Magmafelnyomulós törések.* Ezek a területen valószínűsíthető legidősebb, szarmata vagy legalábbis magmatektonikai szempontból akkor kiújult törések. Két irányt követnek: É—D és ÉK—DNy.

A tufaterületen, ahol a kőzetviszonyok megengedik, a jelenlegi nagyobb völgyek az É—D-i törésvonalak mentén vésődnek ki. (Ezek a törések tulajdonképpen csak a mélyebb kéregrészeket törték el. Ahol tufán, de főleg riolitfolton ábrázoljuk, általában csak a helyét jelezzük. Igen valószínű azonban, hogy későbbi mozgások során diszjunktív törésként kiújultak, elérték a fiatalabb rétegeket is és mint átöröklődő törés, elősegítették a völgyképződést.)

Ilyen a Határszélvölgy, a Keresztónok és a Dongó melletti völgy. A legkifejezőbb a Határszélvölgy és a Sajgót dél felől majdnem átszelő völgy és a vulkáni kúp társulása.

Az ÉK—DNy-i törést a Térhegy és a Tolcsvai-hegy lávaömlésének iránya tanúsítja. Ezekkel a törésekkel kapcsolatban szintén feltehető a kiújulás. Lehetséges, hogy a kásási bánya tufáját átszelő 5. számmal jelölt vető ezen a vonalon kiújult *nyomott vető*. Völgykivésés ezeken az irányokon nem észlelhető.

2. *Litoklázisok.* A tufatakarót számos litoklázis, elmozdulás nélküli közettörés harántolja. Jellegzetességük, hogy szabályos, egyenes vonalúak, gyakran hasadék jellegűek. Viszonylag ritka hálózatuk uralkodó iránya 333° és 62°, ritkábban 350°. Dőlésük 80—90°. A réteglapra mindig merőlegesen. Többnyire limonitosodás kíséri ezeket, ritkábban vékony kvarcitkitöltés is megfigyelhető (Ravasz máj).

A vulkáni összlet képződése utáni szerkezeti elemek között ezek a legidősebbek. KÉK—NyDNy-i irányú nyomóerőpár hatására keletkeztek, érintetlen településű rétegeken, a hidrotermális nyomok szerint legkésőbb a lavafeltörést követő utóvulkáni működés időszakában.

3. *K—Ny-i irányú torlódásos törések és gyűrt formák.* Későbbi mozgások során gyűrődéses elemek és torlódásos törések is keletkeztek. K—Ny-i csapású, nyomásra visszavezethető enyhe felboltozódás figyelhető meg a galagonyási tufabánya horzsakönglomerátum- és tufahordalék-összletében.

A Galagonyás és Dongó között egészen az Eresztvényig követhető K—Ny-i csapású rétegteknő rajzolódik ki. Ehhez csatlakozik É-on egy rétegboltozat, amit vető vág ketté (Rakottyásoldal). Délebbre két K—Ny-i irányú törés (rétegteknő? rétegboltozat?) következik.

Tulajdonképpen gyűrődéses formákról a rétegteknők és boltozatok esetében nem beszélhetünk. Ezek inkább hullámosan tört, torlódásos

alakzatok a tufatakaró merevsége folytán. Jelentkezésük azonban É—D-i irányú nyomóerőre utal. Ehhez a csoporthoz tartozik a Verőmájt É felől határoló KÉK—NyD Ny-i irányú vető is, mely a riolittakarót is eltöri.

Gyűrődéses formákról ROZLOZSNIK (4—5) tesz említést. A Mád környéki tufákban antiklinális és szinklinális vonulatokat említ.

4. *ÉNy—DK-i irányú tágulások vetődései.* A gyűrt és torlódásos elemek mellett kiterjedt ÉNy—DK-i irányú tágulások vetőrendszerét is találunk. Ez a 2. csoportba foglalt litoklázisok irányaitól kissé eltérő helyzetű. Önmagában ez is a két rendszer közötti különbséget támasztja alá. Az iránykülönbségen kívül az is megállapítható, hogy a litoklázisok maguk is elvetődnek a tágulások vetők mentén (Dongó), továbbá, hogy az elmozdult rétegekkel együtt dőlnek. Ez a helyzet a tágulások vetők fiatalabb korát igazolja.

Vannak jelek, amelyek a torlódásos és a tágulások vetők közötti keletkezési összefüggést tanúsítják. Erre utal, hogy a galagonyási rétegteknő és boltozatcsoport — valószínűleg az Eresztvényt határoló törés vagy a Határszélvölgyben kiújult törés vonalán — északabbra tolódik el. Ilyen északra toló nyomás csak a torlódásos formák képződésekor figyelhető meg (l. a XVIII. sz. mellékleten a 3. sz. formát), ennek következtében a tágulások vetődései és a torlódások egyidejűségét kell feltételeznünk. A 3. és 4. csoport elemei minden valószínűség szerint egyetlen mozgási fázist képviselnek.

A szóban forgó tágulások vetők mentén számos völgykivésés észlelhető. A legszembetűnőbbek a Gyilkos út és a Malomkőárok völgyei, amelyek nagyobb magasságig lávakőzettel borított területen képződtek. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a völgyeket ezeken a helyeken a tetőv folyásos riolit lávaömlései is meghatározták (ezek viszont a magmafelnyomulások töréseken képződtek).

A dongói 2. sz. bányában ilyen tágulások vető közvetlen feltárában is észlelhető. Dőlése D Ny-i irányban 65° . A vetősíkon hidrotermális vashidroxid-festődés jelenik meg; a levett rög rétegei lazán hajlanak és töredeznek. Ezzel ellentétes megjelenésű a kásási bányában észlelt ÉK—D Ny-i irányú vető, amely már a nyomott vetők csoportjához tartozik.

5. *ÉK—D Ny-i irányú nyomott vetődései.* A kásási bányában 71° -os DK-i dőlésű vető található, amely összenyomódásra utal. Rétegzetlen tufatömbön jelenik meg keskeny, töréses csíkként. A vetősíkon vetőtükör észlelhető, D Ny-i irányú oldali lesiklást jelző barázdákkal. A vető csapása megfelel a magmafelnyomulások törések ÉK—D Ny-i csapásirányának, jelentkezése valószínűvé teszi ezeknek a töréseknek kiújulását.

Hasonló csapású vetők jelennek meg a Kishegy, Horváti erdőségek és Sajgó környékén. Valószínűleg torlódásos töréseknél és tágulások vetődéseknél fiatalabb formákról van szó.

III. ÖSSZEFOGLALÁS

A térképezési területen a felső-szarmata, vagy alsó-pannóniai horzsaköves riolittufa mintegy 200 m vastagságú, összefüggő takaróként fordul elő. Anyaga külső eredetű feltöltés. Genetikailag nincs szoros összefüggésben a későbbi lávaömlésekkel. Részben szárazföldi, részben tavi lerakódás. A tavi eredetű rétegek a felső szintben jelennek meg, növényi maradványok és kőszén kíséretében (Dongó, Hidegoldal).

A szárazföldi és tavi lerakódású tufával feltöltött területen később riolitkitörések következtek be. Csaknem kizárólag lávaömlés folyt, többszöri ismétlődéssel. Először horzsaköves, litofizás és szferolitos riolit jelent meg, majd ezt folyásos riolit követte, kezdeti perlitömléssel.

A riolitláva É—D-i és ÉK—DNy-i irányú töréseken nyomult fel. Ezenkívül további négy szerkezeti forma különböztethető meg későbbi diszlokációk eredményeként. A legkorábbiak a tufatakarót behálózó, függőleges elmozdulás nélküli ÉK—DNy-i és harántirányú litoklázisok, amelyek vagy szinorogén kiemelkedés vagy magmafelynyomás következtében keletkeztek. Később jöttek létre a K—Ny-i irányú torlódásos törések és ÉNy—DK-i irányú széthúzásos törések, amelyek már a lávaközetet is megállapíthatóan eltörik s É—D-i irányú összenyomódást bizonyítanak. Ezek mellett ÉK—DNy-i irányú, szintén összenyomódást igazoló vetők is jelentkeznek, amelyek még későbbi keletkezésűek.

A negyedidőszaki képződmények közül területünkön alsó-pleisztocén teraszkvacsot, lemosott tufát és nyiroktakarót találunk. Löss csak egyetlen foltban fordul elő. A holocén tufa és nyirok átmosásából eredő völgy- és árokfeltöltés, továbbá a Bodrog alluviuma képviseli.

IRODALOM

1. FÖLDVÁRI A.: Jelentés Sima, Erdőbénye és Szegilong között az 1937. évben végzett kaolinkutatásról. — Földt. Int. Évi Jel. az 1936—38. évről. 1942.
2. HOFFER A.: Geológiai tanulmányok a Tokaji-hegységből. — Debreceni Tud. Társ. Honism. Biz. kiadása. II. 1. 1925.
3. LENGYEL E.: Erdőbénye környékének földtana. — Földt. Int. Évi Jel. az 1952. évről. 1954.
4. ROZLOZNIK P.: A Tokaj-Hegyalja délnyugati részének földtani viszonyai. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat.) 1931.
5. ROZLOZNIK P.: Jelentés a Tokajhegység déli részében és a Taktaközben végzett földtani felvételekről. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat.) 1933.
6. ROZLOZNIK P.: A Tokaj-hegyalja DNy-i részének és a vele határos déli sík terület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. az 1929—32. évről. 1937.
7. SZABÓ J.: Tokajhegyalja és környékének földtani viszonyai. — Mat. és Term. Tud. Közl. IV. 1866.
8. TELEGI-ROTH K.: Jelentés az 1933. évben Tokaj, Bodrogkeresztúr és Erdőbényefürdő környékén végzett geológiai felvételről. — Földt. Int. Adattár. (Kézirat.)

LE LEVÉ DANS LES ENVIRONS D'ERDÖBÉNYE, EN 1956

Par L. MOLDVAY

Au territoire levé, le tuf rhyolitique à ponce du Sarmatien supérieur ou Pannonien inférieur forme une couverture continue de 200 m de puissance. Sa matière consiste en remblayage d'origine allochtone. Il n'a aucune connexion génétique avec les coulées de lave postérieures. C'est un dépôt partie terrestre, partie lacustre. Les couches lacustres apparaissent dans l'horizon supérieur, avec des plantes fossiles et houille (Dongó, Hidegoldal).

Plus tard, survinrent des éruptions de rhyolite, au territoire remblayé de tuf de dépôt terrestre et lacustre. Il y avait, presque exclusivement, des coulées de lave, à plusieurs reprises. D'abord, c'étaient les rhyolithes à ponce, à lithophyse qui apparurent, puis la rhyolithe fluidale, avec une coulée initiale de perlite.

La lave rhyolitique pénètre à la surface le long des failles de N—S et NE—SW. En outre, on distingue quatre formes structurales, produites par les dislocations ultérieures. C'étaient les lithoclasses de NE—SW et transversales, sans dislocation verticale, sillonnant la couverture de tuf qui ont été les premières et qui furent produites par une émergence synorogénique ou par la pénétration du magma. Celles-là furent suivies par les lithoclasses d'empilement d'E—W et les lithoclasses disjonctives de NW—SE qui rompirent déjà la couverture à laves rhyolitiques. Elles prouvent qu'il y a eu une compression de N—S. En outre, on peut observer des failles de NE—SW qui indiquent également une compression et qui sont encore plus jeunes.

De parmi les formations quaternaires, on trouve des graviers de terrasse et une couverture de limon, pléistocènes inférieurs. Il n'existe qu'une seule tache de loess. L'Holocène est représenté par des remblayages de vallée et de fossé, provenant du lavage du tuf et du limon et par les alluvions du Bodrog.

Annexe XVIII. I. Carte géologique des environs du mont de Tolcsva. II. Carte géologique des environs des carrières de Dongó.

Légende: Sarmatien supérieur — Pannonien inférieur: *a.* tuf rhyolitique à ponce (massif à bancs épais et stratifié), *b.* tuf alluvial lacustre (à charbon), *c.* tuf alluvial lacustre, *d.* tuf rhyolitique cristallin, *e.* rhyolite à ponce, *f.* rhyolite à perlite, *g.* rhyolite à lithophyse et sphérolite, *h.* rhyolite à sphérolite, *i.* rhyolite fluidale. Pléistocène inférieur: *j.* gravier de terrasse, *k.* tuf silicifié, *l.* limite des affleurements principaux, *l₂* limite des formations, découverte par la recherche, *m.* portions sans affleurements (taches sans hachure). *1a* Fracture due à l'intrusion de la lave (fracture de compression, renouvelée), *1b.* comme plus haut la même (fracture disjonctive, renouvelée), *2.* lithoclasse de mesure, *3.* fracture ou faille d'empilement, liée à voute, liée à pli synclinal, *4.* fracture ou faille disjonctives,

5. fracture ou faille de compression, 6. faille observée en affleurement, avec prolongement, supposé, 7. fracture de caractère inconnu, 8. inclinaison des couches, 9. direction de glissement latéral, 10. connexion de renouvellement, 11. affleurement cité, 12. forage, 13. puits de recherche, 14. I., II., ect. = carrières de Dongó et de Kásás, 15. superficie de la carte au 5000^e.

КАРТИРОВАНИЕ ОКРЕСТНОСТИ С. ЕРДЭБЕНЬЕ В 1956-ОМ Г.

Л. МОЛЬДВАИ

В области картирования пемзовые риолитовые туфы верхнего сармата или нижнего паннона расположены в виде сплошного покрова, имеющего мощность примерно 200 м. Материал их представляет собой насыпь внешнего происхождения. Генетически они не являются тесно связанными с последующими излияниями лавы. Они представляют собой отчасти континентальные, отчасти озерные отложения. Слои озерного происхождения появляются в высшем горизонте вместе с растительными остатками и углем (Донго, Хидеголдал).

Позднее в областях, засыпанных туфами континентально-озерной седиментации, имели место извержения риолитов. Здесь происходило почти исключительно излияние лавы, повторившееся в несколько раз. Впервые появился пемзовый, литофизовый и сферолитовый риолит, а за ним последовал текучий риолит с первоначальным излиянием перлитов.

Риолитовая лава поднялась по трещинам С—Ю-ной и СВ—ЮЗ-ной ориентаций. Кроме этого, в результате последующих дислокаций выделяются еще четыре структурные формы. Самыми молодыми являются литоклазы СВ—ЮЗ-ного и поперечного направлений, пересекающие туфовый покров наподобие сетки и не подвергавшиеся вертикальному смещению. Они возникли либо вследствие синорогенического поднятия, либо в результате подъема магмы. Позднее возникли разломы нагромождения В—З-ной ориентации и разломы растяжения СЗ—ЮВ-ной ориентации, которыми заметно прорывается и лавовый покров. Они доказывают наличие сжатия С—Ю-ного направления. Наряду с ними проявляются также взбросы СВ—ЮЗ-ного направления, образовавшиеся еще позднее и подтверждающие также наличие сжатия.

Из четвертичных образований в данной области встречаются нижнеплейстоценовые террасовые гальки и самановый покров. Лесс встречается лишь в виде одного пятна. Голоцен представлен долинной и грабенной насыпью, происходящей из переотложения туфов и саманов, а также аллювием р. Бодрог.

Приложение XVIII. I. Геологическая катра окрестностей горы Толчва. II. Геологическая карта окрестности карьеров в с. Донго.

Легенда: Верхний сармат — нижний пannon: *a.* пенъковориолитовый туф (массивный, развитый в пачках и слоистый), *b.* озерно-аллювиальный туф (углистый), *c.* озерно-аллювиальный туф, *d.* кристаллический роилитовый туф, *e.* пенъковый риолит, *f.* перлитовый риолит, *g.* литофизовый и сферолитовый риолит, *h.* сферолитовый риолит, *i.* риолит флюидалной структуры. Нижний плейстоцен: *j.* террасовый гравий, *k.* окремненный туф, *l₁*. граница важного выхода, *l₂*. выявленная граница образования, *m.* неразведенная территория (нештрихованные пятна). *1a.* Разлом с поднятием магмы (в качестве возобновленного, сжатого разлома), *1b.* то же (возобновленный в качестве разлома растяжения), *2.* литоклаза с точкой измерения, *3.* разлом или взброс, связанные с нагромождением, со сводом, с мульдой, *4.* разлом или взброс, связанные с растяжением, *5.* разлом или взброс, связанные с жатием, *6.* взброс, обнаруженный в обнажении с предположенным продолжением, *7.* разлом неизвестного характера, *8.* падение слоев, *9.* направление побочного скольжения, *10.* связь возобновления, *11.* упомянутое обнажение, *12.* бурение, *13.* шурф, *14.* I, II, итп. = карьеры в окр. сс. Донго и Кашаш, *15.* район карты масштаба 5000.

JELENTÉS AZ 1957. ÉVI VILMÁNYI KUTATÁSRÓL

(XIX., XX. sz. melléklettel)

Írta: MOLDVAY LORÁND

A Hernád-völgy és a Gergelyhegy közé eső területen, Vilmány, Vizsoly, Hejce és Korlát környékén a negyedidőszaki képződmények földtani viszonyainak megismerését és ezzel kapcsolatosan térképezési módszerek kialakítását célzó kutatást végeztem.

A munka a magyarországi negyedidőszaki képződmények kutatásának általános programjába illeszkedik. Módszertani vonatkozásban tájékoztatni kíván, hogy a hegységperemi területek térképezését milyen módszerek segítségével lehet legcélszerűbben elvégezni.

A cél érdekében viszonylag kis területre szorítókozó részletes kutatást végeztünk. Ennek szükségét a kifejlődési és települési viszonyokra vonatkozó ismereteink hézagossága indokolta. Az eddigi kutatások során ugyanis többnyire ritkán telepített fúrások készültek, a feltárt képződmények közötti kapcsolatot a nagy távolságok és az ezzel járó azonosítási bizonytalanság miatt — egyszerű esetektől eltekintve — a kifejlődés, a rétegtani helyzet tekintetében gyakran nem lehetett megnyugtató módon tisztázni. Sok volt és ma is sok a bizonytalanság a negyedidőszaki hegyvidéki képződmények eredetét illetően. A kortérkép szerkesztését tekintve hasonló és egybefonódó kérdésről van szó. Egyes feltárások szintézéséről sok adatunk van, de a rétegek, vagy összletek nyomozására alapított kortérkép szerkesztésével nem foglalkoztunk. Kutatásunkat ezért a megfelelő részletességű feltárások készítésére alapoztuk.

A kis területen folytatott részletes kutatás nem elégít ki minden követelményt, miután nagyobb áttekintést nem tesz lehetővé. Ezt a munkát a kutatási módszerek egyikének fogjuk fel, amit földtani feladatok kidolgozásánál fel lehet használni. Az Alföldön több, mint húsz évvel ezelőtt SCHERF E. készített részletes fúrási szelvényt. Felismerése nyomán típusszelvények készítését javasolta olyan területeken, ahol ezt a földtani értelmezés kulcskérdései indokolják (6). Javaslatának megvalósítására azonban nem kerülhetett sor. A szűk kutatási kereten

kívül tagadhatatlanul akadályozta ezt az az aggály is, hogy a részletes kutatás problémárészletezést jelent. Az ilyen aggály azonban nem számol a követelményekkel.

A Zempléni-hegység peremén először MIHÁLTZ (3) készített részletes szelvényt Mád és Mezőzombor között. A fúrások sűrítése segítségével sikerült hegységperemi süllyedést kimutatnia pleisztocén üledékekben.

A vilmányi terület legidősebb képződménye a szarmata riolittufa, amely kibúvásokban helyenként csaknem a Hernád alluviumáig terjed. Hasonlóan elterjedt a pannóniai agyag is. Ezek a képződmények a negyedidőszaki takaróhoz képest uralkodó tömegűek, a hegység fő építőelemeinek tekinthetők. Vastagságuk nem ismeretes, de a morfológia alapján legalább 50, vagy 100 méterekkel jellemezhető. A negyedidőszaki rétegsor vékony hártvaként jelenik meg rajtuk, kistömegű, de sokrétűen felépült együttesként

A rétegsor anyaga és az idősebb képződmények között szoros származási összefüggés van. Keletkezésében, mai állapotának kialakításában a külső hatások, az uralkodó klímaviszonyok mellett jelentősége volt a fekü anyagi minőségének és a kéregmozgásoknak. Vizsgálatánál éppen ezért igyekeztünk azt a szemléletet kidomborítani, hogy a legfiatalabb rétegösszlet is az általános földtani fejlődési folyamat részese, keletkezésében összefonódik az idősebb képződményekkel.

Földrajzi, morfológiai adatok

Az É—D-i irányban elnyúló terület a Szerencs-patak forrásvidékét öleli fel. K felől a Gergelyhegy lejtője, Ny felé a Hernád alluviuma határolja. Felszíne élénken tagolt, általánosságban K—Ny-i lejtésű. A térszín legnagyobb magassága mintegy 300 m, ami Ny felé fokozatosan 150 m-re süllyed.

A terület D-i részét a Hejcénél eredő Szerencs-patak völgye osztja ketté, É—D-i irányban. A völgy kezdetben DNy-i irányú, néhány km után azonban megtörik és erősebben D felé kanyarodik. Szerkezeti vonal mentén keletkezett, a Szerencsi-szigethegységet a Zempléni-hegységtől elválasztó törésen. Két különálló dombcsoportra osztja a felszínt; az egyik a hegységhez simul nyúlványként, a másik a Hernád alluviumát kíséri.

A patak eredésétől É-ra a hegység és a Hernád közé eső terület egységes, domború lejtőkkel fedett peremvidék

A patak völgye a terület fő alakelemeit határolja el. A Ny-i oldalon a Hernád-alluviumot követő „Meződülő”-vonulat húzódik, amely gátként és vízválasztóként emelkedik ki. Északon a Becsali-völgy határolja. A vonulat a Szerencsi-szigethegység legészakibb nyúlványának tekinthető, gerincevonalának tszf. magassága kb. 200 m. Déli irányban — közbe-

eső depressziókkal — növekvő magasságú. Vizsoly közelében tekintélyes riolittufakibúvások tarkítják. Ny-i oldala nagyjából egyenletes lejtésű. Különlegessége az, hogy Vilmány közelében, a község K-i szélén tereplépcső csatlakozik hozzá, ami kiterjedése és egyenletes térszíne folytán folyóteraszhoz hasonló. Ezen a lépcsőn helyezkedik el a község nagyobbik része.

Fúrásaink szerint töréssel keretezett lépcsőről van szó, amit a hegylejtőről lehordott málladék és lösz épít fel. Ny felé az újholocén alluviumnak ütközik. A lépcsőt kor és felépítés szempontjából azonosítjuk a mezőzombori párkánysíkkal (3, 6).

A völgytől K-re egy másik alacsoportot, a Gergelyhegy legyezőalakban szétterülő domború lejtőit találjuk. Tszf. magasságuk 200—300 m (Püspöktábla, Kenderföld-dűlő, Tanorok). Negyedidőszaki takarórétegük alatt már kis mélységben megtalálható a riolittufa vagy a pannóniai agyag, sőt ezek kibúvása sem ritka. Takarórétegük különböző eredetű. A tetőkön (Tanorok-domb) idősebb pleisztocén agyag és törmeleklepel vagy vályoglepel maradványa helyezkedik el, jóval a jelenkori völgybevágódások felett. A völgyek oldalát, ahol nincs kibúvás, fiatalabb, felülről áthalmazott mállástermék fedi.

A terület morfológiai viszonyai, a töréses lépcső, folyóterasz és egyes domború lejtők a hegység fiatal korban végbement *emelkedésére* engednek következtetni, illetőleg ennek már ismert tényét megerősítik.

Földtani adatok

Harmadidőszaki képződmények

Szarmata riolittufa. Legjobban a Meződűlő-domb oldalába telepített vizsolyi kőfejtő tárja fel, ahol mintegy 200 m hosszú falban látható. Színe szürkésfehér, szemcsézete vegyes, osztályozatlan. Az üvegtufák csoportjához tartozik. Anyaga CsÁNK E.-NÉ vizsgálata szerint túlnyomólag hólyagos üvegből, horzsakőből, szanidin- és oligoklász-kristályokból áll. Kissé bontott, gyengén összeálló, könnyen málló kőzet.

Vizsolytól ÉK-re, a Szerencs-patak völgyében, a Kerektövis-patak árkában és legkeletebbre a Gergelyhegy oldalában sok helyen kibúvik (Hejce, Tanorok-domb). A Kerektövis-árokban a riolittufaösszlethez tartozó opálos tömötségű hidrokvarcit is található.

Ez a képződményösszlet a vulkáni hegység aljzata, amelyet andezit tör át (Gergelyhegy).

A riolittufa-takarót törések járják át. A legjellemzőbb a Szerencs-patak vonalán húzódó É—D-i irányú törés, amely délen a Szerencsi-szigethegységet határolja.

K-en ez határolja a Meződűlő-vonulatot, amely a jelek szerint fiatalkorú mozgások kapcsán kiemelt rög. Két oldalán eróziótól megmentett

lősztakaró foglal helyet, tetejét pedig lősznél idősebb vályogtakaró maradványai fedik. Oldalát, ahol a legnagyobb a lejtés, a riolittufaig kezdte az erózió

A vilmányi töréses lépcső a vonulat Ny-i részén képződött, a központi rész kiemelkedése folytán. Itt a pleisztocén rétegek fekvője a tufára települt pannóniai agyag, amely az alacsonyabb térszín következtében nem búvik ki. A pannóniai agyag és a riolittufa feltehetően ÉK—DNy-i irányú haránttörés mentén érintkezik.

Megemlítjük, hogy Hernádnémetitől K-re hasonló felépítésű területen MIHÁLTZ (3) szintén fiatal mozgások során kiemelt tufakúpról tesz említést. A vilmányihoz hasonló vetődést ismertet MIHÁLTZ Mezőzombor és Mád között, a mezőzombori párkánysík belső szegélyén.

Területünk többi részén a szerkezeti feldarabolódás kisebb-nagyobb valószínűséggel megállapítható. A törések jelzőiként elsősorban a völgybevágódásokat kell említenünk.

Szerkezeti vonalon fekszik a nagyjából ÉK—DNy-i irányú Kerek-tövis-árok. Ez a Németszer nevű riolittufadombot DK-ről határolja. Az árok túlsó oldalán (4. sz. akna) már pannóniai agyagnyomokat találunk, ami a domb kiemelt rög jellegét jelzi.

A Kenderföld-dűlő és Tanorok-domb két oldalát szintén árok határolja, északon a Becsali-völgybe vezető árok, délen a Szerencs-patak ÉK felé megtört árka. A Szerencs-patak ÉK-i szakaszának töréses jellegét igazoló adatunk nincs. Hivatkozhatunk azonban a BEM által feltételezett gergelyhegy—örhegyi megegyező irányú törésvonalra, amely a fonyi Bors-patak vonalán halad. A Becsali-völgybe vezető árok töréses jellegét a Tanorok-domb É-i oldalának térszínileg kiemelkedőbb helyzete magyarázhatja, ami a Meződűlő-dombhoz hasonló kiemelkedésre enged következtetni.

A Szerencs-patak É—D-i törésének meghosszabbításában jelentkezik a Becsali-völgy É—D-i irányú mellékvölgye (Mocsárrét-völgy).

Két fő törési irány rajzolódik ki. Az egyik közel É—D-i (pl. a Hernámenti törés és a Szerencs-patak alsó szakaszának iránya), a másik ÉK—DNy-i (Kerek-tövis-árok, Szerencs-patak felső szakasza). Ebbe a rendszerbe csak a K—Ny-i irányú Becsali-völgy nem illeszkedik.

A szerkezeti viszonyok és a mozgások idejének részletezése, értelmezése a kevés adat miatt nem lehetséges, annyi azonban megállapítható, hogy a szarmata riolittufa olyan együttesként jelenik meg, amely különböző mértékben megemelt vagy besüllyedt részekre, részben pedig ennek következtében különböző módon letarolt és fedett rögökre tagolódik. A mélyebbre süllyedt rögökön a pannóniai agyagot is megtaláljuk, másutt csak negyedidőszaki fedőrétegek jelennek meg.

Pannóniai agyagos rétegek. Kőzetfáciesük alapján a pannóniai emeletbe soroljuk azokat a kékekszürke vagy sárgás agyagos üledékeket, amelyek a riolittufa mellett idősebb képződményként területünk nagy

részén megjelennek. Ezek, a riolittufára valószínűleg közvetlenül települő üledékek, közzettanilag a ROZLOZNIK (5) és MIHÁLTZ (3) által leírt Harangod-pusztá—Hernádnémeti környékén előforduló pannóniai üledékekhez hasonlóak. LIFFA (2) Korlát határából említi a temető felé vezető vízmosásból hasonló, elég kövületdús rétegeket „*Planorbis* és egyéb kövülettartalommal”.

Ez a képződmény természetes feltárásban csak a Szerencs-patak árkában található a Hejce felőli szakaszon. Fúrásokkal és aknákkal a Kenderföld-dűlő, Németszer-domb és Becsali-völgy környékén is feltártuk. Elterjedési határait különféle megfontolások alapján vonhatjuk meg. Egyes helyeken feltételezett, többnyire völgybevágódás vonalához kapcsolt vetődés vonalát, másutt lepusztulási határt tüntethetünk fel, ami a denudációs térszínen kialakult.

A rétegsor tavi eredetű. Túlnyomórészt különböző finomságú agyag- és iszaprétegekből áll. Homok csak alárendelten található és az is csak finomszemű. Könnyen felismerhető és a negyedidőszaki fedő üledékeitől könnyen elkülöníthető képződmény. Színe üde kékesszürke, barnássárga vagy ritkábban okkersárga. Nem ritkán fehéresszürke mészsizapos rétegeket vagy mészkonkréciókat is tartalmaz. A mészsizap néha az összlet határfelületén jelenik meg úgy, hogy a fekvő képződményekhez már nem sorolható.

Ősmeradványokat sem a fúrások, sem a feltárások anyagában nem találtunk. A 32. sz. fúrás megvizsgált anyaga pollent nem tartalmazott.

Az összlet vastagsága ismeretlen. Eredeti kifejlődési vastagsága több 10 m lehet. Hernádnémetinél 30 m volt a legnagyobb feltárt vastagság.

Szerkezetére vonatkozó adataink nagyon hézagosak. A Németszerdomb közelében (1. sz. akna) 340° -os irányú 5° -os dőlést lehetett mérni. Az I. sz. szelvény síkján a Kenderföld-dűlő és a vilmányi lépcső között gyenge Ny-i dőlés mutatkozik. A Meződűlő-vonulat D-i és É-i szakaszát valószínűleg az ÉK—DNy-i irányú rendszerbe illeszkedő törésvonal választja ketté. Délen a riolittufa ezen a vonalon kiemeltebb helyzetbe került, pannóniai takarója lepusztult. A Tanorok-dombnál az agyag és a tufa határára hasonló irányú vetődést tételezünk fel.

A pannóniai agyagos rétegsor szerkezete, mint a tufaösszleté is, különféle, részleteiben azonban ismeretlen mozgásokhoz kapcsolódik. Kétségtelenül csak annyit tudunk megállapítani, hogy pleisztocénvégi mozgások is hozzájárultak a szerkezet kialakításához.

Ennél idősebb mozgásokra vezethető vissza a pannóniai összlet fel-darabolódása, ami a pleisztocén lerakódások kezdetéig vegyes felépítésű, pannóniai üledékekkel és tufával fedett térszínt eredményezett.

A fiatalokori vetődések a régiek kiújulásaként jelentkeznek.

Negyedidőszaki képződmények

Általános jellemzés

Ebbe a csoportba soroljuk a riolittufát és a pannóniai agyagos rétegsort fedő képződményeket.

Két típusuk van. Az egyik az eróziós mederkitöltés, mint a Szerencs-patak alluviuma, a másik a lepel. Területi megoszlásban a lepel uralkodik, amely a nagykiterjedésű hátaakat borítja be. Ezt szelik át a mederfeltöltések vékony szalagjai.

A két típust különböző képződési viszonyok jellemzik. A leplet kétféle anyag alkotja: az alaphegység áthalmazott mállásterméke és lösz (vagy ebből keletkezett vályog). A mederfeltöltésben a távolabbi vízgyűjtő-területről származó andezitkavics és hordalék is szerepet játszik a mederágy lejtőiről lemosott anyag mellett.

A negyedidőszaki lepel vastagsága a terület keleti részén 3—4 m, Ny-i részén a vilmányi lépcső területén több mint 10 m és elérheti a 20 m-t is. A mederfeltöltések vastagságát nem ismerjük, de az erős eróziós tevékenység jelei alapján helyenként, a Szerencs-patak alsóbb szakaszán, 10 m-re is becsülhetjük.

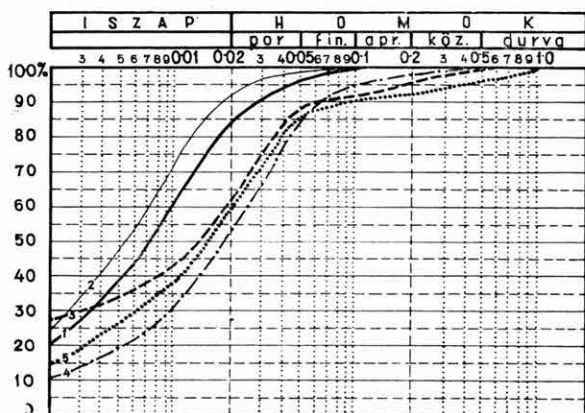
Idősebb pleisztocén áthalmazott iszap, agyag és törmeléklepel („C” összet)

A képződménysor kormeghatározása csak viszonylagos, a legfiatalabb („A”) löszlepel korához viszonyított. Korát a földtani időbeosztásban nem tudjuk pontosan meghatározni, de feltehető, hogy a Würm-nél idősebb.

Felszínen a Tanorok-dombon és a Kenderföld-dűlőn találjuk. Ny-i irányban vályog és lösztakaró alatt folytatódik, észak felé erózió következtében megszakad. Déli irányban a Püspöktábla környékén is megtalálható, néhol lösz alatt, néhol fedetlenül (9., 11., 14. sz. fúrás). Vastagsága 2 és 4 m között mozog, ahol lösszel fedett, általában vastagabb. Tanorok irányában durva andezit lejtőtörmelékhez kapcsolódik, amelynek vastagsága nem ismeretes, de 5 m-nél valószínűleg nagyobb. A rétegsort a mellékelt szelvényen (XX. melléklet) mutatjuk be. (A XIX. mellékleten I. sz. szelvény.)

Feltételezen a „C” összelethez soroljuk a Püspöktábla vályogréteg alatt fekvő átmosott tufáját is. A Becsali-völgy mellékágában található vízfolyás-medret kitöltő homok valamivel fiatalabb. Ásványtanilag vegyes összetételű: sok kvarc és muszkovit mellett kevés oligoklász, andezin, továbbá gránát, kevés apatit, epidot, klorit, korund, biotit és tremolit-szemcsét tartalmaz.

Az összlet kőzettani felépítése változatos. Előfordul benne agyagos murva, osztályozatlan aprószemű homok, finomhomok, iszap és agyagos iszap. A pannóniai üledékek áthalmazása talajfolyásos lefordása révén keletkezett, feltehetően a pleisztocén valamelyik glaciális időszakában. Anyagában jellemző kísérőként eruptívum törmelék is találunk, amely



1. ábra. Szemcseösszetételi görbe. Jelmagyarázat: 1. agyagos iszap (pannóniai) (30. sz. f. 3,2–4,8 m), 2. ua. (30. sz. f. 2,8–3,2 m), 3. ua. (27. sz. f. 0,0–0,6 m), 4. áthalmazott pannóniai iszap (25a. sz. f. 5,8–6,8 m), 5. nyirok (25b. sz. f. 4,8–5,6 m)

Fig. 1. Courbes granulométriques. Légende: 1. vase argileuse (Pannonien) (forage No 30, 3,2 à 4,8 m), 2. la même (forage No 30, 2,8 à 3,2 m), 3. la même (forage No 27, 0,0 à 0,6 m), 4. vase pannonienne remaniée (forage No 25a, 5,8 à 6,8 m), 5. limon (forage 25b, 4,8 à 5,6 m)

Рис. 1. Кривая гранулометрического состава. Легенда: 1. глинистый ил (паннон) (скважина № 30., 3,2—4,8 м), 2. то же (скважина № 30., 2,8—3,2 м), 3. то же (скважина № 27., 0,0—0,6 м), 4. перетолженный паннонский ил (скважина № 25а., 5,8—6,8 м), 5. саман (скважина № 25б, 4,8—5,6 м)

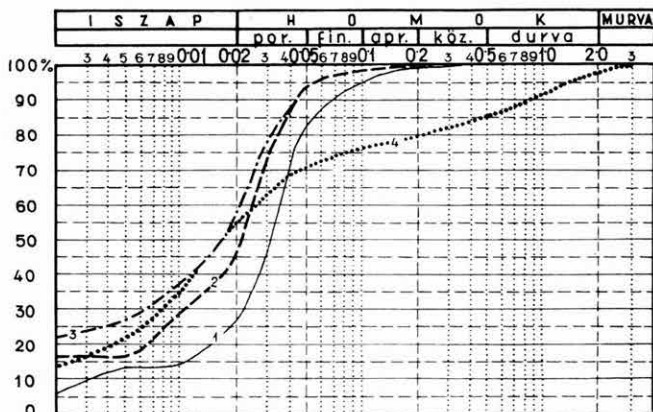
a magasabb térszínen kibúvó andezitből, andezittufából és riolittufából származik.

A rétegsor erősebben átalakult változata „nyirok” jellegű. Jellemző erre, hogy egynemű, sötétebb színű, mállottabb, szívósabb és agyagosabb, néhol vasborsós. Ez a megkülönböztetés azonban csak az átalakulás foka szempontjából indokolt, genetikailag azonban nem, mert ez a képződmény is kétségtelenül a pannóniai agyagos üledékek mállásterméke, amit sok helyen eruptívum-törmelék szennyez (1., 2. ábra).

Vályogszerű képződményt — amin a löszből keletkező vályoghoz hasonló képződményt értünk — a „C” összleten belül csak a 19. sz. fúrásban találunk. Löszös eredete azonban bizonytalan.

Az egyes képződmények nevezéktani kérdéseit és kőzettani csoportosításuk kérdését nem vizsgáltuk, csupán a származásukat igyekeztünk

felderíteni. Így arra a következtetésre jutottunk, hogy a Tanorok-domb és Kenderföld-dűlő környékén feltárt legidősebb negyedidőszaki rétegsort túlnyomólag áthalmazott, bizonyos szakaszon talajképző erők hatására erősebben elváltozott pannóniai üledékek építik fel, amelyekhez eruptív eredetű anyag, esetleg löszvályog is keveredett (1., 2. ábra).



2. ábra. Szemcseösszetételi görbe. Jelmagyarázat: 1. lösz (41. sz. f. 1,6–2,4 m), 2. vályog (41. sz. f. 2,4–2,8 m), 3. vályog, erősen agyagos, nyirokszerű (41. sz. f. 2,8–3,6 m), 4. nyirok, törmelékes (11. sz. f. 0,0–0,8 m)

Fig. 2. Courbes granulométriques. Légende: 1. loess (forage No 41, 1,6 à 2,4 m), 2. limon (forage No 41, 2,4 à 2,8 m), 3. adobe, très argileux, semblable au limon (forage No 41, 2,8 à 3,6 m), 4. limon, détritique (forage No 11, 0,0 à 0,8 m)

Рис. 2. Кривая гранулометрического состава. Легенда: 1. лесс (скважина № 41., 1,6–2,4 м), 2. суглинок (скважина № 41., 2,4–2,8 м), 3. суглинок, сильно глинистый, саманообразный (скважина № 41., 2,8–3,6 м), 4. саман, обломочный (скважина № 11., 0,0–0,8 м)

A 25. és 26. sz. fúrás között vetődést mutattunk ki. Ezen a területen már oly mélységbe kerül a fekvő pannóniai agyag, hogy 10 m-es fúrásokkal nem érhető el. A 25/a, b, c. sz. fúrásban a nyirok flexuráson lehajlik. Ezekre a fúrásokon túl már ez az összlet is eltűnik és helyében egy törmelékre és humuszos „fekete nyirok”-ra települt vályogösszlet jelenik meg, amely löszréteget is zár magába. Ezt a rétegsort „B” összlet elnevezés alatt foglaljuk össze.

*Középső helyzetű pleisztocén vályog, lösz
és átmosott törmelék- illetve agyaglepel („B” összlet)*

A rétegsort és fekvőjét mintegy 15 m vastagságban tártuk fel. Fedője a pleisztocén „A” löszlepel. Fekvéje részben a „C” összlet, részben pedig a „C” összlet lehordása útján keletkezett erősen humuszos „fekete nyirok” és egyéb törmelék.

A fekvő „fekete nyirok” jellegzetes üledék, amely mélyedések, vízlevezető teknők oldalában vagy peremi lapályokon szokott kifejlődni. A mezőzombori párkánysík alatt mindenütt megtalálható. Kétszeresen átmosott, szívós, agyagos, humuszos üledék ez, amely riolittufa- vagy egyéb eruptívum-szennyeződést tartalmaz; főtömege szinte meghatározhatatlan eredetű anyag, amely lehet mállott pannóniai agyagos üledék, vagy pleisztocén vályog is. *Jelen esetben valószínűbb, hogy a „C” takaró lehordott, elhumuszosodott termékéről van szó.* Ennek az üledéknek a közettani megfelelőjét a Becsali-völgy holocén üledékei között is megtaláljuk.

A fekete nyirokra települő „B” összlet mintegy 5 m vastag *vályog* és *vályogszerű* képződményből áll. Mindkettő erősebben agyagos változata is megtalálható (39. sz. fúrás).* Az összleten belül *lössréteg is megjelenik.*

A közbetelepült lössréteg Ny felé kivastagszik. Szemcseösszetétele a normális eolikus löszé. A fúrásmintákban egynemű, rétegzetlen, üde anyagként jelenik meg, ami arra utal, hogy egykori, idősebb lösztakaró helyben álló maradványával van dolgunk. Ha átmosott lenne, akkor is *idősebb lösztakaró* képződését tükrözné. A vályogrétegek lösz-eredetű csoportja alapján is *valamilyen idősebb löszre kell következtelnünk, amely valamikor a „C” takarót is fedte.*

(Részletesebb szintezéshez nincs elég adatunk. Megjegyezhető azonban, hogy a lössréteg alatti vályog már maga is *egy még idősebb löszképződés* tanujele lehet. Ez a képződmény a helyenként észlelt eruptívum-szennyeződés alapján *lehordott* üledéknek minősül. — A lössréteg feletti vályog a lössréteg helyben álló, elvályogosodott felső szintjét képviselheti.)

Az összlet K felé látszólag egyesül egy erősebben agyagos vályogréteggel. Ez az összekapcsolódás denudációs kiékelődési szakaszra esik, ahol a keveredés és a mállás *asszimilációs jelenséget* okozott.

A „B” összletet végeredményben a következőképpen jellemezhetjük: túlnyomólag löszeredetű vályogból áll, ezek egy része biztosan lehordott. A képződmények egy része (pl. a közbezárt lösz) lehet helyben álló is. A lehordás útján keletkezett rétegek a „C” takarót fedő egykori üledékekből származnak. A lehordott és helyben álló anyag együttvéve a „C” takaróra települt, *nagyrészt lepusztult* fedőt képviseli.

A „B” összlet vályogját sok helyen, mint a vilmányi lépcsőnél is, fiatal lösz takarja, de sok helyen a felszínre is kibúvik, Vizsolynál a Meződülő-domb tetején és a Püspöktáblán.

Említésre méltó, hogy a mezőzombori párkánysík alatt MIHÁLTZ szintén megtalálta az idősebb lösz nyomait. A fekvő itt is fekete nyirok, mely még a pleisztocénben mintegy 5 m-t süllyedt.

* Vályog alatt földtani értelemben *átalakult lösz* értünk, amely lehet erősebben agyagos, nyirokhoz hasonló is. Vályogszerű képződmény azonban — mint a löszhöz hasonló képződmények — *vízben lerakódott, nem-hullóporos eredetű közettiszttól is keletkezhet.* A vályogszerűnek jelzett képződmény esetünkben nagyobb csillámtartalma és rétegződése folytán az átmosott pannóniai üledékekkel mutat rokonságot, de lehet mállott löszanyagból átmosott, az előbbivel rokon tulajdonságot felvevő üledék is. Eredetét csak a kolloid-diszperz ásványok vizsgálatával lehetne eldönteni (4).

Fiatal pleisztocén löszlepel („A” összlet)

Ez a löszlepel a legfiatalabb a pleisztocén képződmények sorában. A Hernád-alluviumtól K felé mintegy 200 m tszf. magasságig követhető, részben lefedi a „B” és „C” összlet képződményeit. Néhol, ahol a „B” összlet lepusztult, közvetlenül a „C” összletre települ. Folytatása a hegy-ség irányában lepusztult, K felé fokozatosan elvékonyodik. Feltáráshban Vizsoly, Vilmány és Göncruszka környékén észlelhető, a községek K-i szélén. Vastagsága Göncruszkanál a legnagyobb, eléri a 4—5 m-t.

Jellegzetessége az, hogy alsó szintje fokozatosan elagyagosodik, vályog-jellegűvé válik. Ez a jelenség Harangod-puszta—Hernádnémeti környékén is tapasztalható (3).

Átmosás jeleit ez a lösz makroszkóposan nem mutatja. Típusos, falban megálló kőzet. Göncruszkanál tüzetesebb vizsgálattal homokosabb rétegecskék közbetelepülése is megfigyelhető, ez azonban a jellegzetes löszöknél nem ritka jelenség.

Vilmánynál, a falu É-i végében a Hernádhoz vezető útbevágásban, valamint a Becsali-völgy környékén a lösz tetején elszórtan legömbölyödött kvarc- és eruptívum-kavicsok figyelhetők meg. Keletkezésük a magasabb térszínen (pl. a Becsali-völgy mellékágánál) szétterített pleisztocén patak-feltöltés jelenkori lehordásával magyarázható. *Nem lehetetlen azonban, hogy pannóniat folyóvízi kavics lehordott maradványáról van szó.* Ilyen kavicsot ROZLOZNIK és MIHÁLTZ talált Harangod-puszta környékén, a pannóniai összlet legfelső szintjében.

Holocén képződmények

Ide tartoznak a Hernád-alluviumot és a vízfolyásokat feltöltő képződmények, továbbá a lejtőhordalék. A vízfolyások feltöltéseiben az eruptívum-kavicsból az átmosott nyirokig változatos összetételű anyagok találhatóak. A lejtőhordalékot az erősebben denudált partoldalokban és lepusztított térszíneken kellett elkülönítenünk. Ez a képződmény áthalmozott, a dombok tetejéről lepusztult vályogból, löszből, nyirokból áll, többnyire keveredik a pleisztocénnál idősebb kőzetek törmelékével (riolituffával, kvarcittal), tehát félig kibúvó idős kőzetfoltokat is jelöl.

Rétegekibúvási és térképezési viszonyok

Területünk sajátossága, hogy az egyes pleisztocén szintek („A”, „B”, „C”) képződményei viszonylag nagy területen bujnak ki, a lepusztulási viszonyok sajátos alakulása folytán. Durva becslés szerint a pleisztocén térszín 20%-án a „C” lepel, 30%-án a „B” lepel, 50%-án az „A” lepel van a felszínen. Az „A” lepel nagy területen közvetlenül a „C” leplet fedi. A „B” lepel fedési viszonyai nem tisztáztak eléggé: ahol fúrással

harántoltuk, vagy feltárásból ismerjük, fekvője riolittufa vagy átmosott riolittufa. Nem tudjuk, hogy az átmosott riolittufa azonos korú-e a Tanorok-domb—Kenderföld-dűlő-i „C” lepelrel.

A kibúvások nagy felszíni elterjedése folytán az egyszerű felszín-ábrázoló (fácies-) térkép is a rétegtani viszonyok szemléltető kifejezésére ad lehetőséget. Kevés szintről lévén szó, a fedett szintek ábrázolása is megoldható rajztechnikai akadály és áttekintési zavar nélkül. Ez területünk lényeges térképezési sajátossága (XIX. melléklet).

Kétségtelennek tartjuk, hogy a Zempléni-szigethegység peremvidékén számíthatunk idősebb vályogtakarók és különböző „szint”-beli képződmények nagy felszíni elterjedésű, tehát könnyen térképre vihető kibúvásaira. A meredek lejtők megjelenése a helyi süllyedésekkel és kiemelkedésekkel adódó variációs lehetőségekkel együtt különböző fokú, nagy területre kiterjedő denudációhoz, „szelektív” lepelfeltáráshoz vezetett.

Térképezési módszertani szempontból az alábbiakat jegyezzük meg:

A hegységperemek negyedidőszaki üledékeinek *kor szerinti térképezésekor* a süllyedő területek vagy általában a nem-folyóvízi mélyedések rétegsorának részletes feltárásból célszerű kiindulnunk. Itt már a munka kezdetén lehetővé válik a lepusztulatlanóság, vagy a lehordott anyagok összetétele alapján azoknak az elemeknek számbavétele, amelyeket ábrázolás céljából keresnünk kell. Ezeket a területeket nevezzük kulcsterületeknek.

Nem csekély jelentőséget tulajdonítunk a kérdés komplex vizsgálatának, ami adott esetben a hegységfelépítés és -tektonizmus vizsgálatát jelenti. Ebben a tekintetben olykor a negyedkor-vizsgálatoknál megszo- kott kereteket is meghaladó hegységföldtani vizsgálatokra van szükség.

Összefoglalás

Vilmány közelében a Hernád-alluvium és a Gergelyhegy között részletes fúrési szelvényt készítettünk. Három pleisztocén összetet különítettünk el: az „A” jelű legfiatalabb löszleplet, a „B” jelű vályogleplet és a „C” jelű legidősebb (pannóniai agyagból áthalmazott, néhol „nyirok”-ká alakult) üledékleplet.

Szelvényünk *kor- és fácies*-adatai alapján színtettük az egyébként csak fáciesük alapján megkülönböztethető környező lepelképződményeket, ami *kortérkép szerkesztését* tette lehetővé.

Területünk legidősebb képződménye a szarmata riolittufa és a pannóniai agyag. Ezt néhol a „C” lepel, néhol a „B” lepel, néhol az „A”, „B”, „C” lepel együttesen fedi. Az idősebb leplek nagy felületen történő kibúvása *területtypust* kijelölő sajátosság. Ezek a területeken a nem eróziós

mélyedések rétegsorának feltárása után a rétegtani viszonyokat egyszerűbb ábrázolással szemléltető térkép szerkesztésére nyílik lehetőség. A rétegtani tagolás alapvető kérdéseit ilyen esetekben csakis részletes kutatással lehet megoldani.

IRODALOM

1. LIFFA A.: Geológiai jegyzetek Telkibánya, Gönc és Hejce környékéről. — Földt. Int. Évi Jel. az 1920—23. évről. 1925.
2. LIFFA A.: Jelentés az 1947 évben Gönc és környékén végzett reambuláló geológiai felvételről. — Földt. Int. Évi Jel. az 1945—47. évről. **2.** 1948.
3. MIHÁLTZ I.: Az Észak-Alföld keleti részének földtani térképezése. — Földt. Int. Évi Jel. az 1951. évről. 1953.
4. OBRUCSEV, V. A.: A lösszel foglalkozó újabb munkák. (I. D. Szedleckij műveiről.) — Izv. Ak. Nauk. SzSzSzR. Szer. Geol. **4.** 1955.
5. ROZLOZSNIK P.: A Tokajhegység DNY-i részének s a vele D-felől határos sík terület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. az 1929—32. évről. 1937.
6. SCHERF E.: Alföldünk pleisztocén és holocén rétegeinek geológiai és morfológiai viszonyai és ezeknek összefüggése a talajalakulással, különösen a sziktalajképződéssel. — Földt. Int. Évi Jel. az 1925—28. évről. 1935.

COMPTE RENDU DES RECHERCHES AUX ENVIRONS DE VILMÁNY, EXÉCUTÉES EN 1957

Par L. MOLDVAY

Dans les environs de Vilmány, nous avons dressé un profil détaillé de forage, entre les alluvions du fleuve Hernád et le mont Gergely. Nous avons distingué trois complexes pléistocènes, notamment, la couverture de loess la plus jeune, marquée d'„A”, la couverture d'argile sèche, marquée de „B”, et la couverture sédimentaire, la plus ancienne, marquée de „C” (remaniée de l'argile pannonienne et transformée en „limon”, par endroit).

Nous avons subdivisé les formations de couverture des environs — qui, d'ailleurs, ne sont distinguables que d'après leur faciès — sur la base des données d'âge et *faciès* de notre profil, ce qui a permis de *dresser une carte chronologique*.

La formation la plus ancienne de notre territoire consiste en tuf rhyolitique sarmatien et argile pannonienne. Celle-là est recouvert tantôt de la couverture „C”, tantôt de la couverture „B”, ou ailleurs par les couvertures „A”, „B”, „C”, ensemble. L'affleurement des couvertures anciennes sur un vaste territoire est une *caractéristique régionale*, notamment du bord abrupte des montagnes sans avant-pays. Dans ces régions,

après avoir découvert les séries stratigraphiques des dépressions non-érosives on peut dresser des cartes géologiques qui représentent les conditions stratigraphiques par des moyens simples. Dans ces cas-là, on ne peut résoudre les problèmes fondamentaux de la subdivision stratigraphique que par des recherches détaillées.

Annexe XIX. Carte géologique des environs de Vilmány.

Légende: Holocène: 1. alluvions, 2. alluvions et éboulis étalés sur les alluvions, 3. éboulis. Pléistocène: 4. loess, 5. argile sèche, 6. argile pannonienne remaniée (en partie altérée en limon), 7. couverture de détritiques éruptifs. Pannonien: 8. argile, vase, sable. Sarmatien: 9. tuf rhyolitique. Pléistocène: A = couverture supérieure, B = couverture moyenne, C = couverture inférieure. 10. Forage, 11. forage au fond du puits, 12. puits, 13. coupe de loess, 14. fosse d'échantillonnage de sol, 15. profil, 16. faille jeune, 17. faille ancienne, 18. inclinaison, 19. étendue du complexe „B”, au-dessous de la couverture „A”, plus jeune.

Annexe XX. Profil entre Vilmány et Hejce (No. I).

Légende: Pannonien: 1. argile, vase argileuse, 2. vase, 3. sable très fin. Pléistocène: 4. argile pannonienne remaniée, 5. vase pannonienne remaniée, 6. sable pannonien remanié, 7. produits éruptifs argileux, sable grossier, 8. limon, 9. limon noir, 10. argile sèche (produit du loess), 11. argile sèche (produit de la vase pannonienne remaniée), 12. argile sèche, limoniforme (d'origine incertaine), 13. loess. Holocène: 14. vase alluvionnaire, 15. sable fin. — 16. Faille, 17. failles supposées. — A, B, C = horizons pléistocènes.

ОТЧЕТ ОБ ИССЛЕДОВАНИЯХ, ПРОВЕДЕННЫХ В 1947-ОМ ГОДУ В ОКР. С. ВИЛЬМАНЬ

Л. МОЛЬДВАИ

В окрестности с. Е гмань, между аллювием р. Хернад и горой Гергей был составлен нами геологический буровой разрез. Выделены три плейстоценовые свиты: самый молодой лессовый покров „А”, суглинистый покров „В” и древнейший осадочный покров „С” (переотложенный из паннонских глин и местами превратившийся в „саман”).

Окружающие покровные образования, которые, впрочем, различимы только на основании своей фации, были подвержены стратиграфическому расчленению на горизонты — на основании возрастных и фациальных данных нашего разреза —, что позволило нам *составить возрастную карту*.

Древнейшими образованиями данного района являются сарматский риолитовый туф и паннонская глина. Они покрыты либо покровом „С”, либо покровом „В”, либо покровами „А”, „В”, „С” совместно. Выход более древних покровов на обширной поверхности является особенностью, *указывающей на определенный областной тип*, что характерно для крутых бортов быстро поднимающихся горных сооружений, не имеющих предгорья. В этих областях, после вскрытия тектонических или, вообще, не-

эрозионных прогибов, возникает возможность составления такой карты, на которой стратиграфические условия отражаются путем более простого изображения. В таких случаях основные вопросы стратиграфического расчленения могут решаться исключительно только детальными исследованиями.

Приложение XIX. Геологическая карта окрестностей с. Вильмань.

Легенда: Голоцен: 1. Аллювий, 2. Аллювий и разостланная на аллювии осыпь, 3. Осыпь. Плейстоцен: 4. Лесс, 5. Суглинок, 6. Переотложенная паннонская глина (отчасти превратившаяся в саман), 7. Покров из обломков изверженных пород. Паннон: 8. Глина, ил, песок. Сармат: 9. Риолитовый туф. Плейстоцен: А = Верхний покров, В = Средний покров, С = Нижний покров; 10. Бурение, 11. Буровая скважина и шахта в одном месте, 12. Шахта, 13. Обнажение лесса, 14. Выемка для взятия пробы, 15. Номер разреза, 16. Молодой сброс, 17. Более древняя линия разлома, 18. Падение, 19. Граница распространения свиты „В” под более молодым покровом „А”.

Приложение XX. Разрез участка между сс. Вильмань и Гейце (№ 1).

Легенда: Паннон: 1. Глина, глинистый ил, 2. Ил, 3. Тонкий песок и песчаный алеврит. Плейстоцен: 4. Переотложенная паннонская глина, 5. Переотложенный паннонский ил, 6. Переотложенный паннонский песок, 7. обломки изверженных пород, грубый песок, 8. Саман, 9. Черный саман, 10. Суглинок (превращенный из лесса), 11. Суглинок (превращенный из паннонского ила), 12. Глинистый, самановидный суглинок, 13. Лесс; Голоцен: 14. Пойменный ил, 15. Тонкий песок; — 16. Сброс, 17. Предпоженный сброс. — ABC = Плейстоценовые горизонты.

TÁVLATI MÉLYKUTATÁS VÁRPALOTÁN

Írta: KÓKAY JÓZSEF

A várpalotai medence kőszénfekvőjének mélyebb miocén rétegsora a kutatás befejeztéig csak a medence Ny-i felében, a felszínen volt ismeretes, de feldolgozva ez sem volt. A pontosabb rétegtani helyzet tehát tisztázatlan, noha a felső zónájában levő SZABÓ-féle homokbánya faunáját már alaposan feldolgozták. Ezt a mélyebb kőszénfekvő összetétet egyesek „lajtamészke”-nek tartották és a kőszénfedő palás-diatomás agyagösszetet heteropikus fáciesének tekintették, míg mások a kőszéntelep fekvőjébe, a helvétii emeletbe sorolták (SZALAI T.). A szénfekvő megkutatását ezért 1952-től többször javasoltam, míg végre 1956—57-ben a kutatást végre is hajtották.

A fentiek tisztázásán kívül a tervezéskor felvetődött annak a lehetősége, hogy talán az eocén mélyebb részének kifejlődésére is kapunk adatokat. Erre reményt nyújtott az Urhidán és Balatonbozsókon (Alsótekerespusztai vízfúrás) mélyfúrásban elért középső-eocén. Ennek figyelembevételével történt a tervezés.

További célunk annak felderítése volt, hogy a nagy vízhiánnyal küzdő város részére lehet-e az alaphegységéből nagyobb mennyiségű vízre számítani. Ezért a szabványosnál jóval nagyobb fúróluk-átmérőt terveztünk.

Várpalota 133 sz. magfúrás

A miocénkori ősmaradványokat KÓKAY J., az eocénkoriakat Szórs E. határozta meg.

Holocén

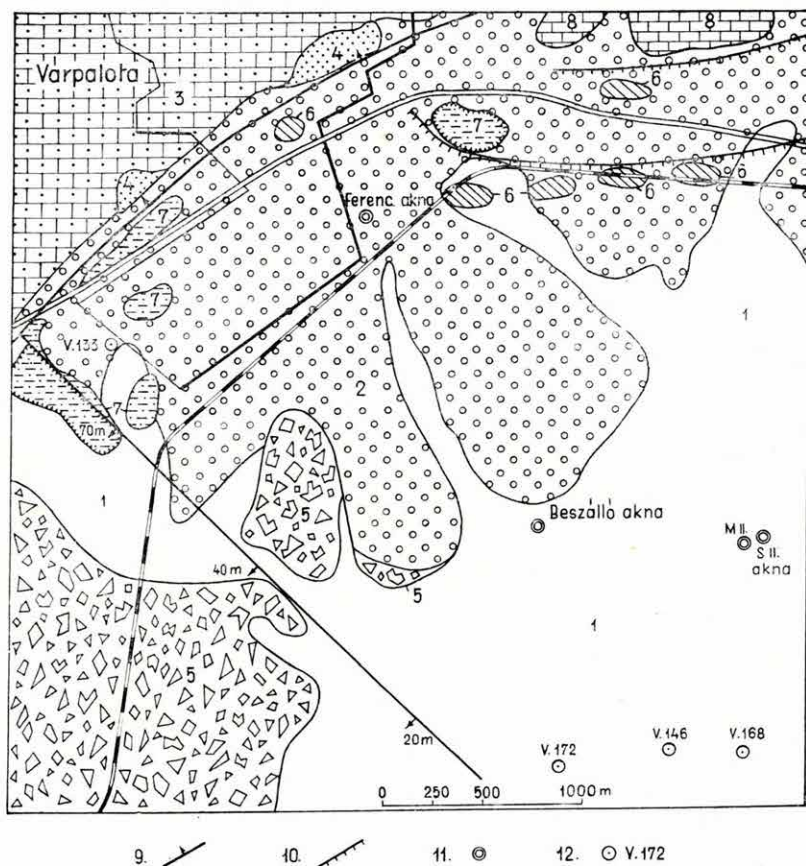
0,00 — 1,20 m Humusz.

Középső-miocén (Alsó-törtónai)

1,20 — 3,70 m Agyagos homok, sárga, meszes, aprókavicsos, laza, morzsalékos, sok *Ostreával*.

Középső-miocén (Helvétii)

3,70 — 4,60 m Agyagos kavics, világosszürke, meszes homokos, apró- és középszemű, molluszkás.



1. ábra. Várpalota és környékének földtani térképe a perspektivikus fúrásokkal. *Jelmagyarázat:* Holocén: 1. talaj. Pleisztocén: 2. kavics. Felső-pannóniai: 3. édesvízi mészkő, 4. agyag, homok. Szarmata: 5. kavics, 6. agyag és édesvízi mészkő. Középső-miocén: 7. agyag és homok. Felső-triász: 8. dolomit. — 9. Törésvonal, 10. rátolódási vonal, 11. akna, 12. fúrás

Fig. 1. Carte géologique esquissée des forages de recherche de Várpalota. *Légende:* Holocène: 1. sol. Pléistocène: 2. gravier. Pannonien supérieur: 3. travertin, 4. argile, sable. Sarmatien: 5. gravier, 6. argile et travertin. Miocène moyen: 7. argile et sable. Trias supérieur: 8. dolomie. — 9. Ligne de faille, 10. ligne de chevauchement, 11. puits, 12. forage

Рис. 1. Геологическая карта с планом разведочных бурений в окрестности г. Вárpалота. *Легенда:* Голоцен: 1. почвы. Плейстоцен: 2. гальки. Верхний паннон: 3. пресноводные известняки, 4. глины, пески. Сармат: 5. гальки, 6. глины и пресноводные известняки. Средний миоцен: 7. глины и пески. Верхний триас: 8. доломиты. — 9. Линия разлома, 10. линия надвигания, 11. шахта, 12. разведочная скважина

- 4,60 — 7,20 m Homok, sárgásszürke, erősen agyagos, osztályozatlan, felső részében aprókavicssal, molluszkás.
- 7,20 — 12,0 m Agyagos homok, szürke, finomszemű, osztályozatlan.
- 12,00 — 35,90 m Homok és homokkő váltakozása. Szürke, vegyes szemnagyságú homok és szürke meszes, helyenként kissé kavicsos, molluszkás-héjzúzálékos homokkő.
- 35,90 — 55,40 m Homokkő, szürke, közép- és finomszemű, biotitos, glaukonitos, erősen meszes, kemény, molluszkás.
- 55,40 — 57,50 m Konglomerátum, szürke, meszes, apró- és középszemű kvarc-kavicsos, molluszkás (*Balanus* és *Bryozoa* sp.-ek, *Chlamys multistriata* POLI, Lithothamnium-gumók).
- 57,50 — 82,00 m Homokkő, szürke, meszes, közép- és durvaszemű, kemény, kevés molluszkával, helyenként bryozoás és balanuszos. Dőlés kb. 10 — 12°.
- 82,00 — 89,80 m Homok, szürke, közép- és durvaszemű, kevés aprókavicssal, laza.
- 89,80 — 97,70 m Homokkő, szürke, meszes, közép- és durvaszemű, közepesen kötött. (Féregesövecskék, *Balanus* sp., *Bryozoák*.)
- 97,70 — 114,00 m Homok és homokkő váltakozása (szürke középszemű homok és szürke, közepesen kötött, középszemű homokkő).
- 114,00 — 143,20 m Homokkő, szürke, meszes, közép- és durvaszemű, közepesen kötött, kevés apró kavicssal, Lithothamnium-gumókkal.
- 143,20 — 152,90 m Homokkő, szürke, meszes, közép- és durvaszemű lazább és keményebb padokkal. [*Cardium künstleri* COSSM. et PEYR., *Venus* sp., *Panopea menardi* DESH., *Babilonia eburnoides* (MATH.), *Nucula nucleus* L., *Cardium* sp., *Tellina serrata* REN., *Macoma elliptica otnnangensis* (HOERN.), *Venus* cf. *multilamella* LAM., *Genotia ramosa* BAST.]
- 152,90 — 157,50 m Homok, zöldesszürke, csillámos, közép- és finomszemű, kissé biotitos, agyagos kötőanyagú. [*Macoma elliptica* (BROCC.), *Macoma elliptica otnnangensis* (HOERN.)]
- 157,50 — 161,00 m Homokos márga, zöldesszürke, finomszemcséjű, egyenetlen törésű, közepesen kemény (159,50 — 159,80 m között lazább), molluszkás. [*Nucula nucleus* L., *Leda emarginata undata* DEFR., *Arca diluvii* LAM., *Limopsis* sp., *Amussiopecten pasinii* MENEGH., *Pecten fuchsii* FONT., *Cardium* sp., *Loripes dentatus* DEFR., *Psammobia uniradiata* BRONGN., *Solenocurtus antiquatus vindobonensis* MEZN., *Cardita scalaris* SOW., *Pitaria islandicoidea elongata* SCHAF., *Venus multilamella* LAM., *Macoma elliptica otnnangensis* (HOERN.), *Aloidis gibba* OLIVI., *Natica millepunctata* LAM., *Turritella erronea* COSSM., *Nassa* (*Hinia*) *edlaueri* B. BISTR., *Clavatulula styriaca* AUNG. var., *Dentalium* sp.]
- 161,00 — 165,50 m Agyagmárga, zöldesszürke, kissé csillámos, helyenként kissé homokos, finomszemű, helyenként kissé palás elválású molluszkás. [*Leda fragilis pseudolaevis* SACCO, *L. subfragilis* HOERN., *Arca diluvii* LAM., *Megaxinus bellardianus* (MAYER), *Tellina* (?) nov. sp., *Macoma elliptica otnnangensis* (HOERN.), *Venus* cf. *multilamella* LAM., *Aloidis gibba curta* Loc., *Cuspidaria cuspidata* OLIVI, *Natica millepunctata* LAM., *Turbonilla pseudocostellata* GRAT., *Turritella eryna* D'ORB., *Apporhais* sp.]
- 165,50 — 166,00 m Homok, zöldesszürke, közép- és finomszemű, lazán kötött, molluszkás. [*Leda fragilis pseudolaevis* SACCO, *L. bonellii* BELL., *L. westendorpi* NYST. nov. subsp., *Arca diluvii* LAM., *Myrtea spinifera* MONT., *Angulus nitidus* (POLI), *Venus scalaris* BRONN., *Aloidis gibba curta* Loc., *Pyramidella plicosa* BRONN.,

Turritella eryna turriiformis VOORTH., *Ringicula auriculata buccinea* BROCC., *Antale vitreum* SCHRÖTH., *A. novemcostatum* (LAM.) var. *undecimcostatum* SACCO]

- 166,00—166,90 m Homokos agyagmárga, zöldesszürke, többnyire palás elválású, közép- és finomszemű. (*Nucula nucleus* L., *Macoma elliptica* BROCC., *Solenocurtus antiquatus vindobonensis* MEZN.)
- 166,90—174,60 m Homok, zöldesszürke, csillámos, kissé biotitos, többnyire agyagos kötésű, közép- és finomszemű, helyenként kissé cementált, molluszkás. [*Solenocurtus antiquatus vindobonensis* MEZN., *Venus multilamella* (LAM.), *Diloma (Oxysteles) amadei* (BRONGT.), *Protoma rotifera* LAM., *Tudicula rusticola* BAST.]
- 174,60—175,60 m Homokos márga, zöldesszürke, csillámos, közép- és finomszemű, egyenetlen törésű, kemény molluszkás. [*Arca diluvii* LAM., *Amussiopecten pasinii* MENEGH., *Lucina* sp., *Myrtea spinifera* MONT., *Solenocurtus antiquatus vindobonensis* MEZN., *Venus multilamella* LAM., *Aloidis gibba* OLIVI, *Diloma (Oxysteles) amadei* (BRONGN.), *Turritella eryna* D'ORB.]
- 175,60—180,00 m Homok, szürke, főleg az alsó részén biotitos, helyenként kissé agyagos, közép- és finomszemű, kissé tufitos, molluszkás [*Nucula laevigata* SOW., *N. nucleus* L., *Leda emarginata* LAM., *L. emarginata undata* DEFR., *L. fragilis pseudolaevis* SACCO, *Arca diluvii* LAM., *A. turoniensis* DUJ., *A. pectinata* BR. ssp.?, *Glycymeris* sp., *Amussium* aff. *denudatum* REUSS, *Chlamys macrotis* SOW., *Lima lábáni* MEZN., *Cardium künstleri* COSSM. et PEYR., *C. taurinum* MICH., *C. cf. papillosum* POLI, *Loripes dentatus* DEFR., *Myrtea spinifera* MONT., *Maetra subtruncata triangula* REN., *Lutraria trianga* BAST. juv., *Tellina donacina* L., *Angulus bipartitus* (BAST.), *A. nitidus* (POLI), *Macoma elliptica otnangensis* (HOERN.), *Psammobia* sp., *Solenocurtus antiquatus vindobonensis* MEZN., *Cardita scalaris* SOW., *Pitaria islandicooides elongata* SCHAFF., *Dosinia lupinus* L., *Venus multilamella* LAM., *V. subplicata* GMEL., *V. scalaris* BRONN., *Aloidis gibba* OLIVI, *Polynices helicina* (BR.), *Erato laevis* DON., *Bicatlillus deformis* (LAM.), *Pyramidella plicosa* BRONN., *Turbonilla falloti* COSSM. et PEYR., *Turritella aquitaniensis* TOURN., *T. terebralis gradata* MENKE., *T. subangulata* (BROCC.), *T. tricarinata communis* RISS., *T. eryna* D'ORB., *T. eryna burdigalensis* BAST., *T. eryna turriiformis* VOORTH., *Protoma proto* BAST., *P. rotifera* LAM., *Potamides* cf. *papaveraceus* BAST., *Apporhais* sp., *Nassa restitua* FONT., *N. simulans* BELL., *N. limata* (CHEMN.), *N. edlaueri* B. BISTR., *N. dujardini* (DESH.), *Dorsanum ternodosum* HILB., *D. baccatum* (BAST.), *D. nodosocostatum* HILB. nov. ssp., *Euthriofusus burdigalensis* DEFR., *Murex craticulatus* L. nov. ssp., *Ancilla glandiformis* LAM., *Clavatula styriaca* AUING. ssp.?, *C. concatenata* GRAT., *Asthenotoma tuberculata aemiliana* MONT., *Raphitoma testae* BELL., *Conus dujardini* PHIL., *Acteon semistriatus* f. *burdigalensis* D'ORB., *Ringicula auriculata buccinea* BROCC., *Dentalium michelotti* HÖRN., *Antale vitreum* SCHRÖTH.]
- 180,00—188,50 m Homok, szürke, csillámos, helyenként kissé agyagos, közép- és finomszemű, egyenetlen elválású, kevés molluszkával. [*Nucula nucleus* L., *Leda emarginata* LAM., *L. emarginata undata* DEFR., *L. fragilis pseudolaevis* SACCO, *Arca diluvii* LAM., *Chlamys varia* (L.), *Cardium künstleri* COSSM. et PEYROT, *C. taurinum* MICH., *C. benoisti* COSSM. ssp.?, *Loripes dentatus* (DEFR.), *Myrtea spinifera* (MONT.), *Maetra subtruncata triangula* REN., *Angulus bipartitus* (BAST.), *Macoma* aff. *leognanensis* COSSM. et PEYR., *Psammobia uniradiata* BR., *Solenocurtus*

antiquatus vindobonensis MEZN., *Cardita scalaris* SOW., *Pitaria islandicoides elongata* SCHAFF., *Venus multilamella* LAM., *V. subplicata* GMEL., *V. scalaris* BRONN., *Aloidis gibba* (OLIVI), *Solarium simplex* BRONN., *Turritella miotaurina* SACCO, *T. eryna burdigalensis* BAST., *T. eryna turriiformis* VOORTH., *T. eryna communiformis* VOORTH., *Protoma rotifera* LAM., *Potamides borsodensis* SCHRÉT., *Tudicla rusticula* BAST., *Nassa restituana* FONT., *N. edlaueri* B. BISTR., *Dorsanum ternodosum* (HILB.), *D. bacatum* (BAST.), *D. nodosocostatum* (HILB.) nov. ssp., *Babylonia derivata* (BELL.), *Euthriofusus burdigalensis* (DEFR.), *Clavatula styriaca* AUING. ssp.?, *Antale vitreum* SCHRÖTH., *Entalis badensis* PARTSCH.]

- 188,50–199,80 m Homokos márga, szürke, kissé biotitos, finomszemű, egyetlen törésű, lazán kötött, könnyen morzsolódó, molluszkás [*Nucula nucleus* L., *Leda fragilis* CHEMN., *L. fragilis pseudolaevis* SACCO, *L. fragilis deltoidea* RISSO, *L. subfragilis* HOERN., *L. emarginata* LAM., *Arca diluvii* LAM., *A. pectinata* BROCC. ssp.?, *Amussiopecten pasinii* MENEGH., *Loripes dentatus* (DEFR.), *Angulus planatus lamellosus* (D. C. et G.), *Macoma leognanensis* COSSM., *M. elliptica* BROCC., *Gastrana fragilis persinuosa* COSSM. et PEYR., *Solenocurtus antiquatus vindobonensis* MEZN., *Cardita scalaris* SOW., *Pitaria islandicoides elongata* SCHAFF., *Venus multilamella* LAM., *Aloidis gibba* (OLIVI), *Cuspidaria cuspidata* (OLIVI), *Neritina picta* FÉR., *Natica millepunctata* LAM., *N. epiglottina moldensis* SCHAFF., *Tinostoma (Solariorbis) planibasis* COSSM. et PEYR., *Turritella aquitaniensis* TOURN., *T. erronea* COSSM., *T. eryna turriiformis* VOORTH., *Nassa restituana* FONT., *N. edlaueri* B. BISTR., *N. dujardini* (DESH.), *N. schönni* H. et AU., *N. vindobonensis* MAY. nov. ssp., *Tritonalia mioincrassata* SACCO, *Clavatula styriaca* AUING. ssp.?, *Antale vitreum* SCHRÖTH.]
- 199,80–200,50 m Homokkő, szürke, meszes, finom- és középszemű, egyetlen törésű, erősen cementált, kemény molluszkás. [*Nucula nucleus* L., *Leda emarginata* LAM., *Pecten* sp., *Cardium künsleri* COSSM. et PEYR., *Diplodonta* cf. *rotundata* (MONT.), *Lucina fragilis* PHIL., *L. cf. aliena* ROVER., *Angulus bipartitus* (BAST.), *Macoma leognanensis* COSSM. et PEYR., *Solenocurtus antiquatus vindobonensis* MEZN., *Venus multilamella* LAM., *Clavagella bacilla* (BROCC.)]
- 200,50–204,80 m Homok, zöldesszürke, kissé csillámos, közép- és finomszemű, helyenként biotitos, kissé agyagos. [*Nucula laevigata* SOW., *N. nucleus* L., *Venus multilamella* LAM., *V. subplicata* GMEL., *Aloidis gibba* (OLIVI), *Nassa restituana* (FONT.) ssp. ?]
- 204,80–208,00 m Kavicsos agyag, barnásszürke, erősen homokos, csillámos, 0,5–3 cm nagyságú kvarc és fillit-kavicsokkal, egyetlen elválású, szenesedett növénymaradványokkal és kevés vastag-héjú molluszka-töredékekkel. (*Arca* sp., *Ostrea* sp., *Pitaria* sp., *Turritella miotaurina* SACCO, *Protoma rotifera* LAM., *Potamides borsodensis* SCHRÉT., *Terebralia* sp.)
- 208,00–208,30 m Agyagos homok, világos zöldesszürke, erősen csillámos, mészkonkréciókkal, közép- és finomszemű.
- 208,30–214,20 m Agyag, helyenként kissé finomhomokos, kissé márgás, helyenként mészkonkréciókkal, szenesedett növénymaradványokkal.
- 214,20–217,10 m Agyag, szürke, kőszenes agyag és vékony fás barnakőszén csíkokkal (barnakőszén törése fényes).
- 217,10–222,70 m Agyag, zöldesszürke, helyenként kissé tarka, mészkonkréciós, helyenként vékony lignitcsíkokkal. (*Planorbis* sp.)

- 222,70–222,85 m Barnakőszén, helyenként kissé fás szerkezetű, általában fényes törésű.
- 222,85–226,30 m Agyag, szürke, kissé csillámos, kissé palás elválású, szenesedett növényi maradványokkal, kevés molluszkával. (*Planorbis* sp.)

Felső-eocén (Bartoni)

- 226,30–264,70 m Márga, szürke, kissé biotitos, kissé glaukonitos, homokos, foraminiferás. (*Discocyclus papyracea* BOUB., *D. dispansa* SOW., apró nummuliteszek, *Pecten* sp., *Ostrea* sp.)
- 264,70–265,50 m Bentonit, sötétebb kéesszürke, biotitos, andezittufás, kagylósan törő.

Középső-eocén (Felső-lutéciai)

- 265,50–297,80 m Márga, szürke, kissé finomhomokos, egyenetlen törésű, glaukonitos, biotitos, többnyire kemény. (*Nummulites millecaput* BOUB., *Discocyclus papyracea* BOUB., *D. dispansa* SOW., *Tubulostium spiruleum* LAM.)
- 297,80–298,00 m Mészke, szürke, kissé glaukonitos, egyenetlen törésű, kemény, lithothamniumos és nummulinás. (*Nummulites millecaput* BOUB., *N. perforatus* MONTE., *Discocyclus* cf. *papyracea* BOUB., *Assilina* sp., *Orbitolites complanatus* LAMK.)
- 298,00–311,00 m Márga, szürke, kissé homokos, glaukonitos, egyenetlen törésű, közepesen kemény. (*Plicatula bovensis* DE GREGORIO, *Pecten* sp., *Crassatella* sp., *Cardium* sp., *Corbula* sp.)
- 311,00–311,30 m Mészmárga, szürke, homokos, kissé glaukonitos, dolomitkavicsos, egyenetlen törésű, kemény, foraminiferás, szenesedett algamaradványokkal és kevés molluszkával.
- 311,30–311,60 m Konglomerátum, szürke, durva, dolomitkavicsos, glaukonitos és mészmárga kötőanyaggal, kemény, erősen cementált. (*Pecten* sp., *Ostrea* sp., *Cardium* sp., *Turritella* cf. *tokodensis* HANTKEN in coll., *Lithothamnium*-gumó, korall.)

Alsó-eocén

- 311,60–313,10 m Márga, barnásszürke, világosabb és sötétebb csikok váltakozásával, homokos, finomszemű, tetején egyenetlen törésű, többnyire palás elválású, mikrorétegzett, kevés molluszkával és szenesedett növénymaradvánnyal.
- 313,10–314,30 m Homokkő, szürke, helyenként kalciteres meszes kötőanyagú, egyenetlen törésű, kemény, miliolinás, szenesedett növénymaradvánnyal és kevés molluszkával. (*Pecten* sp., korallok.)
- 314,30–314,90 m Márga, szürke, homokos, egyenetlen törésű, közepesen kemény. (*Lima* sp., *Lithocardium* cf. *carinatum* BRONN., *Ampullina* sp., *Bryozoa* sp., *Cerithium subcorvinum* OPPENH.)
- 314,90–316,70 m Mészmárga, szürke, homokos egyenetlen törésű, kemény, miliolinás. [*Pteridion* sp., *Pedalion urkaticum* (HANTKEN), *Lithocardium carinatum* BRONN., *Cardita perezi* RAULT., *Cardita* sp., *Cerithium subcorvinum* OPPENH.]
- 316,70–319,15 m Agyag, sötétszürke, helyenként kissé homokos, szenes, kagylósan törő. [*Trinacria mörensisi* SZÓTS, *Meretrix* sp., *Phacoides haueri* (ZITT.), *Corculum* sp., *Tivolina elegantulaeformis* nov. sp. SZÓTS in litt., *T. pseudopetersi* (TAEG.), *Tellina* sp., *Sphenia hungarica* C. PAPP, *Neritina* sp., *Bythinia* sp., *Amalthea*

sp., *Mesalia elegantula* ZITT., *Cerithium subcorvinum* juv. OPPENH., *Triphora* sp., *Zebina zitteli* Szóts, *Polynices pasinii* (BAY.), *Cantharus brongniarti* D'ORB., *Marginella* sp., *Cylichna* sp., *Cadulus* sp., *Miliolideák*.]

- 319,15–320,10 m Homokkő, barnásszürke, középszemű, laza, réteges elválású, kövületdús, miliolinás, alveolinás, szenesedett növénymaradványokkal. (*Neritina* sp., *Mesalina elegantula* ZITT., *Cantharus brongniarti* D'ORB., *Cylichna* sp.)
- 320,10–320,40 m Márga, szürke, kissé homokos, egyenetlen törésű, közepesen kemény, alveolinás. (*Corculum* sp., *Amalthea* sp., *Cerithium subcorvinum* OPPENH.)
- 320,40–320,90 m Agyag, sötétebb barnásszürke, kissé homokos, felső részén egyenetlen elválású, alján kissé palás szerkezetű. (*Modiola* sp., korall, *Cardium* sp., *Corculum* sp., *Cerithium subcorvinum* OPPENH., *Tympanotonus calcaratus* BRONGN., *Cantharus brongniarti* D'ORB., *Alveolina* sp.)
- 320,90–323,10 m Márga, szürke, homokos, egyenetlen elválású, kemény, foraminiferás és molluszkás, alveolinás, korallokkal, szenesedett növénymaradványok. [*Modiola* sp., korall, *Spondilus* sp., *Meretrix* sp., *Cardita* sp., *Corculum* sp., *Psammobia* sp., *Terebellum* sp., *Clavilithes noae* (CHEMN.), *Arca* nov. sp., *Pinna* sp.]
- 323,10–323,70 m Palás barnakőszén, agyagos közbetelepülésekkel és fényesebb barnakőszén-zsinórokkal, fénytelen, palás elválású. [*Tivelina pseudopetersi* (TAEG.), *Cerithium subcorvinum* OPPENH.]
- 323,70–324,00 m Agyag, szürke, márgás, kissé homokos, egyenetlen elválású. [*Corculum* sp., *Tivelina pseudopetersi* (TAEG.), *Amalthea* sp., *Cerithium subcorvinum* OPPENH., *Marginella subcylindrica* Szóts.]
- 324,00–328,30 m Márga, szürke, egyenetlen törésű, homokos, közepesen kemény, helyenként növénymaradványokkal. (*Lithocardium* sp., *Tympanotonus calcaratus* BRONGN., *Cerithium subcorvinum* OPPENH.)
- 328,30–330,50 m Mészke, szürke, finomszemű, helyenként kissé kalciteres, kissé kagylós törésű, nem kristályos szövetű, tömör, kemény és édesvízi jellegű, helyenként szenesedett növénymaradványokkal. (*Chara*-magok.)
- 330,50–330,80 m Mészmárga, világosszürke, kissé finomhomokos, az alján kissé palás elválású, felső részén egyenetlen törésű, kissé foraminiferás, szenesedett növénymaradványokkal.
- 330,80–332,10 m Agyag, sötétebb szürke, helyenként kissé kőszenes, egyenetlen elválású, kissé molluszkás, szenesedett növénymaradványokkal. (*Meretrix* sp., *Potamides corrugatus* BRONGN.)
- 332,10–332,60 m Mészmárga, szürke, homokos, egyenetlen törésű, kemény miliolideás, molluszkás és alveolinás, szenesedett növénymaradványokkal.
- 332,60–333,20 m Kőszenes agyag, sötétbarnásszürke, mészmentes, kissé palás elválású, kövületmentes.
- 333,20–333,70 m Márga, sötétebb szürke, kissé réteges elválású, erősen miliolideás és alveolinás, molluszkás, szenesedett növénymaradványokkal. (*Corculum* sp.)
- 333,70–334,85 m Kőszenes agyag, sötétszürke, kissé homokos, a felső részén egyenetlen elválású, molluszkás, általában sok szenesedett növényi maradvánnyal. (*Trinacria morensis* Szóts, *Anomia gregaria* BAYAN, *Corculum* sp., *Tellina* sp., *Cerithium subcorvinum* OPPENH., *Cantharus brongniarti* D'ORB.)

- 334,85—335,20 m Palás barnakőszén, fénytelen.
- 335,20—336,55 m Agyag, szürke, helyenként sötétebb, egyenetlen elválású, helyenként erősen molluszkás. [*Tivelina pseudopetersi* (TÆG.), *Cerithium subcorvinum* OPPENH., *Ampullina patulina* (MUN.-CHAL.)]
- 336,55—337,45 m Barnakőszén, általában fénytelen, helyenként kőszenes pala-csíkokkal, palás. A két szénteleg átlagmintája 2600 cal. fűtőértékű.
- 337,45—338,00 m Bauxitos agyag, világos barnássárga, helyenként lilássárga és vörös, mézmentes, egyenetlen elválású.

Felső-triász

- 338,00—408,50 m Dolomit, világos sárgásbarna, helyenként szürke és tarka folttal, szilánkos törésű, egyenetlen elválású, likacsos, kemény, többnyire cukorszövetű (diploporás) raibli dolomit.

Az utóbbi évek nagyarányú kutatása során Várpalotán a legérdekesebb földtani eredményeket ez a fúrás hozta a fekürétegsor feltárásával. A gazdag helvétiai korú fauna homokos, laza homokköves kőzetből került ki.

121 kitűnő megtartású alakot sikerült meghatározni. A magasabb fedőben levő jólismert homokbánya faunájától a hasonló fácies ellenére is jelentősen különbözik, mert az idősebb, a burdigalái emeletre jellemző elemek is megvannak benne, a fiatalabb jellegűek pedig hiányoznak. A felső-mediterrán elemek túlsúlya az összlet helvétiai korát bizonyítja. A SZABÓ-féle homokbánya közelében telepített fúrásunk az *alsó-helvétiai* rétegsort harántolta. A legtetején levő osztreas homokréteget azonban némi fenntartással már *alsó-lortónai* korúnak tartom. A miocén összlet aljában egy majdnem 20 m-es édesvízi (tavi és mocsári) jellegű agyagsorozat van vékony lignites betelepülésekkel, a transzgressziót megelőző szárazföldi időszakot jelezve.

A miocén összlet alatt következett a nagy figyelmet keltő eocén rétegösszlet. Anyaga zömében márga és agyagmárga. A felső-eocén foraminiferás, orthophragminás márgacsoport folyamatos üledékképződéssel keletkezett a középső-eocén foraminiferás márga és agyagmárga rétegsorból, ahol elvéve *Nummulites millicaputis* található. Az eocén üledéksor érdekessége, hogy a *középső-eocén alsó része* (alsó-lutéciai) hiányzik. A felső-lutéciai dolomitos kőzetanyagú alapkonglomerátum közvetlenül települ a Bakony D-i oldaláról eddig ismeretlen és meglepetésnek számító alsó-eocén tengeri, csökkentsósvízi és édesvízi rétegcsoportra. Az alsó-eocén kőzettani és faunisztikai szempontból a dudari, balinkai, úrkúti és gánti alsó-eocén képződésekkel rokon, míg édesvízi mészköve és az alsó-lutéciai tengeri üledékek hiánya a dorogi medencével hozza kapcsolatba. A harántolt eocén szénteleg ez egyetlen fúrás alapján nem tekinthető műrevalónak.

A 408,20—408,50 m közötti átfúrt repedésből feltört a karsztvíz. Csövezése után 2,60 m volt a nyugalmi szintje, 0,8 m-en 270 l/p a hozama. Savazás és kompresszorozás után a terepszinten 900 l/p folyt ki. A víz minősége kitűnő. Azóta a városi vízműbe bekapcsolták.

A *Várpalota 133 sz. fúrás* az alsó-eocén széntelepes csoportot a medence peremén harántolta. A medence belsőbb részén az esetleges műrevaló eocén széntelepes rétegsor és a miocén fekü megkutatására települt a *Várpalota 146 sz. fúrás*.

Várpalota 146 sz. magfúrás

A fúrás 109,27 m tengerszint feletti magasságban indult. Feldolgozta: KÓKAY J.

Holocén

0,00— 2,20 m Humusz. Tőzeg, barnás-fekete, kissé agyagos.

Alsó-pannóniai

2,20— 11,70 m Agyag, szürke, finomhomokos, kissé csillámos.

Felső-miocén (Szarmata)

11,70—155,00 m Kavicsos agyag, tarka, zöldesszürke és sárga foltos, túlnyomórészt apró kvarekavicsal, mészkonkréciókkal.

Középső-miocén (Felső-törtónai)

155,00—183,50 m Palás agyag, barnásszürke, diatomás, főleg az alsó harmadában lemezes mészkiválásokkal, kissé meszes, palás elválású, halmaradványokkal.

183,50—183,70 m Riolituffa, világosszürke közép- és finomszemű, kissé biotitos, mikrorétegzett, közepesen kötött, palás elválású.

183,70—191,50 m Palás agyag, világos sárgásszürke, helyenként lemezes mészkiválásokkal, diatomás, meszes, palás elválású.

191,50—194,80 m Barna kőszén, földes, fás, lágy, barnásfekete xilites padokkal, lignit.

Középső-miocén (Alsó-törtónai)

194,80—199,80 m Agyag, világos szürkészöld, tetején barnás, helyenként kissé zsíros, egyenetlen törésű.

199,80—201,15 m Homokos agyag, világos zöldesszürke, finomhomokos, meszes, egyenetlen törésű, molluszkás.

201,15—214,40 m Agyagos homok, szürke, közép- és finomszemű, agyagos molluszkás, sötétebb szürke tűzkő-csikokkal.

214,40—219,80 m Márga, világos barnásszürke, helyenként kissé meszesebb, többnyire kemény, néhol agyagosabb, egyenetlen törésű, kevés molluszkával.

219,80—224,70 m Agyagos homok, szürke, közép- és finomszemű, helyenként agyagos, csillámos, néhol palás elválású, helyenként kevés aprókavicsal, közbetelepült kovás és tűzköves csikokkal.

224,70—228,40 m Homokkő, szürke, közép- és finomszemű, helyenként kevés aprókavicsal, többnyire a kioldódott kőülethéjaktól likacsos, kemény, egyenetlen törésű, meszes, erősen kötött.

- 228,40–229,00 m Agyag, zöldesszürke, finomhomokos, homokos és kevésbé homokos rétegektől mikrorétegzett, csillámos, kevés molluszkával.
- 229,00–237,00 m Homokkő, zöldesszürke, közép- és finomszemű, meszes, erősen kötött, egyenetlen törésű, kemény, helyenként kevés molluszkával.
- 237,00–238,20 m Agyag, zöldesszürke, erősen homokos, közép- és finomszemű, csillámos, kevés molluszkával, egyenetlen elválású.
- 238,20–240,40 m Márga, zöldesszürke, erősen homokos, közép- és finomszemű, csillámos, egyenetlen törésű, közepesen kemény, kevés molluszkával, helyenként agyagosabb.
- 240,40–246,00 m Homokkő, meszes, középszemű, kemény, erősen kötött, szürke, helyenként aprókavicccsal, egyenetlen törésű.
- 246,00–246,60 m Homok, szürke, közép- és finomszemű, kissé csillámos.
- 246,60–248,10 m Homokkő, szürke, középszemű, meszes, erősen kötött, kemény, egyenetlen törésű.
- 249,10–251,10 m Homok, szürke, közép- és finomszemcséjű, csillámos, közbe-települt közepesen kemény homokkőpadokkal.
- 251,50–257,20 m Homokos agyag, szürke, középszemcséjű, csillámos, közbe-települt, hasonló szerkezetű, márgás, egyenetlen törésű és közepesen kemény, néhol lazább homokkőpadokkal.
- 257,20–258,20 m Görgeteg, dolomit és mészkő, világos, sárgásbarna.

Alsó-triász (Felső-campili alemelet)

- 258,20–327,30 m Márga- és mészkősorozat, ún. tiroliteszes márgák (váltakozó márga, mézsmárga és mészkőpadok, néhány mm-től 1–2 dm-ig terjedő vastagságú rétegek). Uralkodólag világos barnás-sárga (csontszín), a márgás részeké főleg zöldessárga, a réteglap mangános erezetétől sötétebb szürkefoltos, sok helyen rozsdafoltos. Erősen likacsos és réteges dolomitpadok is találhatóak elvétve. Helyenként kövületes betelepülések is vannak. A minták zöme görgös véső furadéka. (*Naticella costata* MÜNST., *Gervilleia* sp.)

Nagy meglepetésként, 63 m-re a kőszéntelep alatt, a *felső-helvéti rétegsor harántolása után a fúrás elérte az alsó-triász alaphegységét. Az idősebb helvéti rétegsor teljes egészében hiányzott. A Chlamys jakloweciana KIRTLI-lel jellemzett felső-helvéti összlet transzgredált az idősebb képződményekre. A fúrás faunájának feldolgozása folyamatban van.*

A V. 146 sz. fúrás az alaphegységből 1000 l/perc feltörő karsztvizet is adott. Ez káros lehet a bányászat jövőjére nézve a medence D-i részén.

Azóta a közelben két üzemi fúrás is készült. A V. 168. sz. fúrás a középső-campili tiroliteszes márga-sorozatban, a V. 172 sz. fúrás a ladini emeletbeli *buchensteini* rétegekben fejeződött be.

PROSPECTIONS À VÁRPALOTA

Par J. KÓKAY

Par les forages de recherche, on a eu pour but d'une part de mieux connaître la série inférieure du mur de la lignite miocène et de démontrer l'existence éventuelle des formations de lignite éocène, d'autre part de fournir des précisions sur la quantité de l'eau karstique dans les réservoirs du soubassement.

Par le moyen des forages, on a découvert une série helvétique inférieure, richement fossilifère. Ce fait-là est bien important du point de vue de la stratigraphie du Bassin Carpatique et du Bassin de Vienne. On a pu démontrer la présence de l'Éocène, notamment l'Éocène inférieure et les couches lutétiennes supérieures susjacentes.

Du forage Várpalota 146 jaillit de l'eau karstique dont le débit était 1000 l/sec.

ПЕРСПЕКТИВНАЯ ГЛУБОКАЯ РАЗВЕДКА В РАЙОНЕ
ВАРПАЛОТА

Й. КОКАИ

Разведочные скважины были заложены с одной стороны с целью вскрытия глубокой толщи подошвы миоценового лигнита и для выявления наличия эвентуальных эоценовых буроугольных образований, с другой же стороны, с целью получения данных о количестве карстовой воды, находящейся в фундаменте.

Пройденные скважины вскрыли нижнегельветские толщи с богатой фауной. Этот факт представляет интерес с точки зрения стратиграфии Карпатского и Венского бассейнов. Удалось доказать и наличие эоцена, а именно наличие нижнего эоцена и над ним трансгрессивных верхне-лютетских слоев.

Скважина Варпалота № 146 дала карстовую воду дебитом в 1000 литр./сек.

A MURA DRÁVA TORKOLATVIDÉK NEGYEDKORI KÉPZŐDMÉNYEI

Írta: SIPOSS ZOLTÁN

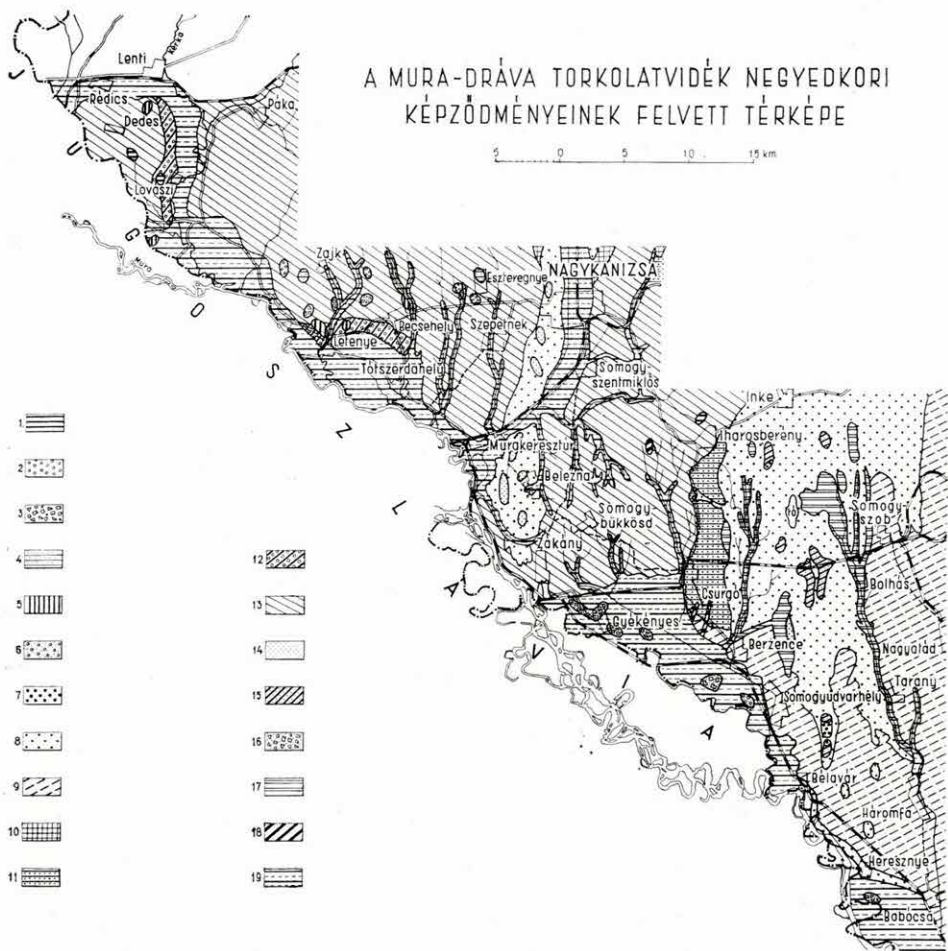
A Magyar Állami Földtani Intézet 1952. évi 25 000-es méretű negyedkori földtani térképezési munkái során a Mura—Dráva torkolatvidék bal partján munkálkodtam.

Az említett területen utóljára KRETZOI M. térképezett 1936-ban, 75 000-es méretben, melynek során az olajkutatásra alkalmas területeken a pannóniai képződmények felszíni elterjedését, a rétegdőlési adatokból pedig a kőolajtárolásra alkalmas mélyebb szerkezet várható alakulását vizsgálta. STRAUSZ L. idevonatkozó őslénytani kutatásai mellett átnézetes térképen a fontosabb kavicsterületek rétegtani elhatárolására törekedett.

Feladatom volt a közel 1300 km² területen a negyedkori rétegek részletesebb elhatárolása. Ezek során eleinte a helyszínen 15-féle pleisztocén és holocén képződmény volt elkülöníthető (1. ábra). A behatóbb kutatások során ezek közül azonban többet össze kellett vonni. A dunántúli negyedkori térképező csoport tagjai helyszíni vizsgálatokkal ugyan szétválasztottak képződményeket, azonban abban az időben még nem végeztek részletesebb anyagvizsgálatot s így genetikai alapon összehasonlítás nem történhetett. Az összevonás után 9 pleisztocén és holocén korú képződményt tüntettem fel (2. ábra).

A pannóniai képződmények a terület nyugati részén, morfológiailag dombos vidéken, a negyedkori rétegek alól bukkannak ki. A pannóniai kavics foltokban, erősen erodált térszínen mutatható ki (3). A pannóniai agyag az Iharosberénytől északra fekvő meredek domboldal aljában levő forrás fekü agyagjában jól észlelhető (PÁVAI-VAJNA F.). A pannóniai agyag azonban többnyire csak a kőolajkutató fúrások üledékközettanilag feldolgozott anyaga szerint jelölhető ki a felszín alatt néhány méter mélységben. KRETZOI M. hegységszerkezeti és mélyszerkezeti következtetései a negyedkor morfológiai képének genetikai viszonyaihoz is támogatást nyújtanak.

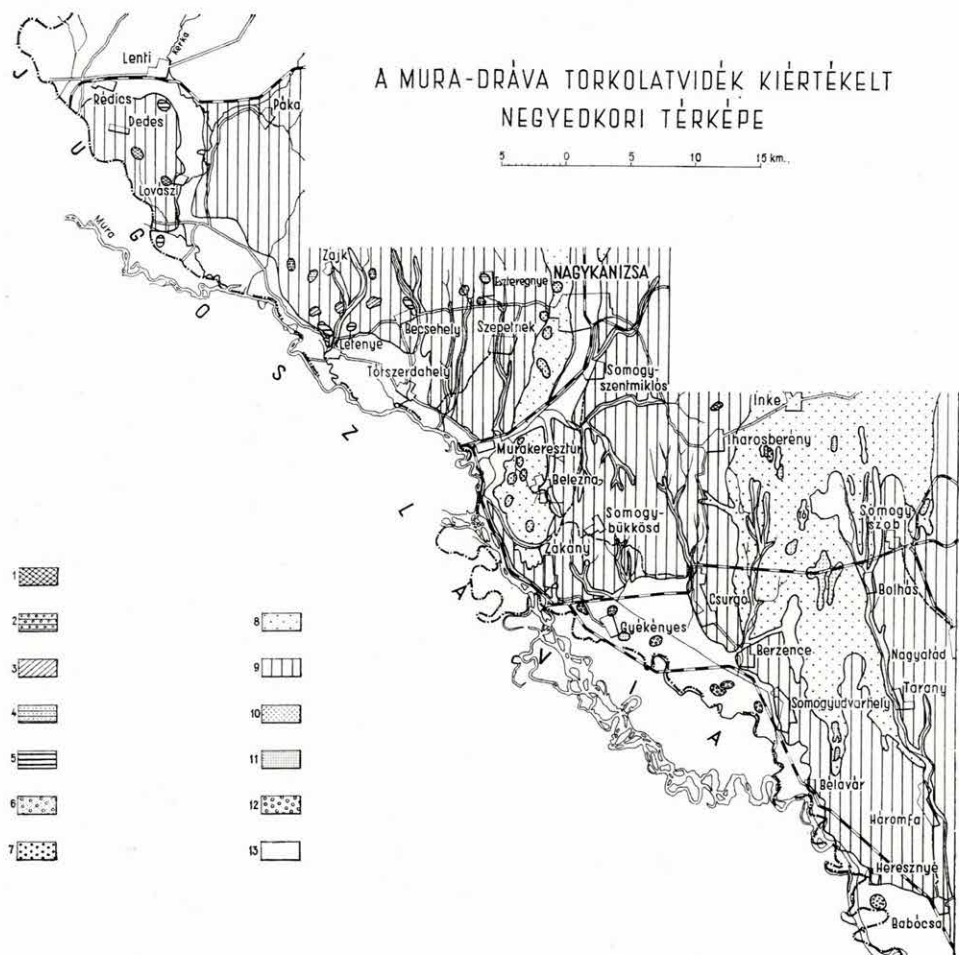
Pleisztocén. A terület nagyrészt pleisztocén korú üledék, mégpedig többségében lösz borítja. A túlnyomólag löszterületeken kívül két nagy



1. ábra. Jelmagyarázat: Pannóniai: 1. agyag, 2. kavics. Levantei: 3. kavics, 4. homokkő. Pleisztocén: 5. kavics, 6. aprókavicsos homok, 7. durva homok (murvás), 8. folyami homok, 9. hullóporos v. kötött homok, 10. löszös homok, 11. homokos lösz, 12. nyugati lösz, 13. barnaföld, 14. futóhomok. Holocén: 15. futóhomok, 16. folyami kavics, 17. öntéshomok, 18. öntésagyag, 19. öntésföldek

Fig. 1. Carte géologique des formations quaternaires de la région de l'embouchure Mure — Drave. Légende: Pannonien: 1. argile, 2. galeux. Levantin: 3. gravier, 4. grès. Pléistocène: 5. gravier, 6. sable à graviers fins, 7. sable grossier (à cailloutis), 8. sable fluvial, 9. sable éolien ou compact, 10. sable à loess, 11. loess à sable, 12. loess occidental, 13. terre brune, 14. sable mouvant. Holocène: 15. sable mouvant, 16. gravier fluvial, 17. sable alluvionnaire, 18. argile alluvionnaire, 19. terrain alluvionnaire

Рис. 1. Геологическая карта четвертичных образований района устья рр. Мура и Драва. Легенда: Паннон: 1. глина, 2. галька. Левантинский ярус: 3. галька, 4. песчаник. Плейстоцен: 5. галька, 6. тонкогравелистый песок, 7. грубый песок (хрящевой), 8. речной песок, 9. эолические или плотные пески, 10. лесовый песок, 11. песчанистый лесс. 12. западный лесс, 13. бурозем, 14. сыпучий песок. Голоцен: 15. сыпучий песок, 16. речной гравий, 17. пойменный песок, 18. пойменная глина, 19. пойменные земли



2. ábra. Jelmagyarozat: Pannóniai: 1. agyag, 2. kavics (alsó-pannon), 3. kavics (felső-pannon), 4. homokkő. Pleisztocén: 5. kavics, 6. aprókavicsos homok, 7. durva homok (murvás), 8. folyami homok, 9. nyugati lösz, 10. futóhomok. Holocén: 11. futóhomok, 12. folyami kavics, 13. öntésterületek

Fig. 2. Carte géologique évaluée des formations quaternaires de la région de l'embouchure Mure—Drave. Légende: Pannonien: 1. argile, 2. gravier (Pannonien inf.), 3. gravier (Pannonien sup.), 4. grès. Pléistocène: 5. gravier, 6. sable à graviers fins, 7. sable grossier (à cailloutis), 8. sable fluvial, 9. loess occidental, 10. sable mouvant. Holocène: 11. sable mouvant, 12. gravier fluvial, 13. terrain alluvionnaire

Рис. 2. Обобщенная карта четвертичных отложений района устья рр. Мура и Драва. Легенда: Паннон: 1. глина, 2. гравий (нижний паннон), 3. гравий (верхний паннон), 4. песчаник. Плейстоцен: 5. гравий, 6. тонкогравелистый песок, 7. грубый песок (хрящевой), 8. речной песок, 9. западный лесс, 10. сыпучий песок. Голоцен: 11. сыпучий песок, 12. речной гравий, 13. пойменные области

területen folyami homok és kisebb foltokban kavics, folyami kavics, kavicsos homok, durva homok és futóhomok fordul elő.

A középső-pleisztocén folyami homok a felső-pleisztocén löszképződés előtt halmozódott fel, s a területen két sávban, észak-déli irányban a Balatontól, illetve Zala-kanyartól a Dráváig húzódik. Az egyik a Nagykánizsa—Murakeresztúr, a másik az Iharosberény (Inke) — Vízvári homokvonulat (1, 2. ábra). Eredete törmelékkúpra vezethető vissza, mely a Zala, Balaton és Dráva közti ősfolyónak lerakódott üledéke. A nagykánizsai homokvonulat egy része erdővel kötött homok, s az előzetes térképezésnél (1. ábra) külön kötött homoknak jelöltük. A Somogyi homokháton pleisztocén korú folyami homokból a felszínhez közel rozsdabarna erdőségi talajok alakultak ki. A mezőgazdasági célú talajtani térképen (7) az agrogeológusok igen részletes 25 000-es méretű térképen laboratóriumi vizsgálatok alapján ötféle homokot különítettek el, melyek közül három típus homokos „vályog”. Átnézetes földtani jellegű térképezés nem terjedhet ki ilyen irányú megállapításokra.

Az itteni löszfajták elkülönítése alkalmával felmerült a homokos lösz, löszös homok, nyugati lösz, barnaföld (1. ábra) elhatárolásának kérdése. A különféle lösz típusokat a kiértékelésnél összevontam, mivel genetikailag és kor tekintetében rokonsági kapcsolat van köztük. Összevontuk márcsak azért is, mivel a részletesebb anyagfeldolgozás még nem történt meg, s az elhatárolás többnyire csak makroszkóposan s geomorfológiai megfontolások alapján történhetett. A mindenre kiterjedő részletes vizsgálatok azonban esetleg egész más beállításba helyezik a képződmények regionális, illetve lokális viszonyait a 25 000-es térképen. Tehát a jövő feladata lenne ezeknek a löszképződményeknek a mindenre kiterjedő részletes anyagvizsgálata.

Bár a területről leírt „barnaföld” nagy kiterjedésben kimutatható (2, 4—6, 9, 10), keletkezésére nézve még mindig nincs egységes állásfoglalás a különböző területek képződményeinek eltérése miatt.

SÜMEGHY J. és RÓNAI A. szerint a dunántúli felső-pleisztocén „barnaföld” a hullóporos eredetű vörös és barna agyag egyik regionálisan elterjedt képviselője. Lössszerűen, falban megálló mésznélküli kőzet. A löszszerkezetet sokszor vízszintes rétegződés váltja fel és gyakran homokosabb a lösznél. Kialakulását a Nyugat-Dunántúl csapadékosabb erdőklímájával magyarázzák (5). Pogányszentpéter és Iharosberény között az országúti nagy kanyar barnaföld-feltárázásában kimutatható, hogy a barnaföld és löszképződmény között üledékhatár nincs. Ez a megállapítás azt támasztaná alá, hogy a délnyugat-zalai és délnyugat-somogyi barnaföld nagy része nem külön üledéklerakódás s így külön földtani képződmény, hanem a löszképződmények felső elváltozott része, mely a rajta tenyésztett erdőklímára hatására mésztartalmát elvesztette, kilúgzódott. Az említett területek a STEFANOVITS P. szerinti „magyar erdőtalaj” területre esnek. Tehát nem is szükséges és különleges fontosságú, sőt helytelen

megállapítás ezeken a területeken a barnaföldnek, mint külön földtani képződménynek a bevezetése, mely a felszínnek csak kb. 0,5—1,2 méter vastag részét borítja. A barnaföld itt nem más, mint mésztartalmát elvesztett lösz. A „barnaföld” és lösz határán mészkiválási szintet észlelünk. A növények szerepe mindenkép közrejátszhatott az utólagos elváltozásban. Ajánlatos lenne a „barnaföld” helyett az eredeti löszképződményt feltüntetni (2. ábra), mivel a térkép földtani jellegű és így talajtani észrevételeket inkább csak a magyarázó szövegbe kell helyezni vagy külön talajtani térképen jelölni.

A talajtérképen (7) 6 féle „vályog”-ot különítettek el nagyrészt a löszterületeken. Mezőgazdasági szempontból nem foglalkoztunk ezzel a témával részletesebben.

Holocén. A terület holocén képződményei két típusban észlelhetők. Az egyik a Mura—Dráva partjának öntésterületén lévő homok és kavics. A másik a „magasabb” területeken az állóvizek összemosott anyaga, lejtőhordalék és néhány helyen a jelenleg is mozgó homok.

A Mura és főleg a Dráva öntésterületén az öntésföldek alatt kis mélységben kavicsképződményeket találunk több feltárásban. Ezeket az üledékeket a holocén feküjében mutatkozó pleisztocén kavicsnak is vehetjük, mivel az alsó terazon a pleisztocén képződmények is előbukkanhattak. Így a folyami holocén kavics mellett pleisztocén aprókavicsos homokot is térképeztünk. Több helyen, így a somogyudvarhelyi homokkavics feltárásban sem állapították még meg, hogy az aprókavicsos homok eredete a pleisztocénnal milyen összefüggésben van. A vízvári aprókavicsos homok morfológiailag a holocén morotvákhoz kapcsolódik és kora jobban felismerhető. A gyékényesi nagy kavicsbányánál az aprókavicsokon kívül közép- és durvaszemű kavicsot is termelnek. A pleisztocén és holocén kavics még itt sincs szétválasztva. A Dráva öntésterületén két terasz ismerhető fel. A holocén terasz határát a térképeken külön jelöltük.

A „magasabb” területek holocén öntésföldjei iszapos agyagos homokösszletet magukba foglaló képződmények. Az eredeti térképen (1. ábra) még külön öntésagyag- és öntéshomok-képződményeket is jelöltem, viszont a kiértékelt térképen (2. ábra) egyelőre összevontam, mivel az elhatárolás sok helyen csak geomorfológiai értékelés alapján történhetett. Ugyanis a homokterületek öntésterületei homok mellett, ill. alatt iszapos és agyagos rétegeket is tartalmaztak.

Ajánlatos lenne a térképezések módszertanához több területről is ilyen irányú megfigyeléseket tenni. Ezzel egységes álláspontot alakíthatnánk ki egy országos jelentőségű térkép készítéséhez.

IRODALOM

1. KRETZOI M.: Jelentés az 1936 évben a Dunántúl DNy-i részén végzett geológiai felvételekről. — Földt. Int. Adattár. Kézirat. 1936.
2. KOPEK G.: Jelentés az 1952 évi földtani felvételtől. — Földt. Int. Adattár. Kézirat. 1952.
3. KRIVAN P.: A középeurópai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. — Földt. Int. Évk. 43. 3. 1955.
4. MOLNÁRNÉ DOBOS I.: Jelentés Zalaegerszeg környékének földtani viszonyairól. — Földt. Int. Adattár. Kézirat. 1952.
5. RÓNAI A.: Jelentés a zalaszentgróti 5258/1 lap felvételi munkájáról. — Földt. Int. Adattár. Kézirat. 1952.
6. SIPOSS Z.: Jelentések az 1952 évi földtani felvételtől. — Földt. Int. Adattár. Kézirat. 1952.
7. STEFANOVITS P.: Magyarország talajai. — Budapest, 1956.
8. STRAUZ L.: A Dunántúl DNy-i részének kavicsképződményei. — Földt. Közl. 79. 1—4. 1949.
9. SÜMEGHY J.: Újabb földtani adatok a nyugatmagyarországi medencéből. — Földt. Int. Évi Jel. az 1952 évről. 1954.
10. SZABÓ N.: Jelentések az 1952 évi földtani felvételekről. — Földt. Int. Adattár. Kézirat. 1952.

FORMATIONS QUATERNAIRES DE LA RÉGION DE L'EMBOUCHURE DE LA MURE—DRAVE

Par Z. SIPOSS

L'auteur s'occupe de la distinction sur la carte des formations pléistocènes et holocènes, levées dans cette région, surtout en ce qui concerne le sable fluvial, le loess et la terre brune. Afin de pouvoir justifier les limites stratigraphiques et lithologiques sur les cartes géologiques, il propose l'examen approfondi des matériaux et de rejeter la notion de „terre brune”.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЙОНА УСТЬЯ РР. МУРА И ДРАВА

З. ШИПОШ

В статье изложены возможности картирования, выделения плейстоценовых и голоценовых образований, картированных в районе устья рр. Мура и Драва, а в особенности — речных песков, лессов и буроземов. Подчеркивается необходимость немедленного введения всестороннего исследования состава материалов — для обоснования стратиграфических и литологических разграничений на геологических картах, и предлагается отвергнуть понятие „бурозем”.

A KOVÁČOVI (KOVÁCSPATAKI) HARMADKORI RÉTEGEK FAUNÁJA ÉS KORA

Írta: SENEŠ, JÁN (Bratislava)

A kovácspataki rétegsor molluszkafaunájának feldolgozása (10, 13, 14) és a törökbálinti pektunkuluszos rétegek átértékelése (1) új adatokat szolgáltatott a Kárpát-medence, sőt Közép-Európa alsó-miocénjének ismeretéhez.

A rétegsort először SCHAFARZIK és SZONTAGH (16) említik és faunája alapján az akvitáni emeletbe helyezik. Később INKEY (6) és HORUSITZKY (4), miután FUCHS, TH. (3) felállította a katti emeletet, a kovácspataki rétegeket a többi Kárpát-medencei pektunkuluszos réteggel együtt a katti emeletbe, tehát a felső-oligocénbe helyezték. Ezt a nézetet vallották kivétel nélkül a kovácspataki rétegek későbbi kutatói is (5, 8, 10).

A kovácspataki szelvényben finomabb és durvább homok, agyagos homok és homokkőcipós rétegek, homokos agyagmárga és agyagrétegek váltakoznak egymással és faunájuk tanúsága szerint rendes sótartalmú tengervízben az eulitorálistól a sekélyneritikusig terjedő mélységben ülepedtek le. Faunaösszetételük alapján a rétegsorban az üledékek két fő típusát különböztethetjük meg. Az egyik az a g y a g o s h o m o k típusa, melynek molluszkafaunájában uralkodó a *Glycymeris* ex gr. *obovatus* (LAM.), a másik az a g y a g m á r g a típusa, melyben uralkodó a *Turritella venus* D'ORB. (syn. *Turritella sandbergeri* MAY.). A *Glycymeris* ex gr. *obovatus* tartalmú rétegek faunájának összképe teljesen egyező a Kárpát-medence ún. pektunkuluszos homokjainak faunájával, pl. a budafoki, törökbálinti, gödi, dunabogdányi lelőhelyekével. A turritellás márga faunaképe viszont az egri és balassagyarmati faunákkal egyezik meg teljesen. Mivel a két különböző faunatípust tartalmazó rétegek a kovácspataki szelvényben egymás fölött többszörösen váltakoznak, nem lehet kétségünk a pektunkuluszos és az egri faunatípust magábazáró rétegek azonos kora felől. A különbség közöttük nem korbelt, hanem biofaciális. A pektunkuluszos rétegek a szublitorális övben keletkeztek, míg az egri faunatípusú rétegek sekélyneritikus mélységben ülepedtek le.

Az alábbiakban felsorolom a típusos lelőhelyek molluszkafaunáját.

A pektunkuluszos rétegeknek az I. és II. sz. lelőhelyek faunája felel meg: *Nucula comta* GOLDF., *N. peregrina* DESH., *N. nucleus* (L.), *Leda fragilis* (CHEMN.) var., *Arca biangula pseudo-noae* SCHFF., *A. diluvii diluvii* LAM., *A. diluvii latecostata* IJSP., *A. diluvii pertransversa* (SACCO), *A. moltenis elongata* SCHFF., *Parallelepipedum schafarziki* HORUSITZKY, *Glycymeris* ex gr. *obovatus* (LAM.) var.?, *Limopsis retifera* SEMPER, *Pedalion heberti* (COSSM.-LAMB.), *P. maxillatum soldanii* (DESH.), *Plicatula striata* cf. *striata* DEFR., *Lima strigillata subhelvetica* COSSM.-PEYR., *Anomia ephippium rugulosostrata* BRONN., *A. ephippium costata* BROCC., *Ostrea* cf. *digitalina* DUB., *Gryphaea* cf. *cyathula cyathula* LAM., *Cubitostrea* cf. *producta* (RAUL.-DELB.), *C.* cf. *frondosa frondosa* (DE SERR.), *Astarte kickæi* NYST., *A. concentrica concentrica* GOLDF., *Crassatella carcarenis carcarenis* MICHT., *C. carcarenis protensa* MICHT., *Cardita zelebori percostata* SCHFF., *Cyrena* cf. *convexa semistriata* DESH., *Cyprina rotundata* BRAUN, *Cardium heeri* MAY.-EYM., *C. cyprum* BROCC., *C.* cf. *edule* L., *Pitaria incrassata suborbicularis* (GOLDF.), *P. incrassata transilvanica* (HOFFM.), *P. beyrichi* (SEMPER), *P. splendida* (MÉR.), *P. lilacinoides* (SCHFF.), *Venus multilamella interstriata* (T. ROTH), *V. basteroti elongatus* nov. ssp., *Psammobia protracta* MAY.-EYM., *Panopaea meynardi meynardi* DESH., *Pholadomya puschi* GOLDF., *P. andrusovi* SENEŠ, *Clithon pictus bükkensis* (T. ROTH), *Turritella venus* D'ORB., *T. beyrichi percarinata* T. ROTH, *Protoma proto* (BAST.), *P. cathedralis quadricincta* SCHFF., *P. cathedralis bellunensis* VENZO, *P. cathedralis pseudolaevis* SACC., *P. cathedralis concavosimplex* SACC., *P. cathedralis paucicincta* SACC., *Pirenella plicata* (BRUG.), *Tympanotonus margaritaceus calcaratus* (GRAT.), *T. margaritaceus submargaritaceus* (BRAUN), *Acirsa quadristriata* (PHIL.), *Scala pusilla* PHIL., *Drepanocheilus speciosus digitatus* T. ROTH, *D. speciosus* ex aff. *megapolitanus* (BEYR.), *Rostellaria dentata dentata* GRAT., *R. dentata taurostricta* (SACC.), *Polynices achatensis* (KON.), *Globularia auriculata* (GRAT.), *Erronea subglobosa* (GRAT.), *Cassidaria nodosa nodosa* SOL., *C. nodosa buchii* BOLL., *Murex deshayesi capito* (PHIL.), *Babylonia eburnoides eburnoides* (MATH.), *Northia gradata* WOLFF., *N.* cf. *hungarica hungarica* GÁBOR, *Galeodes lainei lainei* (BAST.), *Nassa exasperata costata* (WOLFF.), *Streptochetus scrobiculatus* (BOLL.), *Pusia burdigalensis* (PEYROT), *Volutilithes proxima* SACC., *Athleta rarispina* (LAM.), *A. telegdyi* (GAÁL), *Lyria picturata hebraica* (GRAT.), *Cancellaria granulata* NYST., *Clavatula* cf. *stazzanensis* BELL., *Turris duchasteli* (NYST.), *Genota* cf. *girundica* (PEYR.), *Terebra cincta* SCHLOTH.

Az eger—balassagyarmati faunatípus rétegeinek elsősorban az igen gazdag IV. sz. lelőhely felel meg, melynek faunája a következő: *Nonion communis* D'ORB., *N. granosum* (D'ORB.), *Reussella spinulosa* (RSS.), *Rotalia beccarii* (L.), *Angulogerina angulosa* WILL., *A.* sp., *Bolivina* cf. *punctata* (D'ORB.), *Cibicides dutemplei* (D'ORB.), *Ostracoda*, *Nucula comta* GOLDF., *N. laevigata* SOW., *N. mayeri* HÖRN., *Arca speyeri* SEMPER,

A. diluvii diluvii LAM., *A. moltensis elongata* SCHFF., *A. daneyi* COSSM.—PEYR., *A. turonensis longiformis* ssp., *A. burdigalina* MAY., *Barbatia barbata* (L.) subsp.?, *Parallelepipedum schafarziki* HORUSITZKY, *Glycymeris* ex gr. *obovatus* (LAM.) var.?, *Plicatula striata* cf. *striata* DEFR., *Lima* (*Limatula*) cf. *subauriculata inframiocaenica* COSSM.—PEYR., *L. (Limea) strigillata* cf. *subhelvetica* COSSM.—PEYR., *Anomia ephippium rugulosostriata* BRONN., *A. ephippium costata* BROCC., *A. ephippium cylindrica* GMEL., *Ostrea* cf. *digitalina* DUB., *O.* cf. *fimbriata fimbriata* GRAT., *Astarte* cf. *grateloupi grateloupi* DESH., *A. grateloupi latestriata* TOURN., *Cardita zelebori percostata* SCHFF., *C. rusticana* MAY., *Cyrena (Batissa) gigas* HOFFM., *C.* cf. *brongniarti* BAST., *Cyprina rotundata* BRAUN., *Diplodonta rotundata rotundata* (MONT.), *Phacoides michelotti michelotti* (MAY.) juv., *Cardium thunense* MAY.—EYM., *C. heeri* MAY.—EYM., *C. bojorum* MAY.—EYM., *C. cingulatum* GOLDF., *C. cyprium* BROCC., *C. kováčovense* nov. sp., *C. bükkianum* T. ROTH, *C. edule* cf. *edule* L., *Pitaria incrassata* ex gr. *suborbicularis* (GOLDF.), *P. incrassata transilvanica* (HOFFM.), *P.* cf. *schafferi* KAUTSKY, *P. noillanensis* (C.—P.), *P. beyrichi* (SEMPER), *P. splendida* (MÉR.), *P. subarata* (SANDB.), *P. delata* (KOEN.), *Gouldia* sp. (*minima* MONT.?), *Gafrarium (Circe)* sp., *Venus multilamella multilamella* (LAM.), *V. multilamella interstriata* (T. ROTH), *V. ambigua* ROV., *V. riberoi* (COTT.), *V. cincta fasciculata* (RSS.), *V. haidingeri* HÖRN., *Paphia* cf. *sallomacensis* (FISCHER) juv.?, *P.* cf. *benoisti praecedens* KAUTSKY, *Irus irus* L., *I. irus minima* (SACC.), *Lajonkairea rupestris decussata* (PHIL.), *Spisula subtruncata triangula* REN., *Lutraria lutraria jeffreysi* DE GREG., *L. latissima* DESH., *L.* cf. *sanna sanna* BAST., *L.* cf. *sanna major* SCHFF., *L. soror* MAY.—EYM., *Psammobia protracta* MAY.—EYM., *P. angusta* PHIL., *Solenocurtus philippi* SPEY., *Abra bosqueti* (SEMPER), *Arcopagia* cf. *fabia* (SANDB.), *Angulus aquitanicus minor* (T. ROTH), *A. nysti nysti* (DESH.), *A. nysti regularis* nov. ssp., *A. kováčovensis* nov. sp., *A. posterus* (BEYR.), *Tellina longiuscula* BEYR., *T.* cf. *intexta* BEYR., *Panopaea meynardi meynardi* DESH., *P. meynardi acutangula* (MICHT.), *Aloidis gibba gibba* (OLIVI), *A. gibba curta* (LOC.), *A. basteroti basteroti* (HÖRN.), *A.* ex gr. *peyrehoradensis* (C.—P.) et subsp.?, *Pholadomya pushi* GOLDF., *Thracia speyeri* KOEN., *Dentalium bouei bouei* DESH., *D. jani jani* HÖRN., *Patella* sp. ind., *Clithon pictus pictus* (FÉR.), *C. pictus bükkensis* (T. ROTH), *Turritella venus* D'ORB., *T. beyrichi beyrichi* HOFFM., *T. beyrichi percarinata* T. ROTH, *T. turris* cf. *badensis* SACC., *T. turris* cf. *eryna* D'ORB., *Protoma cathedralis pseudolaevis* SACC., *P. cathedralis paucicincta* SACC., *Diastoma grateloupi turriloapenninica* SACC., *Acirsa quadristriata* (PHIL.), *Calyptraea chinensis chinensis* (L.), *C. striatella* NYST., *Xenophora deshayesi* (MICHT.), *Drepanocheilus speciosus digitatus* (T. ROTH), *Aporrhais alatus* (EICHW.), *A. callosus* (T. ROTH), *Rostellaria dentata dentata* GRAT., *R. dentata taurostricta* (SACC.), *Ampullina crassatina* (LAM.), *Polynices achatensis* (KON.), *Natica* cf. *millepunctata millepunctata* LAM., *Globularia auricu-*

lata (GRAT.), *Babylonia eburnoides eburnoides* (MATH.), *B. derivatus clausospirata* SACC., *Northia gradata* WOLFF, *N. flurli* (GÜMB.), *Galeodes lainei lainei* (BAST.), *Nassa exasperata costata* (WOLFF), *N. flexuosa gümbelina* (MAY.—EYM.), *N. sp. ind.*, *Ancilla suturalis* (D'ORB.), *Vexillum cf. rectiplicatum* BELL., *Athleta ficulina ficulina* (LAM), *A. rarispina* (LAM.), *A. telegdyi* (GAÁL), *Cancellaria granulata* NYST., *Clavatula regularis regularis* (KON.), *C. regularis mainziana* (SANDB.), *C. regularis mioceniformis* (T. ROTH), *C. regularis bulbiformis* (NOSZKY), *C. selysii polytropa* (KOEN.), *Turris duchasteli* (NYST.), *Terebra cf. acuminata* BORS., *T. cincta* SCHLOTH., *T. simplex* T. ROTH, *T. cf. fuscata* (BROCC.).

Ezenkívül számos lelőhely átmeneti faunát tartalmaz a két típus között, a IX. sz. lelőhelyen pedig miocénkori *Lucinák*ból álló szublitórális faunatársaságot találtunk. Hasonló lucinás réteg ismeretes a Balassagyarmattól északra fekvő dombvidék *Cyrenat* és egri típusú faunát tartalmazó rétegeiben is.

A fauna korát illetően a következőket mondhatjuk: a kovácspataki szelvény típusfaunáiban uralkodó az ún. miocénkori mediterrán faunaelem, amely az atlanti és mediterrán bioprovincia miocén alakjaiból tevődik össze (pl. *Arca diluvii*, *Venus multilamella*, *V. riberói*, *Turritella venus*, *Galeodes lainei* stb.). Emellett nagy szerepe van a faunában az északi bioprovincia oligocén reliktum-elemeinek is, melyek e provinciában a miocénben is tovább éltek (pl. *Pitaria incrassata*, *Angulus nystii*, *Clavatula regularis*), valamint a transzeurópai bioprovincia endemikus alakjainak (pl. *Cardium heeri*). Akvitánia és a Rhône-medence alsó-miocén alakjainak jelenléte a faunában azt mutatja, hogy a tenger, amelyből a kovácspataki rétegsor leülepedett, közvetlen kapcsolatban volt a Paratethyszel, abban az időben, amikor annak üledékei DNy- és D-Európában az első miocén képző faunákat tartalmazzák. Az ilyen faunatartalmú rétegek keletkezésének idejét DNy-Európában *akvitáni* névvel jelölték (9). Tekintve a közös faunaelemeket, a kovácspataki és hasonló faunatípusú rétegeket *nem* jelölhetjük *akvitáninál idősebbnek*. Az északi bioprovincia alakjai, amelyek ott gyakran a latorfitól kezdve a helvétiiig perzisztálnak, kétségkívül bizonyos oligocén színezetet adnak faunáinknak. Ez azonban nem a fauna és a rétegek oligocén korát, hanem a belső-kárpáti alsó-miocén tengerág és az egykorú északi tenger közötti közvetlen kapcsolatot bizonyítja.

A kovácspataki szelvény rétegei tehát *miocén* koriak és pedig *akvitáni* emeletbeliek. A transzeurópai bioprovincia burdigálai faunái ti. már alig tartalmaznak északi elemeket és bennük az indopacifikus eredetű alakok uralkodnak. Ezzel szemben Közép-Európa akvitánkori faunái három fő elemből tevődnek össze: a) miocénkori mediterránból, b) az északi bioprovincia oligocén reliktaiból, c) a transzeurópai provincia endemikus-, esetleg keletről bevándorolt elemeiből. A molluskumfauna ilyen tarka, de mégis igen sajátos összetétele az akkori

ösföldrajzi helyzetre vezethető vissza. A Kárpátokon belüli medence az akvitaniban föltétlenül közvetlen kapcsolatban állt az akkori Földközi-tengerrel. Bizonyítja ezt sok közös, de jellegzetesen alsó-miocén faj jelenléte mellett eddig endemikusnak tartott egri alakok kimutatása a Schio rétegekben, továbbá az öslénytanilag újra feldolgozott rhóne-medencebeli, belluno-i és a krapina-radoboji akvitanban. Az északi provinciával az összeköttetést az északi faunaelemek bizonyítják. Az összeköttetés vagy az egész akvitanon keresztül vagy csak közvetlenül a mediterrán transzgresszió előtt, de fennállott. A nagyszámú sajátosságos, eddig csak Közép-Európa hasonló korú rétegeiben előforduló alak jelenlétéből (pl. *Cardium bojorum*, *C. heeri*, *Arca moltensis*, *Cardita zelebori*, nagyméretű *Lutrariák* és *Venuszok*) esetleg egy keleti bioprovinciával való közvetlen összeköttetésre is következtethetünk.

Az atlanti vagy a mediterrán provincia akvitan emeletének faunaképe természetesen sokkal egyöntetűbb. Ennek oka az ottani területek elszigeteltsége az északi tengertől, ill., hogy az első miocén transzgresszió faunájának passzív vándorlását előidéző tengeráramlatok nem jutottak elégséges kapcsolatba az izolált északi provinciával. Északon megmaradtak a régi faunaelemek még a miocén elején is (ezért van az északnémet és dán alsó-miocénnek még oligocén faunaképe). Ezzel szemben az atlanti és mediterrán provincia területére az új transzgresszióval az európai oligocéntől teljesen elütő fauna nyomult be. Az új faunaelemek megjelenését aligha magyarázhatjuk általánosságban egy provincián belül történt filogenezissel. A csökkentsősvízi molluszkák például, amelyek lárvaállapotban aligha tudnak nyílttengereken keresztülvándorolni, mert létük a partvonalhoz és partközeli medencéhez van kötve, hosszú időn át sem szenvednek nagyobb változást. A legjobb példa erre a csökkentsősvízi molluszkafaunának egységes összetétele a lattorfitól a burdigálaiig, csaknem egész Európa területén. E hosszú idő alatt még variabilitásában is alig változik a *Cyrena convexa semistriata*, a *Pirenella plicata*, a *Tympanotonus margaritaceus*, ezzel szemben többször, gyökeresen és egyszerre megváltozik a rendes sótartalmú vízben élő tengeri puhatestű fauna összetétele. Ennek az lehet az oka, hogy a földkéregmozgás által előidézett új transzgressziók és újirányú tengeráramlások utat nyitnak a távolabbi tengeri bioprovinciákban élő faunaelemeknek — főleg plankton lárvaállapotban — új területekre vagy tengeri provinciákba való benyomulásához. Az új tengeri faunaelemek megjelenése tehát a földkéregmozgással, a transzgressziókkal van kapcsolatban és minden esetben regionális földtörténeti változást jelent. Tengeráramlatok hiányával megmagyarázható tehát, hogy az északi provinciában az alsó-miocén idején még oligocén típusok éltek, míg az atlanti és a mediterrán provinciában már új, a paleogéntől elütő fauna került túlsúlyba. A tanulság ebből az, hogy egy más bioprovinciában felállított, de általánosan elismert földtörténeti korhatárt nem kell föltétlenül új össze-

tételű faunával bizonyítani. A transzgressziókkal bevándorolt új faunaelemek hirtelen megjelenését azonban mindig *előtérbe* kell állítanunk a reliktum-elemekkel szemben, s a fauna korát az új transzgresszió időegységének keretében kell megállapítanunk. Ezért nem lehet kétséges a közép-európai *pektunkuluszos* és *egri típusú* faunákkal jellemzett rétegek *miocén kora*.

IRODALOM

1. CSEPREGHYNÉ MEZNERICS, I.: Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. — Acta Geol. **4**. 1956.
2. CSEPREGHYNÉ MEZNERICS, I. — SENEŠ, J.: Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordungarn. — Neues Jb. Geol. Paläont. Monatsh. 1957.
3. FUCHS, TH.: Tertiärfossilien aus den Kohlenführenden Miozänablagerungen der Umgebung von Krapina und Radoboj und über die Stellung der sog. „Aquitanischen Stufe“. — Mitteil. Jahrbuch Ungar. Geol. Anst. **10**. 1894.
4. HORUSITZKY, H.: Die agrogeologischen Verhältnisse des unteren Ipoly und Garamthales. — Jahresber. ungar. geol. Anstalt. 1898. 1903.
5. HORUSITZKY, F.: Über eine neue Parallelepipedum Art aus dem Oberoligozän von Helemba. — Földt. Közl. **57**. 1927.
6. INKEY, B.: Bericht über die im Jahre 1896 in der Umgebung von Párkány bewerkstelligte geologische Aufnahme. — Jahresber. ungar. geol. Anstalt. 1897.
7. MAJZON, L.: Untersuchungs-Resultate der Bohrungen im Donauboden bei Helemba. — Jahresber. ungar. geol. Anstalt. 1933—35. 1940.
8. MAJZON L.: Adatok a délszlovákiai dunamenti katti rétegek faunájához. — Földt. Int. Évi Jel. az 1940. évről. 1951.
9. MAYER EYMAR, CH.: Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiärgebilde Europas. — Verh. schweiz. Gesellsch. Naturw. 1858.
10. SENEŠ, J.: Études géologiques du Tertiaire de la Slovaquie du Sud. (Feuille Kamendin et Parkan.) — Práce Št. geol. ústavu. **23**. 1949.
11. SENEŠ, J.: Bemerkungen zur Stratigraphie und Paleogeographie des Untermiozäns der Südslowakei auf Grund neuer Forschungen in Mitteleuropa. — Geol. Sbornik. **7**. 1956.
12. SENEŠ, J.: On possible occurrences of Tertiary coal deposits in the vicinity of Šturovo (Slovakia). — Věstník ÚÚG. **32**. 1957.
13. SENEŠ, J.: Stratigraphische Position und Sedimentationsverhältnisse des Tertiärs bei Ková ov in Südslowakei. — Geologické práce. Monografie 1. 1957.
14. SENEŠ, J.: Pholadomya andrusovi nov. sp. aus dem Untermiozän der Südslowakei. — Geologické práce. **12**. 1958.
15. SENEŠ, J.: Proischozdenie i sodержanie akvitanskoj morskoj fauny vo vnutrennej karpatskoj (intrakarpatskoj) depressii. — Meždunarodnyj geologičeskij kongres. Karpato-Balkanskaja asociacija. IV. Sjezd. Kijev-Lvov. 1958.
16. SCHAFARZIK F. — SZONTAGH T.: Az aquitán emelet előfordulása Szob vidékén. — Föld. Közl. **12**. 1882.

17. Szóts, E.: Les problèmes de la limite entre l'en Paleogène et Néogène et des étages Chattien et Aquitanien. — *Acta Geol.* 4. 1956.
18. TELEGDY ROTH K.: A magyar Középhegység északi részének felső oligocén rétegeiről, különös tekintettel az egervidéki felső oligocénre. — *Koch Emlékkönyv.* 1912.

FAUNE ET ÂGE DES COUCHES TERTIAIRES DE KOVÁČOV

Par J. SENEŠ

Ce travail à été publié en monographie. (V. le No 13. de la bibliographie)

ФАУНА И ВОЗРАСТ КОВАЧЕВСКИХ ТРЕТИЧНЫХ СЛОЕВ

Я. СЕНЕШ

Настоящая работа вышла в качестве монографии. Смотри в списке литературы под номером 13.

SZŐNY ÉS KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI

(XXI.—XXV. sz. melléklettel)

Írta: FERENCZ KÁROLY

Szőny és környékének földtani felvételére a tervezendő Dunai Erőmű előmunkálataival kapcsolatosan került sor.

A felvételi területet É-on a Duna, K-en Dunaalmás község és a tőle D-re húzódó hegyes-dombos vidék, D-en a tatai Fényes-forrás, Naszály község, Boldogasszony-puszta, Göbölkút-puszta vonala, Ny-on pedig Steiner-puszta és Komárom város nyugati széle határolja. A felvételi terület 117 km².

A körülhatárolt terület nagyjából megfelel a komárom—szőnyi öblözetnek, így a Dunának egy esetleges visszaduzzasztása esetén ezt a területet csak gát építésével lehetne a teljes elöntéstől mentesíteni.

Földtani vizsgálataim részben felszíniek voltak, de legnagyobb részt az általam végeztetett kismélységű kézfúrásokból, valamint a Vízi-erőmű Tervező Intézet (VITI) és a Mélyépítési Tervező Vállalat (Mélyépterv) talajmechanikai és hidrológiai fúrásaiból értékeltem ki a terület geológiáját. Ennek során feladatom szorosan kapcsolódott a VITI és Mélyépterv fúrási munkálataihoz.

A talajmechanikai és hidrológiai fúrások helyét a VITI és a Mélyépterv 1 : 25 000-es térképlapon jelölte meg. A fúrási pontokat a helyszínen geológusnak kellett kitűzni azzal a megszorítással, hogy az általuk megjelölt helytől geológiai indokolás alapján bármely irányban, de legfeljebb csak 100 m-re térhet el.

A VITI és a Mélyépterv kétféle fúrást végeztetett: feküfeltárót és hidrológiait. A feküfeltáró fúrások célja volt, hogy fúrásokkal megállapítsák a vizet-rekesztő rétegek jelenlétét, vastagságát, összefüggését és elterjedését.

A hidrológiai fúrások célja volt a vizet tartalmazó rétegek feltárása, a víznívók megállapítása és műszeres vizsgálata.

122 feküfeltáró fúrást tűztek ki, számozásuk a Komárom és Dunaalmás közötti szakaszon 301—400-ig, 601—627-ig tart. Ezek közül 88 fúrásnak a helyét a VITI és a Mélyépterv jelölte meg a már említett 1 : 25 000-es térképen, 34-et pedig ott tűztem ki, ahol azt a földtani

körülmények szükségessé tették. A 34 feküfeltáró fúrást legnagyobbbrészt a patak völgyek altalajviszonyainak feltárása érdekében tűztem ki, részben pedig a tervezett fúrási hálózatot sűrítettem ott, ahol a földtani viszonyok azt megkövetelték.

A 34 fúrás közül 6-ot a tatai völgyben, 7-et az Almápusztai-völgyben, 5-öt a Boldogasszony-völgyben, 3-at a Szilapatak-völgyben, 4-et az Ácsi-völgyben (ez utóbbi már kívül esik a felvételi területen, így az 1 : 25 000-es geológiai térképen nem szerepel) és 3-at az Ér-völgyben telepítettem, 6 fúrást pedig hálózatsűrítésre használtam fel.

Az említett és kitűzött fúrásokat — kivéve a 336, 337 és 385-öst — mind megfúrták, tehát feküfeltáró fúrás a területen összesen 119 db mélyült. A 336, 337 és 385-ös megjelölt fúrási pontok időközben víz alá kerültek, vagy tereptárgyak állták útjukat és ezért nem fúrták meg azokat.

Azokon a helyeken, ahol a vízáramlás mérése indokolt volt, hidrológiai fúrásokat telepítettem. A hidrológiai fúrások 201—261 sorszámosságig terjednek, átlag 30 m mélységet értek el.

A VITI és a Mélyépterv által végzett fúrásokon kívül a földtani szelvények pontosabb megszerkesztésére még 193 fedőkutató fúrást készítettem. Ezekkel a kavicsréteg felett elhelyezkedő rétegeket tártam fel, mégpedig a meghatározott szelvényirányokban 100—200 és 250 m távolságokra a mélyebb fúrások közé telepítve. Mélységük átlag 3—6 m között váltakozott.

A földtani vizsgálatok elsősorban az összes fúrási anyagnak a helyszínen történő megvizsgálására terjedtek ki. A fúrási anyag vizsgálatánál elsősorban a szemcsenagyság pontos meghatározására törekedtem, majd az anyag meghatározásánál figyelembe vettem annak eredetét, szállítottsági fokát és települési viszonyait. Kiterjedtek továbbá a vizsgálatok a kőzet színére, ásványtartalmára, karbonáttartalom meghatározására, a szemcsék alakjára, a kőzet szöveti szerkezetére és szervesmaradvány tartalmára, valamint a kőzetek vízáteresztő képességére is.

A szelvényekben használt jelkulcs megállapításánál a következő szemcsenagyságokat alkalmaztam a vízáteresztő képesség megjelölésével:

Kőzet	Szemcsenagyság mm	Vízáteresztő képesség cm/sec
Kavics	$>2,0$	$10^{-1} - 10^{-3}$
Homok	$2,0 - 0,1$	$10^{-2} - 10^{-4}$
Iszapos homok— homokos iszap		$10^{-4} - 10^{-5}$
Iszap	$0,1 - 0,002$	$10^{-5} - 10^{-6}$
Agyagos iszap— iszapos agyag		$10^{-6} - 10^{-7}$
Agyag	$0,002 >$	10^{-7}

A munkálatok során megszerkesztettem a vizsgálati terület 1 : 25,000-es földtani térképét. Erre rávezettem az összes feküfeltáró- és hidrológiai fúrást, valamint a szelvények irányát. A 193 fedőkutató fúrást csak a földtani szelvényeken tüntettem fel. A felvételi területen összesen 30 haránt- és hosszszelvényt szerkesztettem, majd egyet az ácsi völgyben is, bár ez utóbbi már nem esik a felvételi területre. A földtani szelvények részben 1 : 4000-es, részben pedig 1 : 25 000-es léptékben készültek el. A földtani térképen a felszínen előforduló kőzeteket jelöltem be, mégpedig a helyes geológiai kiértékelés szempontjából a homokot és iszapos homokot külön jelöltem. Ez utóbbi két képződményt a szelvény-szerű ábrázolásnál összevontam és csak homokként tüntettem fel.

Rétegtani megfigyelések

1. Pliocén

Felső-pannóniai emelet

A felvételi terület legidősebb képződménye a felső-pannóniai agyag és homok. Ennek legnagyobb részét fiatalabb pleisztocén és holocén képződmények fedik. Felszíni előfordulásban egyedül a Dunaalmásimajornál levő 170,5 ϕ ponttól Ny-ra, a műút mellett agyag, agyagos homok formájában bukkan kis helyen a felszínre. Nagyobb felszíni előfordulása Dunaalmástól D-re Tatatóváros vasúti állomástól kissé É-ra fekvő téglagyári agyagbányában látható, ahol a felső-pannóniai emeletre jellemző *Unio wetzleri* DUNK., *Dreissensia* sp., *Congeria ungula caprae* MÜNST. számos jó megtartású teknőjét sikerült gyűjteni.

A pannóniai agyag legtöbb helyen sárgás vagy kék színű, helyenként homokos és aprókavicsos betelepülésekkel. A kavicsos betelepülések legtöbb esetben erősen limonitosodottak. Ősmeradványok sok helyen tömegesen fordulnak elő benne, ezzel szemben vannak helyek, ahol kővületeket egyáltalán nem tartalmaz. Limonitosodott csíkokat találni néha a márgásabb agyagokban is. A márgás rétegek rendszerint konkordánsan települnek a kék agyagra.

A felvételi területen a negyedkori üledékek alatti pannóniai rétegsort már számtalan artézi kútfúrással tárták fel, de ezek közül egyik sem ért el olyan mélységet, hogy a rétegsor vastagságáról biztos tudomást szerezhettünk volna.

Komárom város területén a városi Vízművek keserűvíz telepén 1952-ben létesített 270,65 m mélységű mélyfuratú kúttal tárták fel a pannóniai rétegek legmélyebb pontját. A fúrás rétegsora HAJÓS M. feldolgozása szerint:

Holocén—pleisztocén

- 0,00 — 2,00 m Feltöltés (kavics, homokos agyag, salak, bazalt, stb.)
 2,00 — 9,00 m Kavics (2–6 cm átmérőjű kristályospala zónából származó kvarcit).

Felső-pannon

- 9,00 — 27,00 m Agyag (világos zöldesszürke, meszes)
 27,00 — 41,14 m Homok (finom és aprószemű, aprócsillámos, gyengén szürke, erősen meszes, laza, fűrőmester szerint homokkő)
 41,14 — 43,50 m Homok (finom és aprószemű, szürke, csillámos, erősen meszes, fűrőmester szerint kemény agyag)
 43,50 — 57,00 m Homokos agyag (finomszemű, sárgásszürke, erősen meszes)
 57,00 — 66,00 m Agyagos homok (finomszemű, szürke, csillámos, meszes, laza)
 66,00 — 75,00 m Homokos agyag (finomszemű, szürke, csillámos, meszes)
 75,00 — 79,00 m Homok (apró, szürke, csillámos, gyengén meszes, éles, laza)
 79,00 — 104,59 m Homokos agyag (finomszemű, szürke, csillámos, meszes)
 104,59 — 107,60 m Homok (középszemű, osztályozott, szürke, csillámos, éles, laza)
 107,60 — 148,80 m Agyag (kékesszürke zsiros)
 148,80 — 160,80 m Homok (középszemű, osztályozott, szürke, csillámos, éles, laza, gy. meszes)
 160,80 — 187,60 m Agyag (világosszürke, meszes)
 187,60 — 193,83 m Agyagos iszapos homok (finom és apró, szürke, csillámos, meszes)
 193,83 — 197,00 m Agyag (finomhomokos, szürke, erősen meszes). Héjtörédé k
 197,00 — 201,00 m Homokos agyag (finomhomokos, iszapos)
 201,00 — 209,66 m Homok (középszemű, osztályozott, szürke, csillámos, éles, laza)
 209,66 — 210,76 m Agyagos homok (finom és aprószemű, szürke, csillámos, erősen meszes, fűrőmester szerint kemény márga)
 210,76 — 240,00 m Agyag (szürke, zsiros, meszes)
 240,00 — 250,60 m Agyagos homok (finom és apró, szürke, csillámos, e. meszes)
 250,00 — 262,00 m Agyag (világosszürke, meszes, iszapos)
 262,00 — 263,18 m Homok (középszemű, szürke, csillámos, éles, laza)
 263,18 — 270,65 m Agyagos homok (finomszemű, csillámos, laza, erősen meszes)

Szőny község területén 1948. év folyamán az OKI által létesített és a Hősök-terén levő mélyfuratú kút 174 m talpmélységet ért el, de ennek a fúrásnak rétegsora ismeretlen.

Ugyancsak Szőny községben 1958. év folyamán a Vásártér Ny-i sarkában megépített mélyfuratú kúttal 160 m mélységig tárták fel a pannóniai rétegeket. A fúrás rétegsora BOSKOVITS G. feldolgozása szerint:

Holocén

0,00 – 2,10 m Agyag (sárgásbarna, laza)

Pleisztocén

2,10 – 3,50 m Agyag (világossárga, homoklisztes, meszes)

3,50 – 9,00 m Kavics (homokos, közpszemű, 4–35 mm átmérőjű)

Pannon

9,00 – 28,10 m Agyag (halványszürke, kissé homoklisztes, finomsillámos, igen meszes, lazán kötött)

28,10 – 34,30 m Homok (agyagos, szürke, aprószemű, meszes, lazán kötött)

34,30 – 62,50 m Agyag (zöldesszürke, sovány, porlékony, igen meszes, közép-kötött)

62,50 – 68,50 m Homok (szürke, aprószemű, éles, osztályozott, csillámos, meszes, laza)

68,50 – 81,30 m Agyag (középszürke, sovány, helyenként vasokkerfoltos, tőzeges, fekete részekkel, kemény, zsíros)

81,30 – 85,10 m Agyagmárga (középszürke, finomhomokos)

85,10 – 125,00 m Agyag (kéesszürke, finomhomokos, finomsillámos, helyenként vasokkerfoltos, meszes, közép-kötött)

125,00 – 130,50 m Homok (szürke, aprószemű, osztályozott, meszes, laza)

130,50 – 160,00 m Agyag (zöldesszürke, sovány, porlékony, igen meszes, közép-kötött)

A felvételi terület ÉK-i sarkában, Dunaalmástól D-re, a Kőfűrésztelep mellett, a timföldgyári lakótelep részére 1955. év folyamán készítették egy 105,15 m mélységű mélyfuratú kútát, amellyel szintén feltárták a pannóniai rétegeket. A fúrás rétegsora VIZSOLYI M. feldolgozása szerint:

Pleisztocén

0,00 – 0,90 m Homok (osztályozatlan, szürkésbarna, kevés apró csillámmal, koptatott, laza, néhány apró kvarckavicsal)

0,90 – 1,40 m Mészkökavics (durvaszemű, maximum 8–9 cm \varnothing , koptatott, sárgásfehér)

1,40 – 3,60 m Kavics (durva, max. 7–8 cm \varnothing , sárgásfehér, kvarc)

3,60 – 5,90 m Homok (apró-középszemű, szürkés-sárga, erősen meszes, kissé összeálló)

5,90 – 9,60 m Homok (kavicsos, finomszemű, szürkés-sárga, erősen meszes, kissé iszapos, sok apró- és durva, max. 5 cm \varnothing kvarckavicsal)

9,60 – 17,50 m Kavics (apró- és durvaszemű, max. 8 cm \varnothing , kvarc, kvarcit, mészkő)

17,50 – 18,70 m Agyag (homokos, osztályozatlan, világos szürkés-sárga, meszes, kötött, kevés apró kvarckavicsal)

Pannon

- 18,70—62,20 m Iszap (finomhomokos, világos sárgásszürke, sok aprócsillámmal, erősen meszes, összeálló)
- 62,20—90,50 m Agyag (finomhomokos, világos sárgásszürke)
- 90,50—98,50 m Homok (finomszemű, világosszürke, sok aprócsillámmal, éles, laza)
- 98,50—105,15 m Piritkonkréciók [aprótól cca 5—6 cm \varnothing -ig, apró széntörmelék (1 cm \varnothing -ig), gömbös-vesés halmazok sok apró s néhány durva, (5—6 cm \varnothing) szürke kvarckavics]

Az eddig feltárt felső-pannóniai rétegek főleg agyagok, finomszemcsés homokok, helyenként homokkőpadokkal.

A felső-pannóniai rétegsor, ahogyan azt a távolabbi mélyfúrásokból ki lehet értékelni, egészen 250—300 m-ig hasonló összetételű, majd a 250—300 m-nél mélyebb rétegek már főleg agyagok és agyagmárgák formájában jelentkeznek.

Levantei emelet

Felvételi területemen a levantei kori képződményeket felszíni elterjedésben a Dunaalmás—Tata között húzódó nagy törésvonalrendszer mellett kialakult édesvízi mészkövek (travertinó) vonulatai képviselik.

Keletkezésük korát ősgերинces faunájuk alapján SCHRÉTER Z. a felső-pliocénbe helyezi (5). De az ősgերинces maradványok feldolgozása alapján SCHLÉZINGER is hasonló megállapításra jut. KRETZOI M. az általa feldolgozott ősgերинces fauna korát az alsó-pleisztocénbe (Günz) teszi, bár ezt a megállapítást újabban terasz-kavics-tanulmányokkal cáfolni igyekeznek.

Az édesvízi mészkő felvételi területemen legjelentékenyebb elterjedésben Dunaalmástól D-re, az Almásihegy Ny-i oldalán fordul elő. A Dunaalmási-majortól D-i irányban felszíni elterjedésben kb. 2 km hosszú és kb. 100—150 m széles sávban húzódik. Ezen a területen a mészkövet számtalan régi elhagyott kőbánya tárja fel, jól szemlélhető módon.

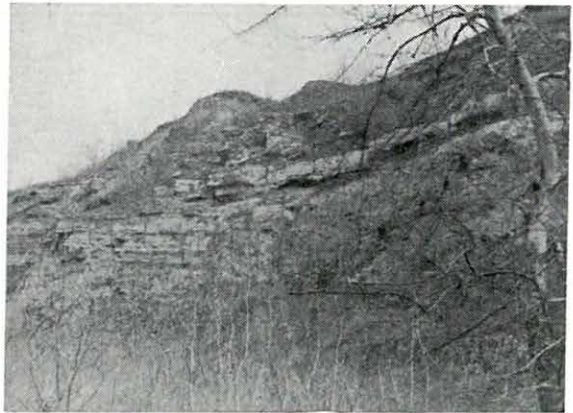
Az Almásihegy Ny-i részén előforduló kb. 2 km-es édesvízi mészkővonulattól délebbre, mintegy 800 m-re a Csúcsoshegy DNy-i részén, majd ettől Ny-ra, kb. 700 m-re, az édesvízi mészkő kisebb felszíni előfordulásban szintén megtalálható.

A Csúcsoshegytől tovább, D felé kb. 3—400 m-re travertinó alkotja a Leshegy platóját is, ahol az édesvízi mészkövet nagy elhagyott bányákban látjuk jól feltárva.

A felvételi területen az édesvízi mészkővonulat legdélibb képviselői két kisebb előfordulásban a tatai út mellett a Mária Magdolna-majortól ÉK-re találhatók. Ezeket szintén a kőfejtők tárják fel.

Az említett édesvízi mészkővonulat keletkezése a nagy dunaalmás—tatai törésvonal mellett feltört hévforrások szakaszos működésének megfelelően, több fázisban történhetett. Erre utal a feltárásokban jól szemléltethető és az édesvízi mészkövek közé települő sárgásbarna homok, kavics, valamint az egyes travertinó-kalapok magassági szintkülönbsége, bár ez utóbbi tektonikai okokra is visszavezethető lenne.

Az Almásihegy Ny-i oldalán húzódó édesvízi mészkővonulat a Dunaalmási-majornál éri el legmélyebb térbeli helyzetét. Az itt előforduló legmélyebb mészkőrögön szembeütően sok hasadékot lehet látni, amelyek a közeli hévforrásműködések következtében kalcittal és aragonittal vannak kitöltve. Ettől a rögtől kezdve D-felé a mészkővonulat állandó emelkedésben van. A major feletti részen magassága a 170 m-t, majd a 2 km-es vonulat D-i végén már a 267,6 m-t is eléri. Ez az emelkedő tendencia a feltárásokban a rétegződésen is jól látható (1. ábra).



1. ábra. Dunaalmási-major feletti régi kőfejtő
Fig. 1. Ancienne carrière, sur la ferme de Dunaalmás

Рис. 1. Старая каменоломня над фермой в с. Дунаальмаш

Az édesvízi mészkő, mint az egész vonulaton, úgy itt is a felső-pannóniai kori agyagra, homokra kalapszerűen telepszik. Szakaszos kialakulási fázisainak megfelelően gyakori jelenség az is, hogy az édesvízi mészkő közé sárgásbarna durvaszemcsés homok, vagy összecementált apró-, vagy durvakavics-konglomerátum települ.

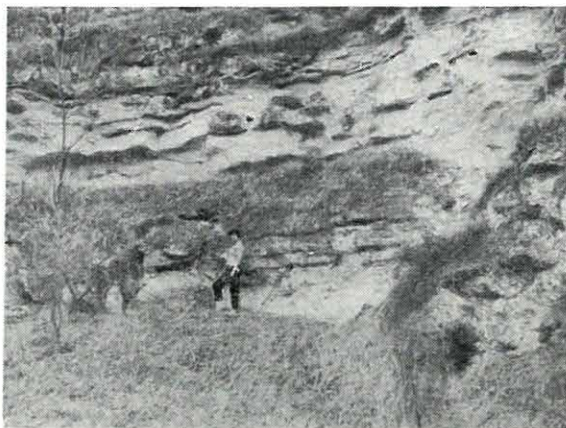
Szép példáját látni ennek majdnem minden feltárásban, de különösen jól szemléltethető módon van feltárva a Dunaalmási-major felett az első nagy kőfejtőben. Itt a 213 m-es szinten tömör édesvízi mészkőre lekoptatott vízi eredetű, sárgás színű durva homok telepszik, közben kisebb homokkő-csikkokkal, amelyek közül a szél a homokot már látható módon kikoptatta.

A kb. 1—1,5 m rétegvastagságú homokra, homokkőre újra kb. 3 m vastag travertinó telepszik, majd ezt újra homokkő és lösz takarja el. Ugyanennek a bányának D-i végén kierodált rétegefejen egy jó megtartású *Elephas (Archidiskodon) planifrons* FALC. zápfogat sikerült találni. A travertinó nagyobb hasadékait kitöltő bemosott homokos,

homokkőves kitöltésben meghatározatlan kisebb csontszilánkokat is találtak.

A mészkő rétegei általában itt ÉÉK felé 7°-kal dőlnek.

Az első nagy kőfejtőtől délebbre levő nagy kőfejtőben az édesvízi mészkő már nagyobb rétegvastagságot ér el. A mészkőre itt is homok,



2. ábra. Dunaalmástól D-re a második nagy kőfejtő édesvízi mészkő- és homokrétegei, hajdani melegforrás feltörési helyeivel

Fig. 2. Couches de travertin et sable de la deuxième grande carrière au S de Dunaalmás, avec les endroits où jaillirent autrefois les sources thermales

Рис. 2. Слои пресноводного известняка и песка со следами выходов бывших термальных источников во второй большой каменоломне к Ю-у от с. Дунальмаш

MÜLL. került elő. Egyébként ezeket a kövületeket 1915-ben SCHRÉTER Z. is gyűjtötte.

Az Almásihegy Ny-i oldalán húzódó travertinó-vonulat D-i szárnyán is nagy elhagyott kőfejtők tárják fel az édesvízi mészkövet. Itt az édesvízi mészkő rétegvastagsága a feltárásokban helyenként eléri a 10—20 m vastagságot. Tektonikai hatások folytán a mészkő eléggé repedezett. Hasonlóképpen a többi előforduláshoz, a mészkő közé itt is agyag, homok, homokkő települt változatos rétegvastagságban. Gyakori az alsó padokban a borsókő, majd a számtalan kisebb-nagyobb barlangüreg, melyek mind hajdani hévforrásfeltörési helyek maradványainak tekinthetők. A 267,6 ϕ pont környékén gyakoriak a mészkőben a növénylenyomatok.

Kisebb mészkőbányát találunk a kociút K-i oldalán, a nagy

homokkő telepszik. Települése a közel vízszintestől már eltér. Sok helyen a mészkő rétegei ívesen elhajlanak és a jó feltárásokban hajdani forrásfeltörési helyek is mutatkoznak (2. ábra). A mészkő itt általában kövületszegény. Hosszas keresés után sikerült csak néhány *Fagotia acicularis* FÉR., *F. sp.* *Radix ovata* DRAP. kőbelet megtalálni. A homokos képződmények puhatestű maradványokban eléggé bővelkednek. Ugyancsak a kőbányában levő homokos képződményekből néhány jó, vagy kevésbé jó megtartású *Trichia hispida* L., *Pisidium subtruncatum* MALM., *Clausilia dubia* DRAP., *Succinea oblonga* DRAP., *Vallonia pulchella*

mészköbányától kissé DNy-ra. Az ebben a bányában található édesvízi mészkő változatos településével egészen elüt a többitől. A mészkőpadok közé szürke és sárgás színezésű agyag települ. Nem jól rétegzett, sok helyen kisebb üregesedések láthatók.

Az Almásihegy Ny-i oldalán levő 2 km-es travertinó vonulattól délebbre a Csúcsoshegy emelkedik. 223-as magassági pontján apró és durva kavicsszemekből összeceментált nagy konglomerátum-tömeg települ az édesvízi mészkőre (3. ábra). A konglomerátumréteg kb. 7—8 m vastag. A Csúcsoshegy Ny-i és DNy-i részén az édesvízi mészkő kisebb-nagyobb sziklák formájában a felszínen elszórtan található. Az egyes tömbökön itt ÉK-i, 7—9°-os döléseket mértem. A Csúcsoshegy 223-as ϕ -tól Ny-ra, mintegy 700 m-re ópleisztocén kavicstakaró közötti kisebb sziklákban az édesvízi mészkő újra felszínre kerül.



3. ábra. A Csúcsoshegy konglomerátum-sziklája

Fig. 3. Le grand rocher de conglomérat du mont Csúcsoshegy

Рис. 3. Конгломератовый утес на горе Чучош

A Csúcsoshegytől délebbre a travertinó nagyobb előfordulásban a Leshegy platóján fordul elő. A mészkövet itt is nagy elhagyott kőbányák tárják fel. A mészkőplató kb. 550 m hosszú É—D-i irányban; északi felében kb. 300, míg déli felében csak kb. 200 m-es szélességet ér el. Legmagasabb pontja itt a mészkőelőfordulásnak 235,5 m. A déli nagy kőfejtőben a mészkő közel vízszintesen települ és rétegvastagsága eléri a 8—10 m-t. A vastag mészkőrétegből valamikor nagy tömböket fejtettek (4. ábra). A mészkőréteg felső részén sok helyen keresztarétegzett homok, homokkő látható 1—2 m-es rétegvastagságban, amelyre újra travertinó települ.

A Leshegyen levő É-i kőfejtőben az édesvízi mészkő közel vízszintesen települ. Rétegvastagsága itt is eléri a 4—5 m-t. A vízszintesen települő travertinó-rétegekre itt is homok, homokkő rakódott. Itt a homok, homokkő keresztarétegződése nem szembetűnő (5. ábra). A mészkő szöveti szerkezete jó megtartású és valamikor itt is nagy tömbökben fejtették.

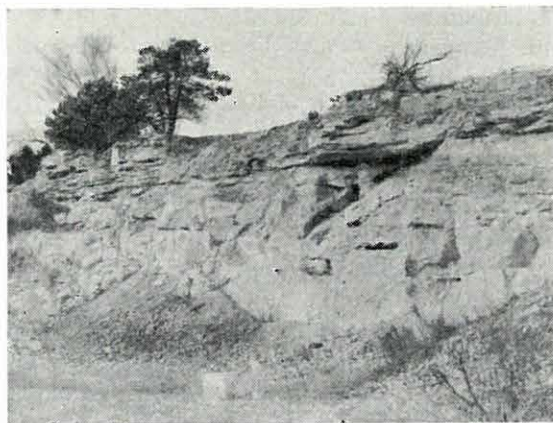
A Leshegyi kőfejtőben, a tömött mészkőből *Helix* sp. kőbelét, *Metafruticicola* cfr. *bartholomaei* Soós, *Helicella hungarica* Soós, *Melania* cfr. *tuberculata* MÜLL. példányokat sikerült gyűjteni.



4. ábra. A Leshegy D-i nagy kőfejtője. Az édesvízi mészkőréteg felett keresztarétegzett homok, homokkő

Fig. 4. La grande carrière de S du mont Leshegy. Au-dessus de la couche de travertin: sable à stratification oblique, grès

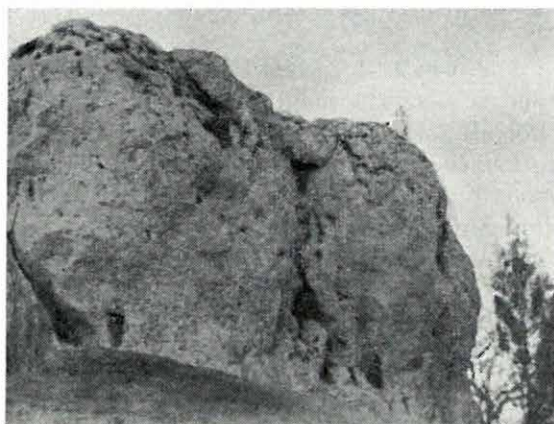
Рис. 4. Большая южная каменоломня на горе Леш. Над слоем пресноводного известняка пески и песчаники с перекрещивающейся слоистостью



5. ábra. A Leshegy É-i kőfejtője. Az édesvízi mészkő közel vízszintesen települ

Fig. 5. Carrière du N du mont Leshegy. Gisement presque horizontal du travertin

Рис. 5. Северная каменоломня горы Леш. Пресноводный известняк залегает почти горизонтально



6. ábra. A Leshegy K-i oldalán levő konglomerátum-szikla, az *Elephas (Archidiskodon) planifrons* FALC. zápfogak lelőhelye
 Fig. 6. Rocher de conglomérat au flanc du mont Leshegy où l'on a récolté les molaires d'*Elephas (Archidiskodon) planifrons* FALC.

Рис. 6. Конгломератовый утес на В-ном склоне горы Леш — местонахождение моляров вида *Elephas (Archidiskodon) planifrons* FALC.



7. ábra. A Leshegy K-i oldalán levő konglomerátum-sziklában *Elephas (Archidiskodon) planifrons* FALC. zápfog lemezei
 Fig. 7. Lamelles de molaire d'*Elephas (Archidiskodon) planifrons* FALC., du rocher de conglomérat au flanc de l'E du mont Leshegy

Рис. 7. Конгломератовый утес на В-ном склоне горы Леш. Пластинки моляров *Elephas (Archidiskodon) planifrons* FALC.

A gyűjtött faunán kívül a bányákban több kisebb növénymaradvány-töredéket is találtam, de ezek egyike sem volt meghatározható állapotban.

A Leshegy 235,5 m-es ϕ -tól kissé ÉK-re egy magányos meszes kötőanyagú konglomerátum-szikla található (6. ábra). A szikla alsó része édesvízi mészkőből áll. Magassága kb. 5—6 m. A sziklafal D-i részében kb. 2,50—3,00 m magasán, egymástól kb. 30 cm-re, két db *Elephas* (*Archidiskodon*) *planifrons* FALC. zápfogának átmetszete látható (7. ábra). Egy harmadik zápfognak már csak a helye van meg a két előfordulástól balra felfelé, kb. 25 cm-rel magasabban.

A Leshegyi kőfejtőben talált kövületeket 1915-ben SCHRÉTER Z. és KORMOS T. is megtalálta, úgyszintén megtalálták HALAVÁTS GY.-val együtt a konglomerátum-sziklába zárt *Elephas*-zápfogakat is.

A Mária Magdolna-majortól kissé É-ra levő két kisebb édesvízi mészkőelőfordulást is kőfejtők tárták fel. Itt a mészkő hasonlít a már említett előfordulásokhoz.

Az összes édesvízi mészkőelőfordulás anyaga csaknem tisztán kalciumkarbonátból áll. Színük kissé sárgásfehér, megtartásuk helyenként lazább, de a legkeményebb mészkövek is jól fejthetők és faraghatók.

Keletkezésükre nézve megállapítható, hogy hévforrásokból rakódtak le a víz lehülése és szénsavtartalmának elvesztése folytán. A hajdani hévforrások a Gerecsehegység mélyebb triász mészkőtagjaiból rengeteg Ca-ot hoztak oldott állapotban a felszínre, amelyből a travertinó lerakódhatott.

Az édesvízi mészkő szöveti szerkezete általában tömött, helyenként azonban erősen likacsos szövetű travertinók is előfordulnak. Ez utóbbiak közül a lazábbak a mésztufák, melyeknek néha egészen porhanyó a szöveti szerkezetük. Ha a mészsók oldatában bővelkedő vizek széndioxidot termelő növényeken folynak át, az oldatból a szénsav kicsapja a meszet, ami a növényt bekérgezi. Az édesvízi mésztufákban így gyakoriak a csöves növényi települések, amelyek a kő értékét erősen rontják.

Az édesvízi mészkövek keletkezésének korát illetően a magasabb előfordulásokat feltétlen levantei korinak vehetjük, de ha figyelembe vesszük az erózióbázis süllyedésével bekövetkezett hévforrás-feltörési szintek süllyedését és a pleisztocén folyamán kialakult kavicsteraszoknak bonyolult települését, akkor fel kell tételeznünk azt, hogy az alacsonyabb szinten levő édesvízi mészkövek keletkezésének ideje még az újpleisztocénbe is átnyúlik. Ennek a problémának végleges tisztázására egy későbbi részletes faunavizsgálat hivatott.

2. Pleisztocén

A felvételi terület pleisztocénkori képződményeinek kialakulásában az ős Duna játssza a legfontosabb szerepet.

A pliocén vége felé a Kárpát-medencét elborító pannóniai beltenger helyén már több, kisebb-nagyobb süllyedékben helyet foglaló beltó volt jelen. Ilyen beltavak voltak a mai Dráva-síkság és a Duna—Tisza köze területén is.

Az ős Duna a Bécsi-medencéből hazánk területére érve először a mai Kisalföld területén levő beltavat töltötte fel finom és durva kavicsos üledékeivel, amelyeket főleg az Alpok É-i előteréből szállított.

Ebben az időben folyásiránya is közel É—D-i lehetett és a mai Rába-völgy szakaszán folyt le és csatlakozott a mai Dráva melléki süllyedék helyét elfoglaló beltóhoz.

A Kisalföldön és a Duna—Tisza közti területeken mélyülő számos mélyfúrás azt bizonyítja, hogy a Kisalföldön (pl. Csorna térségében) 200 m mélységben, a Duna—Tisza közén pedig még 300 m mélységben is vannak Duna-szállította kavicsok. Ezzel szemben terasz-kutatóink a mai dunai vízszinthez viszonyítva még 250—300 m magasan is kimutatnak dunai kavicsokat, különösen a mai Duna-meder középhegységi szakaszán. Mindezekből az következik, hogy a felső-pliocén vége felé a rhodáni hegységképződés idején bekövetkezett medencesüllyedés középhegységeink emelkedését vonta maga után. Így a mai Rába-völgy jobb oldalát szegélyező Kemenesi-dombhát is lassú emelkedésbe kezdett. Ez a kiemelkedés az ős Duna folyásirányát mindjobban K felé tolta el és így alakult ki az idők folyamán a Duna mai folyási iránya.

Középhegységeink a pliocén végével nagyjából egy szinten voltak az akkori feltöltött medencék szintjével. A Középhegység lassú emelkedése lépést tartott a Duna bevágódási sebességével és így alakulhatott ki a mai visegrádi Duna-szoros is.

Felvételi területünkön Komáromtól Dunaalmásig és Dunaalmástól D-re a Tatai-patak mellett a morfológiai kutatások hét Duna-teraszt mutatnak ki. Felvételi területemen ezek közül öt bizonyítható. A legmagasabb Duna-terasz, amely a felvételi területen már kívül esik, ma kb. 250 m magasságban van.

A felvételi terület komárom—dunaalmási szakaszán a jelenlegi ártér D-i peremén a földtani térképen is kirajzolódó kavicsos térszínvonulat felel meg a morfológusok által elnevezett II/a sz. terasznak. Ennek viszonylagos magassága kb. 10 m és ezt nevezték régebben városi terasznak.

A II/b számú második terasz, melynek viszonylagos magassága kb. 15—25 m, a II/a terasztól már délebbre van és csak helyenként esik a felvételi területre, így csak egyes szakaszokon mutatható ki. Az említett két terasz közötti területen pleisztocénkori futóhomok települ. Az időszakosan szárazra került árterek vápáiból a homokot a szél kifújta.

Sok helyen a futóhomokból kisebb-nagyobb buckákat, dombokat formált. Ilyen homokbuckás területen települnek a szőnyi szőlők is. Erős homokbuckásodásokat találunk Komárom környékén is.

A II/a sz. terasz kavicsai ma már legtöbb esetben csak mint felszíni lepelkavicsok találhatók meg. Helyenként azonban nagyobb rétegvastagságot is elérnek. Közel összefüggő nagyobb területen csak Komárom és Szőny között találhatók. Kisebb foltokban megjelennek Bélapusztá és Almás-pusztá környékén is, bár egyes helyeken még Komáromtól Ny-ra is előfordulnak.

Az egyes kavicsbányákban a bányafalakon gyakran figyelhetünk meg szoliflukciós jelenségeket, fagyás okozta repedésekből származó tölcéséresedéseket, jeléül annak, hogy a kavicslerakódás a pleisztocén kor végén a Würm eljegesedés idején történhetett. A hatalmas jégpáncél olvadásakor — amely akkor még Európa nagy részét borította — a Duna sokkal szélesebb folyó volt, mint ma. Nagyobb volt a folyási sebessége, így a durvább törmeléket messzebbre szállította, mint ma. Ugyanakkor a magas vízállással kapcsolatos talajfolyási jelenségek is gyakoriak voltak, melyek kitöltötték a jégkorszakban bekövetkezett talajrepedéseket.

A Gerecsehegység Ny-i oldalában Dunaalmástól Tóvárosig megtalálhatók az ős Dunának III., IV. és az V. számú ugyancsak pleisztocénkori teraszok kavics lerakódásai. A tapasztalat szerint az egyes teraszok magasságával növekszik a kavicsok nagysága is. Ebből a jelenségből arra lehet következtetni, hogy a legmagasabban levő teraszok keletkezése idején érte el a folyó legnagyobb szélességét és sebességét.

A felső-pliocén végén bekövetkezett medencesüllyedések erősen leszállították az erózióbázist, és így nagyarányú lepusztulási folyamat vehette kezdetét. A lepusztulási folyamatok legnagyobb mértékben a terület legidősebb kőzetein látszanak meg, így a legmagasabb Duna-teraszoknak ma már helyenként csak roncsait találhatjuk meg, többnyire az édesvízi mészkő által összecementált konglomerátumok formájában. Erre legszebb példa a Csúcsoshegy konglomerátum sziklája (3. ábra).

Az erózióbázis süllyedésével a Duna méreteinek csökkenése is lépést tartott, ezt az egyes teraszok anyagának lerakódása híven visszatükrözi.

A Dunaalmás—Tóváros közötti hegyvonulat lankásabb oldalaira is felfújta az uralkodó É-i, ÉNy-i szél a szárazra került árterek homokos üledékeit, bár ezen a részen a futóhomok már sok helyen szárazföldi löszszel keveredve is található. Ebből arra lehet következtetni, hogy a morfológusok által osztályozott III., IV. és V. számú teraszok a jégkorszakot követő időben már nem voltak árterek. Az ezeknél fiatalabb teraszokon ezzel szemben még a későbbi idők folyamán is árterek lehettek, mert ezeken a szárazföldi löszlerakódás nyomai sem találhatók. Ezzel szemben annál gyakoribbak az iszapos-agyagos lerakódások.

A területen lemélyített kutatófúrásokból minden kétséget kizárólag meg lehet állapítani, hogy a Duna építő és letaroló folyamatai az egyes áradási időszakokkal számtalanszor ismétlődtek. Az áradások idején hozott és rendszeresen lerakott anyagot máskor, sebességének növekedésekor, részben ismét felszedte, továbbszállította, egyrészt visszahagyta, így az egyes homokos és kavicsos lerakódásokban keresztretégződések alakulhattak ki.

Az áradásokkor előtött vápákban az ár levonulása után visszamaradó pangó víz lebegő alkatrészei csak később, lassabban szedimentálódtak, így találunk a kavicsos, homokos üledékek között gyakran agyagos, iszapos lerakódásokat is.

Az idősebb teraszok szállított anyagának vizsgálata folyamán megállapítható az is, hogy az mind a Duna felső szakaszáról származik.

3. H o l o c é n

A felvételi területen a holocén üledékek nagy területen megtalálhatók. Általánosan holocén üledékekkel fedettek mindazok a területek, amelyek a Duna mai árterét képeznék akkor, ha az árteret mesterséges gátaikkal kisebb területre nem korlátozták volna.

A holocénnal borított területek nagyjából a Duna mai medre és a II/a számú terasz közötti területrészen, valamint a Tatai-patak és a Fényes-forrás patakja között terülnek el.

A holocén képződmények felszíni elterjedésben leginkább iszapos homokok formájában vannak jelen. A rétiagyagok, agyagos iszapok az egyes vápákban megtalálhatók Komárom és Szőny között, Szőny és Perjés-puszta között, valamint Almás-puszta és a volt Homoki-malom környékén. Ezek kisebb szigeteket alkotnak. Ugyancsak találhatóak kisebb foltokban elszórva az egész holocén területen apró kavicsokból álló lepelkavicsok, ezeket az egyes jelenkori áradások örvénylő vízmozgásainak közepén lehet megtalálni.

A nagyobb vápákban, különösen a Szőny és Komárom közötti szakaszon, felszíni elterjedésben elég nagy területeken találunk homokos iszapokat is.

A felvételi munka során a legtöbb fedőkutató kézifúrás a holocén területeken lett lemélyítve. Ezeknek a fúrásoknak az anyagából és a szelvényyszerű ábrázolásokból is kitűnik az, hogy az árvizek szeszélyes megjelenése, visszahúzódása itt is erős kiékelődéseket és a letarolási folyamat helyenként keresztretégződéseket formált a szedimentációban.

A fúrási anyagokból megállapítható az is, hogy a jelenlegi ártérre szállított kavicsok legtöbb helyen 0,3—15 mm szemnagyságúak.

BOGÁRDI J. szerint a dunaalmási hordalékmérő állomáson 1931.

és 1940. évek közötti időben a hordalékok átlagos szemcseátmérője a következő volt:

lebegtetett hordalék	0,05— 0,06 mm Ø
görgetett	” 0,2 — 0,3 ”
a meder anyaga	11,0 —12,0 ”

PÉCSINÉ DONÁTH É. Almásfüzitőnél az ártéri szinten a dunai kavicsok ásvány-kőzettani összetételére nézve végzett elemzéseket. Az elemzésekből megállapította, hogy a Duna jelenleg szállított anyagának a következő az ásvány-kőzettani összetétele: kvarc, kvarcit, lidit, muszkovitbiotitgránit, tátraí gránit, gnájsz, csillámpala, finomszemű homokkő, májopál, szaruköves mészkő, szaruköves dolomit, vörös mészkő, sötétszürke mészkő, világosszürke finomszemű mészkő, sárga mészkő hófehér kvarciterekkel, fekete mészkő fehér kalciterekkel, márgás mészkő, erősen homokos mészkő, mészkőbreccsa, dolomit, összecementált homok, limonitos vaskiválás.

A II/a sz. terasz és a Duna mai medre közötti holocén térszint helyenként kisebb 4—6 m magas futóhomokbuckák tarkítják. Ennél lényegesebbek azok a holocénben található kisebb-nagyobb részben pleisztocén eredetű teraszszigetfoltok, amelyekre Komárom, Szöny és Almásfüzitő települ. Ezek a terasz-szigetfoltok megfelelnek a Duna I. számú teraszának.

Szönytől D-re a II. sz. terasz 2—3 cm átmérőjű kavicsokból álló vonulataival párhuzamosan egy holocénkori széles mély holtágat sikerült kimutatni. Ez kiindul Komáromnál, elhúzódik Szöny és Almásfüzitő alatt, majd Dunaalmás előtt csatlakozik a jelenlegi Duna-mederhez. Felvételezési időm alatt egy augusztusi nagy felhős szakadás alkalmával az egész régi holtág megtelt vízzel, és hetekig tartott a víz visszahúzódása. Ennek a holtágnak mai medrét felszíni elterjedésben legnagyobb részben homokos iszapok, és a jelenlegi patakmedrek alluviális képződményei borítják.

A pleisztocénkori teraszszigetek jelenlétére bizonyítékként kell felhozni — a Pécsi M. által 1956-ban leírt — az almásfüzitői Újteleptől D-re a budapest—bécsi vasútvonal mellett a 116-os háromszögellési pontnál levő homokbányában talált *Elephas primigenius* borjú zápfogát, mely teljesen épen került elő a kavicsos homokból.

A VITI talajmechanikai fúrásaiból megállapítható volt az, hogy az említett óholocén Duna-meder vonalában a Duna kavicsai a mai Duna vízszintje alatt kb. 10—70 m mélységben vannak. A holt Duna-meder és a jelenlegi meder közötti szakaszon ezzel szemben a Duna kavicsai 1,80—7 m mélységben találhatóak. A kavicsok rétegvastagsága nagyon változó, feküjüket mindenütt pannóniai agyagok és homokos iszapok képezik.

Hidrológiai viszonyok

Amilyen fontos szerepet töltenek be a felszíni vizek a felvételi terület geológiájának kialakításában, éppen olyan fontos szerepet lehet tulajdonítani a terület hidrológiájának is.

Mint legnagyobb folyót, amely egyben a felvételi területet É-on határolja, a Dunát kell megemlíteni. Komárom, Szőny és Almásfüzitő térségétől D-re kisebb vízfolyásként a Szila-patakot, a Boldogasszonytő és az alsógrébics-pusztai Asszonytő vízfolyását kell megemlíteni.



8. ábra. A Fényes-forrás csoport fő forrásai

Fig. 8. Sources principales du groupe „Fényes”

Рис. 8. Главные источники из группы источников „Феньеш”

Ezeknek a patakoknak vízhozama kicsinek mondható, egyesek csak időszaki vízfolyások.

Sokkal számottevőbb vízmennyiséget szállít a Fényes-forrás patakja, majd a tatai Nagytő vizét levezető Tatai-patak. A Fényes-forrás patakja az előzően említett patakokkal egyesülve Almásfüzitő és Dunaalmás között, míg a Tatai-patak önállóan Dunaalmásnál torkollik a Dunába.

A természetes vízfeltörések és források közül elsősorban a Dunaalmás és Tóváros között húzódó nagy tektonikus vonal mellett feltörő Fényes-forrás csoportot kell megemlíteni. A Fényes-források közel egy km²-nyi területen több kisebb-nagyobb forrásból tevődnek össze.

A legjelentékenyebb forrás csoport a fürdőmedencétől É-ra van (8. ábra). Mint kisebb vízmennyiséget szolgáltató forrást meg kell említeni a Vakforrást és a lefolyástalan, kerek alakú ún. „Feneketlen”-forrást, ami a fürdőmedencétől K-re települ.

A VITUKI mérési eredményei szerint a Fényes-forrás csoport ösz-

szes forrása 1957 április 6-i mérés alapján 39 600 l/p, 1957 április 13-án pedig 10 560 l/p vizet szolgáltatott.

Mind a vízszolgáltatási ingadozásokból, mind a 22,5—24 C° hőmérsékletből megállapítható, hogy a víz a törésvonal mellett, a mélyebb karszthegységből tör fel a tóvárosi forrásokhoz hasonló módon.

Az említett nagy törésvonal mentén a hajdani hévforrástevékenység a mainál sokkal nagyobb lehetett. A hajdani hévvízfeltörések hőmérsékletére az édesvízi mészkövekben található édesvízi faunaelemekből is lehet következtetni. Minden valószínűség szerint mind ezek, mind a helyenkénti borsóköves kiválások azt bizonyítják, hogy a források hőmérséklete a mainál sokkal nagyobb volt.

Természetes forrásfeltörés még a dunaalmási vasútállomástól K-re a vasúti töltés alatt levő Lilla-forrás, amelynek eddig mért legnagyobb vízhozama 866 l/p és legkisebb 90 l/p volt.

Fúrással tárták fel a dunaalmási strandfürdő forrását, mely a VITUKI mérései alapján 1588 l/p legnagyobb és 860 l/p legkisebb vízhozammal van nyilvántartva. A Lilla-forrás vizének hőmérséklete 22,0—25,5 C°, míg a dunaalmási strand forrásának vize 23,5—25,0 C° között ingadozik.

Meg kell még emlékezni arról az artézikútról, amelyet a Homokimalom, a jelenlegi Kőfűrésztelep mellett, még 1955. évben telepítettem, az almásfüzitői gyár lakótelepének vízellátására. Ez a fúrás is beleesik a már említett nagy tektonikai vonalba, így a fúrás talpmélységével elért 105,15 m-ben ezzel is megcsapolják a törésvonalban mozgó langyos karsztvizet. A fúrásból 2040 l/p 24 C°-ú erősen kénhidrogénes víz tört fel nagy nyomás alatt. A víz nyugalmi szintje 35 m-re volt a terep szintje felett. Érdekessége még ennek a fúrásnak az, hogy az elért talpmélységről apró kvarckavicsok és elszenesedett növényi maradványok kíséretében, mogyorónyi-diónyi nagyságú pirites és markazitos gumók kerültek ki. Ebből arra is lehet következtetni, hogy a mélyebb szinteken a víz hőmérséklete sokkal nagyobb. A víz erős lehűlését minden bizonnyal az okozza, hogy a vetővonal — ami mellett a víz a mélyebb szintekről feltör — nem zárt egység, így a víz keveredhetik a magasabban levő, hideg karsztvizekkel.

A dunaalmás—tatai törésvonal a Duna medrével nem szakad meg. 1959. évben a Duna bal parti síkságán a szlovákiai oldalon is telepítettek egy mélyfúrást, amelyből szintén erősen kénhidrogénes, langyos víz tört a felszínre.

Véleményem szerint az egész dunaalmás—tatai törésvonal-zónában megvan a lehetősége annak, hogy egy kb. 700—1000 m-es fúrással a felső hideg vizek kizárása után megkaphatnánk a 60—70 C°-ú kénhidrogénes termálvizet. Ugyanez vonatkozik a felvételi területen Komárom, Szőny, Almásfüzitő térségére is.

A felszín alatti víz egy része a Duna legelső terasz kavicsaiban, vagy

egészen fiatal kavicsos üledékeiben tárolódik. Ezt a vízkészletet ásott-aknás kutak létesítésével mindenütt hasznosítják. Ivásra a felső kavicsrétegekben levő víz nem a legalkalmasabb, mert a limonitosodott kavicsoktól magas a víz vastartalma.

A mélyebben levő felső-pannoniai agyagos-agyagmárgás üledékek között gyakoriak a kisebb vastagságokat elérő homokrétegek. Ezekben ivásra alkalmas, nyomás alatt álló vizek vannak. Ezeket a víztartó rétegeket Komáromban 17, Szőnyben 39 és Dunaalmáson 3 db mélyfuratú kúttal, vagy próbafúrással csapolták meg. A mélyfuratú kutak vízhozama nagyon változó, függ a kút mélységétől és a harántolt vízáadó réteg szerkezetétől. Komáromban a mélyfuratú kutakból 60—800 l/p 16 C°-ú, a terep szintje fölé emelkedő, Szőnyben 30—250 l/p 12—14 C°-ú, terepszint alatt maradó és Dunaalmáson 100—2040 l/p 17—24 C°-ú, terepszint fölé emelkedő vizeket kapnak.

Általánosságban az mondható, hogy a dunaalmás—tatai törésvonalzónát kivéve, terepszint fölé emelkedő vizet a területen csak a mélyebb fúrásokból kapnak.

Hegység szerkezeti megfigyelések

A felső-pliocén vége felé a rhodániai hegységképződés idején voltak a felvételi területen a legélenkebb kéregmozgások.

Erre az időre esnek medenceterületeink legnagyobb mértékű süllyedései és középhegységeink kiemelkedései. A szőny—komáromi síkság a középhegységi területrészt peremén fekszik, így itt már nagy medence-süllyedések nem léphettek fel, de a kéregmozgások határterületein annál jobban kifejlődhettek a törésvonalrendszerek.

Területünkön ennek legszebb példáját a Tata és Dunaalmás vonalában mutatkozó, közel É—D-i irányú nagy diszlokációs vonal mutatja. Amint az egyes fejezetekben említettük már, a pliocén végén e törésvonalrendszer mentén törtek fel azok a hévforrások, amelyeknek adataiból a Dunaalmás—Tata közötti részen az édesvízi mészkövek lera-kódtak.

Az egyes travertinó-vonulatok elhelyezkedése híven tükrözi vissza a vetődéseket és a területet ért hegységképző erők mozgási irányait.

A pliocénban többé-kevésbé kialakult dombos térszint lépcsős vetődések, oldalnyomásra történő átlós elmozdulások érintették. Így zárt és nyitott vetőzónák keletkezhetnek. Utóbbiak nagyon alkalmasak a hév-vizek feltörésére.

A travertinó-vonulaton azt is megfigyelhetjük, hogy az egyes rögök Dunaalmás irányában erős lezökkenéseket, szétdarabolódásokat mutatnak (2. ábra). Ez a lezökkenés és szétdarabolódás az egyes rögök magassági elhelyezkedéséből és a rétegek 4—9°-os dőléséből is megállapítható.

A felvételi területen a kimutatható és a ma is élő nagy törésvonalrend-

szer mellett vannak még fiatalabb üledékekkel fedett, főleg közel Ny—K és D—É-i irányú diszlokációs vonalak is. Nagyjából ezek vonalát követik a területen található felszíni vízfolyások, így elsősorban maga a Duna is. Törésvonalat jelez a felvételi területen a Szőny—Almásfüzitő D-i részén húzódó holt Duna-meder is. Ez utóbbi törésvonalak az ópleisztocén- és felső-pliocénnél minden bizonnyal idősebbek.

A törésvonalrendszerekkel kapcsolatban az is megfigyelhető, hogy az egyes nagy törésvonalak kereszteződésénél törnek a felszínre a legnagyobb langyosvízű források. Erre legszebb példa a dunaalmási langyosvíz-feltörés volt, ahol a nagy tata—dunaalmási törésvonal a Duna törésvonalát keresztezi.

Ebből a példából kiindulva a területen esetleg létesítendő mesterseges termásvíz feltárások alkalmával erre figyelemmel kell lenni.

Gazdaságilag hasznosítható nyersanyagok

A felvételi területen a gazdaságilag hasznosítható nyersanyagok közül elsősorban az építőipar részére találunk értékes anyagokat. Köztudomású, hogy már a római birodalom idején is művelték azokat a nagy travertinó bányákat, amelyeket Dunaalmás és Tata között találunk. Ezeket a bányákat ma is legnagyobbbészrt azok az utak kötik össze, amelyeket még a rómaiak építettek.

A travertinó eléggé lyukacsos kőzet, jól fejthető, nagy tömbökben faragható, így elsősorban az építészeti szobrászat részére nyújt alkalmas nyersanyagot. Felhasználják burkolókőnek is. Erre a célra a Dunaalmástól kissé DNy-ra levő volt Homoki-malom területén egy kőfűrésztelep dolgozza fel a nyersanyagot.

Az építőiparban hasznosíthatók a területen előforduló és téglá égetésére alkalmas agyagok, löszös agyagok; ilyen anyagból dolgozik a Berta-majortól K-re levő téglagyár is.

A Duna teraszain számtalan jó homok- és kavicsbánya létesítésére is megvan a lehetőség, azonkívül a jelenlegi Duna-mederből kotrással az egész szakaszon jóminőségű, betonozásra is alkalmas homokos kavics termelhető ki.

Itt kell megemlíteni azt is, hogy mind Komárom város, mind Szőny és Dunaalmás községek területén megvan a lehetősége annak, hogy alkalmas vetőzónában egy kb. 800—1000 m-es mélyfúrással 60—70 C°-ú kénes termásvizet tárjanak fel, amit fürdősi célokra, továbbá épületek és üveg-házi kultúrák fűtésére lehetne hasznosítani.

IRODALOM

1. HOFMANN K.: A Duna jobbpartján Ó-Szőny és Piszke között foganatosított földtani részletes felvétel. — Földt. Közl. 1884.
2. HORUSITZKY H.: Komárom város környékének hidrográfiai és agrogeológiai viszonyai. — Földt. Int. Évk. 1900.
3. LIFFA A.: Földtani jegyzetek Tata és Szőny vidékéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1908.
4. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A Gerecse-hegység magas teraszairól. — Földt. Közl. 1939.
5. SCHRÉTER Z.: A Budai és a Gerecsehegység peremi édesvízi mészkőelőfordulásai. — Földt. Int. Évi Jel. 1951.

CONDITIONS GÉOLOGIQUES DE SZŐNY ET DES ENVIRONS

Par K. FERENCZ

Le territoire levé est situé au bord du Danube, dans la région de Dunaalmás et Komárom. En connexion avec la construction du barrage de l'Usine de force hydraulique Danubienne, on a exécuté beaucoup de forages de recherche profonds et peu profonds. Par le moyen de ceux-là, nous avons tracé quelques profils qui sont représentés sur la carte géologique ci-incluse. Les formations les plus anciennes du territoire consistent en argiles et sables pannoniens, contenant des faunes caractéristiques. A ceux-là se superposent des formations levantines (travertin), puis des graviers de terrasse, sables, loess et tuf calcaire du Pléistocène. L'étage levantin est caractérisé par des Vertébrés fossiles (*Elephas planifrons*) aussi. Le long des lignes tectoniques, des sources thermales ont jailli, depuis le Levantin jusqu'à nos jours.

Annexe XXI. Carte géologique de Szőny et de ses environs.

Légende: 1. gravier, 2. sable, 3. sable vaseux, 4. vase, 5. vase sableuse, 6. vase argileuse, argile vaseuse, 7. argile, 8. grès, 9. travertin, 10. conglomérat, 11. direction des profils, 12. ligne de faille, 13. forage hydrologique, 14. forage ouvrant le mur, 15. inclinaison des couches, 16. source thermale, 17. puits artésien sulfureux.

Annexe XXII.

Légende: 1. gravier, 2. sable, 3. vase sableuse, 4. vase argileuse, argile vaseuse, 5. argile, 6. niveau d'eau, 7. vase, 8. grès, 9. tourbe, 10. marne calcaire, 11. travertin. Chiffres soulignés = N° de profil.

Annexes XXIII à XXV. V. la légende de l'annexe XXII.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ С. СЁНЬ И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ

К. ФЕРЕНЦ

Область, подверженная геологической съемке, расположена между с. Дунаальмаш и г. Комаром. В связи со строительством дамбы для Дунайской ГЭС здесь заложены многочисленные глубокие скважины и приповерхностные шурфы. При их помощи автор начертил несколько разрезов, которые им указаны и на приложенной геологической карте. Древнейшими образованиями данного района являются глины и пески, относящиеся к верхнему паннону и содержащие характерные для этого яруса фауны. Выше этих слоев залегают образования, принадлежащие к левантинскому ярусу (пресноводный известняк), а над ними — плестоценовые террасовые гальки, пески, лесс и известковый туф. Левантинский ярус охарактеризуется также и остатками древних позвоночных (*Elephas planifrons*). Вдоль тектонических линий, от левантинского яруса до настоящего времени, возникли термальные источники.

Приложение XXI. Геологическая карта с. Сёнь и его окрестности.

Легенда: 1. Галька, 2. Песок, 3. Илистый песок, 4. Ил, 5. Песчанистый ил, 6. Глинистый ил, илистая глина, 7. Глина, 8. Песчаник, 9. Пресноводный известняк, 10. Конгломерат, 11. Направление разрезов, 12. Линия разлома, 13. Гидрологическое бурение, 14. Бурение для вскрытия подошвы, 15. Падение слоев, 16. Терма, 17. Серный артезианский колодец

Приложение XXII.

Легенда: 1. Галька, 2. Песок, 3. Песчанистый ил, 4. Глинистый ил, илистая глина, 5. Глина, 6. Уровень воды, 7. Ил, 8. Песчаник, 9. Торф, 10. Известковистый мергель, 11. Пресноводный известняк. Подчеркнутые цифры = Номера разреза

Приложения XXIII, XXIV, XXV. (Легенда на приложении XXII.)

OXIDÁCIÓ ÉS REDUKCIÓ SZEREPE A FÖLDTANBAN

(Új módszer az oxidációs állandók mérésére)

Írta: BÁRDOSSY GYÖRGY — BOD MAGDOLNA

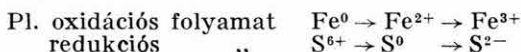
Az oxidáció és redukció fontos szerepet tölt be a földtani folyamatokban. Az utóbbi évtizedek geokémiai kutatásai erre egyre fokozottabb mértékben hívják fel a figyelmet. Hazai vonatkozásban SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1952-ben elsőnek mutatott rá e folyamatok jelentőségére (20).

Az oxidáció és redukció fizikai-kémiai, a redoxpotenciál pedig elektrokémiai fogalmak. Elméletükkel és mérésük gyakorlati módszereivel ezek a tudományágak foglalkoznak. A földtan és geokémia csupán felhasználja, sajátos céljainak megoldására alkalmazza ezek ismeretét. Geológusaink legtöbbször egyéb irányú elfoglaltsága miatt nem foglalkozott behatóbban az oxidációs-redukciós jelenségekkel. A legutóbbi időkig megfelelő mérési módszer sem volt a kőzetek oxidációs-redukciós állandóinak pontos meghatározására. Az elmúlt évben sikerült egy, az eddigieknél lényegesen pontosabb és megbízhatóbb mérési módszert kidolgozunk. Az új módszert azóta a Földtani Intézet Igazgatósága bevezette a kőzettani laboratórium meghatározásai közé és most már az egyes kutatócsoportok problémáik megoldására e méréseket is igénybe vehetik.

Abból a célból, hogy az új módszer által szolgáltatott adatokat kártársaink megfelelően fel tudják használni, rövid áttekintést adunk az oxidáció és redukció, ill. a redoxpotenciál fogalmáról, ennek földtani szerepéről és végül az új mérési módszerről.

1. Az oxidációs fok és az oxidáltság fokának fogalma

Ha oxidációról van szó, általában olyan folyamatokra szoktak gondolni, melyek során valamely elem vagy vegyület oxigént vesz fel. Pedig az oxidáció vagy redukció fogalma sokkal szélesebb ennél. A fizikai kémia oxidációnak nevez minden olyan folyamatot, melyben egy atom pozitív töltést nyer, egy kation pozitív töltéseinek száma nő, vagy egy anion negatív töltéseinek száma csökken. A redukció alatt a fentiekkel ellentétes irányú folyamatokat értünk.



Egy elem oxidációs fokán tehát tulajdonképpen ionja pozitív vagy negatív töltéseinek számát értjük.

A földtani folyamatok geokémiai vizsgálatakor ezen az általános megfogalmazáson felül az is lényeges, hogy mennyi oxigént tartalmaz a kőzet? Ezt a kőzet, ill. az ásvány *oxidáltsági foka* fejezi ki, mely a kőzet súlyszázalékban megadott teljes oxigéntartalmával egyenlő. Az oxidációs fok és az oxidáltsági fok tehát nem azonos jelentésű fogalmak. Számos esetben komoly zavarokat, félreértéseket okozott a geokémiai munkákban e két fogalom összecserélése. Hogy a két fogalom mennyire más tartalmat jelez, legkönnyebben a vas példáján mutathatjuk be:

Fe	fémvas	oxidációs foka	0 oxidáltsági foka	0%
FeS ₂	pirit	„ „	+2	„ „ 0%
FeO	ferrooxid	„ „	+2	„ „ 22,3%
Fe(OH) ₂	ferrohidroxid	„ „	+2	„ „ 35,6%
FeCO ₃	sziderit	„ „	+2	„ „ 41,4%
FeFe ₂ O ₄	magnetit	„ „	+2 és +3	„ „ 27,6%
Fe ₂ O ₃	hematit	„ „	+3	„ „ 30,1%
FeO(OH)	goethit	„ „	+3	„ „ 36,0%
Fe(OH) ₃	ferrihidroxid	„ „	+3	„ „ 44,9%

Láthatjuk tehát, hogy olyan ásványok oxidáltsági foka, melyekben a vas oxidációs foka megegyező, lényegesen eltérő lehet. Sőt olyan eset is van, hogy kisebb oxidációs fokú vasásvány oxidáltsági foka nagyobb lehet, mint egy nagyobb oxidációs fokú vasásványé (pl. sziderit—hematit).

2. A redoxpotenciál fogalma

Ahhoz, hogy egy elem oxidációs fokát megváltoztassuk, bizonyos energiára, más szóval bizonyos munkavégzésre van szükség. Az oxidációs fok megváltoztatása azt jelenti, hogy az elemről egy elektront leszakítunk (oxidáció), vagy hozzáadunk egy elektront (redukció). Mivel ez elektrokémiai folyamat, azért mérése elektromos egységekben, mégpedig *voltban* vagy *millivoltban* történik. *Redoxpotenciálnak* azt a voltban kifejezett energiaváltozást nevezzük, amely egy ion oxidációs fokának megváltozásakor fellép.

Nyilvánvaló, hogy minden elemnek anyagi minőségétől függően más és más a redoxpotenciálja. Ezen felül még ugyanazon elem különböző oxidációs fokú ionjainak redoxpotenciálja is eltérő.

Az elemek redoxpotenciáljának mérése vizes oldatban történik. Szilárd anyagok redoxpotenciálja közvetlenül nem mérhető. Ha tehát egy anyag vizes oldatának redoxpotenciálját meg akarjuk mérni, akkor az oldatba elektródpárt bocsátunk és potenciométerrel megmérjük a

két elektród közt kialakult potenciálkülönbséget. A redoxpotenciált NERNST képlete alapján elméletileg is kiszámíthatjuk. Ez a következő:

$$E = E_0 + \frac{RT}{nF} \cdot \ln \frac{c_{\text{ox}}}{c_{\text{red}}}$$

ahol E_0 = a rendszer normál redoxpotenciálja

R = egyetemes gázállandó = 1,986 cal/fok g/mol

T = abszolút hőmérséklet K°-ban

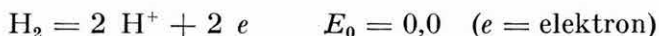
n = a folyamatban résztvevő elektronok száma

F = Faraday egység (96,496 coulomb). Egy grammegyenérték ion elektromos töltésének nagysága, anyagi minőségétől függetlenül.

c_{ox} = az oldat oxidált ionjainak koncentrációja

c_{red} = az oldat redukált ionjainak koncentrációja

Az E_0 , azaz a normál redoxpotenciál a vizsgált elemre jellemző fajlagos érték. Ez arra az esetre vonatkozik, ha az oldatban az elem oxidált és redukált ionjainak koncentrációja éppen egyenlő. A különböző elemek ionjaiból álló oldatokat, más szóval a különböző redox-rendszereket ezeknek a normál potenciáloknak segítségével lehet összehasonlítani. Ez az összehasonlítás azonban közvetlenül nem lehetséges. Egymagában ugyanis sem oxidáció, sem redukció nem következhet be. Mindig egy elempárra van szükség, melyek közül az egyik a másikat oxidálja, miközben önmaga redukálódik. Természetesen ugyanazt jelenti, ha azt mondjuk, hogy az egyik elem a másikat redukálja, miközben önmaga oxidálódik. Külön-külön egyik elem redoxpotenciálját sem tudjuk megmérni, csak a kettős folyamat eredőjét. Ha minden redoxrendszert mindig ugyanazzal a másik redoxrendszerrel hozunk össze, és az utóbbit vesszük mindig nullának, akkor a mért redoxpotenciálok valóban a különböző elemek összehasonlítási alapjául szolgálhatnak. Erre a célra a hidrogén alábbi redoxrendszerét választották ki:

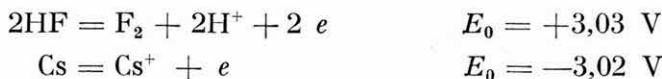


Azért esett a hidrogénre a választás, mert vizes oldatban az ún. hidrogén elektród használata esetén az E_0 meghatározására nincs szükség. Egységnyi koncentráció esetén tehát a fenti redoxrendszer normál potenciálját 0,00 mV-nak vesszük fel és az összes többi redoxrendszer normálpotenciálját ehhez viszonyítjuk.

A normál redoxpotenciálok pozitív vagy negatív előjelűek lehetnek. Pozitív normál potenciál annyit jelent, hogy a redoxrendszer oxidált ionja erősebben oxidál, mint a hidrogénion; redukált ionja viszont gyengébben redukál, mint a gázalakú hidrogén. Negatív normálpotenciál értelemszerűen a fenti eset fordítottját jelenti; tehát a rendszer oxidált ionja gyengébben oxidál, mint a hidrogénion, ill. redukált ionja erősebben redukál, mint a gázalakú hidrogén.

A fentiek alapján akár közvetlen méréssel, akár számítás útján az

összes elem normál redoxpotenciálja meghatározható. Legnagyobb a fluoré, legkisebb pedig a céziumé:



Ez azt jelenti tehát, hogy a gázalakú fluorhidrogén a legerősebb oxidáló szer, a fém cézium pedig a legerősebb redukáló anyag. A vegyészek erős oxidáló szerekeknek nevezik azokat az elemeket, melyek normál potenciálja +1,5 V-nál nagyobb. Közepes oxidáló szerekek 1,0—1,5 V, gyenge oxidáló szerekek pedig 0,5—1,0 V normál potenciálúak. A 0,0—0,5 V normál potenciálúakat gyenge, a -0,5—0,0 V-úakat közepes, végül a -0,5 V-nál kisebbeket erős redukáló szerekeknek nevezik (13). A redoxpotenciál tehát úgy is felfogható, mint az oxidáló, ill. redukáló képesség számértéke.

A földtani szempontból fontosabb redoxrendszerek normálpotenciáljait az 1. táblázatban mutatjuk be.

1. táblázat

	Volt
$\text{Co}^{2+} = \text{Co}^{3+} + e$	1,84
$\text{Ni}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{NiO}_2 + 4\text{H}^+ + 2e$	1,75
$\text{Au} = \text{Au}^+ + e$	1,68
$\text{Mn}^{2+} = \text{Mn}^{3+} + e$	1,51
$\text{Pb}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{PbO}_2 + 4\text{H}^+ + 2e$	1,46
$\text{Cr}^{3+} + 4\text{H}_2\text{O} = \text{HCrO}_4^- + 7\text{H}^+ + 3e$	1,3
$\text{Mn}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{MnO}_2 + 4\text{H}^+ + 2e$	1,28
$2\text{H}_2\text{O} = \text{O}_2 + 4\text{H}^+ + 4e$	1,23
$\text{Pt} = \text{Pt}^{2+} + 2e$	1,2
$\text{VO}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{HVO}^{3+} + 3\text{H}^+ + e$	1,1
$\text{J}^- + 3\text{H}_2\text{O} = \text{JO}_3^- + 6\text{H}^+ + 6e$	1,09
$\text{VO}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O} = \text{V}(\text{OH})_4^+ + 2\text{H}^+ + e$	1,00
$\text{Hg} = \text{Hg}^{2+} + 2e$	0,85
$\text{NH}_4^+ + 3\text{H}_2\text{O} = \text{NO}_3^- + 10\text{H}^+ + 8e$	0,84
$\text{Ag} = \text{Ag}^+ + e$	0,78
$\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}^{3+} + e$	0,77
$\text{Ni}(\text{OH})_2 + 2\text{OH}^- = \text{NiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 2e$	0,49
$\text{U}^{4+} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{UO}_2^{2+} + 4\text{H}^+ + 2e$	0,41
$4\text{OH}^- = \text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 4e$	0,40
$\text{Cu} = \text{Cu}^{2+} + 2e$	0,34
$\text{V}^{3+} + \text{H}_2\text{O} = \text{VO}^{2+} + 2\text{H}^+ + e$	0,31
$\text{J}^- + 6\text{OH}^- = \text{JO}_3^- + 3\text{H}_2\text{O} + 6e$	0,26
$\text{PbO} + 2\text{OH}^- = \text{PbO}_2 + \text{H}_2\text{O} + 2e$	0,25
$\text{Co}(\text{OH})_2 + \text{OH}^- = \text{Co}(\text{OH})_3 + e$	0,2
$\text{H}_2\text{S} = \text{S} + 2\text{H}^+ + 2e$	0,14
$\text{H}_2 = 2\text{H}^+ + 2e$	0,00
$\text{NH}_3 + 9\text{OH}^- = \text{NO}_3^- + 6\text{H}_2\text{O} + 8e$	-0,12
$\text{Cr}(\text{OH})_3 + 5\text{OH}^- = \text{CrO}_4^{2-} + 4\text{H}_2\text{O} + 3e$	-0,12
$\text{Pb} = \text{Pb}^{2+} + 2e$	-0,13
$\text{Sn} = \text{Sn}^{2+} + 2e$	-0,14
$\text{Ni} = \text{Ni}^{2+} + 2e$	-0,25
$\text{Co} = \text{Co}^{2+} + 2e$	-0,28
$\text{Mn}(\text{OH})_2 + \text{OH}^- = \text{Mn}(\text{OH})_3 + e$	-0,40

	Fe = Fe ²⁺ + 2 e	-0,44
	S ²⁻ = S + 2 e	-0,51
Fe(OH) ₂ + OH ⁻	= Fe(OH) ₃ + e	-0,56
Pb + 2OH ⁻	= PbO + H ₂ O + 2 e	-0,58
	Cr = Cr ³⁺ + 3 e	-0,71
	Zn = Zn ²⁺ + 2 e	-0,76
	Mn = Mn ²⁺ + 2 e	-0,05
	Al = Al ³⁺ + 3 e	-1,67
	Ti = Ti ²⁺ + 2 e	-1,75
	Mg = Mg ²⁺ + 2 e	-2,34
	Na = Na ⁺ + e	-2,77
	Ca = Ca ²⁺ + 2 e	-2,87
	K = K ⁺ + e	-2,92

A táblázat minden tagjának oxidált ionja oxidálni képes az alatta levő tagok bármelyikét, miközben önmaga redukálódik. Fordítva, minden alacsonyabb redoxpotenciálú tag redukált ionja redukálni tudja a felette levő tagok bármelyikét, miközben önmaga oxidálódik. Ebből az következik, hogy a táblázat felső részén a redukált ionok az alsó részén pedig az oxidált ionok a stabilisabbak.

Ennek magyarázatául röviden a szabadenergia fogalmával is foglalkoznunk kell: minden anyag belső energiája két részből, a kötött és a szabadenergiából áll. A szabadenergia az összes energiának az a része, amely a kémiai folyamatok során munkává alakítható. Elméletileg kimutatták, hogy az önként lejátszódó kémiai folyamatokban mindig szabadenergia-csökkenés következik be. A szabadenergia változása (ΔF^0) és a redoxpotenciál között a következő elméleti összefüggést találták:

$$\Delta F^0 = n \cdot F \cdot E_0,$$

ahol n = a folyamatban résztvevő elektronok száma

F = Faraday egység (96,496 coulomb)

A fenti összefüggésből az következik, hogy ha a normál redoxpotenciál negatív előjelű, akkor a ΔF^0 is negatív előjelű. Ilyen esetben az oxidáció szabadenergia-csökkenéssel jár. Ha viszont E_0 pozitív, akkor ΔF is pozitív lesz, tehát az oxidáció szabadenergia-növekedéssel vezet. Tudjuk, hogy az önként lejátszódó kémiai folyamatok mindig a szabadenergia csökkenésének irányában haladnak, ezért a pozitív normál potenciálú rendszerekben az önként lejátszódó folyamat iránya mindig a redukált alak felé mutat (redukció), mert ennek kisebb a szabadenergiája. Negatív normálpotenciálú rendszerekben viszont az oxidáció az önként bekövetkező folyamat, mert azokban az oxidált ion szabadenergiája a kisebb.

Egy anyag redoxpotenciálja azonban a NERNST-képlet értelmében nemcsak ionjainak normálpotenciáljától, hanem egyéb tényezőktől is függ. Elsősorban az oxidált ill. redukált ionok koncentrációja befolyásolja a redoxpotenciált. Mennél nagyobb az adott redoxrendszerben az

oxidált ionok koncentrációja a redukálthoz képest, annál nagyobb a rendszer redoxpotenciálja. Fordítva: minél kevesebb az oxidált ionok koncentrációja a redukáltakhoz képest, annál kisebb a redoxpotenciál. Példaképpen a ferro- és ferrivas redoxrendszert mutatjuk be:

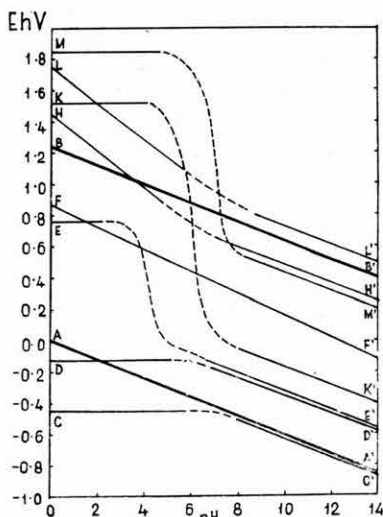
ha $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ koncentráció = 1/100, akkor $E = +0,89$ V

ha $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ koncentráció = 50/50, akkor $E_0 = +0,77$ V

ha $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ koncentráció = 100/1, akkor $E = +0,65$ V

A redoxpotenciál nagysága ezenkívül az oldat savanyúságától, azaz p_{H} -jától is függ. Tulajdonképpen itt is koncentrációváltozás okozza a potenciálváltozást, mégpedig a hidrogénionok koncentrációjának változása. A p_{H} ugyanis a vizes oldat hidrogénion-koncentrációját fejezi ki az alábbi képlet szerint:

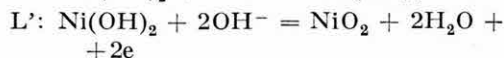
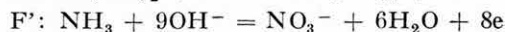
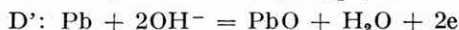
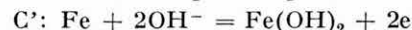
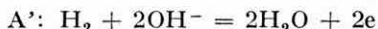
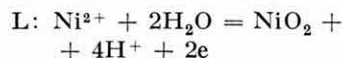
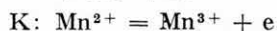
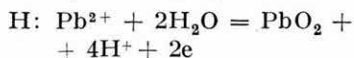
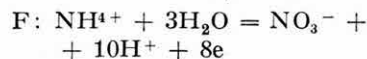
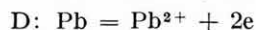
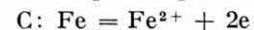
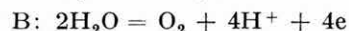
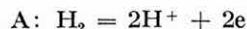
$$p_{\text{H}} = -\log C_{\text{H}^+}$$



1. ábra. A redoxpotenciál és p_{H} összefüggése
MASON, B. szerint

Fig. 1. Relation entre le potentiel redox et le
 p_{H} , d'après B. MASON

Рис. 1. Соотношение между редокс-потенциалом
и p_{H} согласно Б. МАЗОН



A képletből az következik, hogy minél kisebb a hidrogénion-koncentráció, annál nagyobb a p_H -érték. A hidrogénion koncentrációjának csökkenése viszont a redoxpotenciál csökkenését vonja maga után. E csökkenés mértéke a különböző redoxrendszerekben némileg eltér egymástól. A földtanilag fontosabb redoxrendszerek normálpotenciáljának a p_H -tól függő változását az 1. ábrán mutatjuk be.

Végül — fenti tényezőknél jóval kisebb mértékben — a hőmérséklet is befolyásolja a redoxpotenciált. A NERNST-képlet szerint minél nagyobb a hőmérséklet, annál nagyobb a redoxpotenciál. Elméletileg kiszámítható, hogy 100 C° hőmérsékletnövekedés kerekén 20 mV potenciálnövekedést okoz. Üledékképződési viszonyok között tehát a hőmérséklet szerepe elhanyagolhatóan kicsi. A magmás folyamatok ezer fokot meghaladó hőmérsékleti intervallumában viszont e tényező szerepe is lényegessé válik.

Fel kell hívnunk azonban a figyelmet arra, hogy a redoxpotenciál csak a rendszer *potenciális energiáját* adja meg, tehát azt, hogy milyen energia-változással jár a rendszer ionjainak oxidálódása vagy redukálódása. A normál redoxpotenciál növekvő értékei tehát nem jelentenek hasonló fokozatosságot a reakció (oxidáció vagy redukció) sebességére is! Vannak redoxrendszerek, melyekben a reakció az elemek kémiai állandósága következtében csak igen lassan megy végbe. Ugyanakkor más összetételű, de hasonló redoxpotenciálú rendszerek könnyen és gyorsan redukálódnak ill. oxidálódnak.

3. A redoxpotenciál szerepe a földtani folyamatokban

A földtani folyamatokban számos elem többféle oxidációs fokkal szerepelhet. Ezek közül a fontosabbak a következők:

Elem:	Oxidációs fokok:
Fe	0,2,3
Mn	2,3,4
V	3,4,5
Cr	3,6
U	(3),4,6
Ti	(3),4
Cu	0,1,2
Co	2,3
As	0,3,5
Pb	(0),2,4
Sb	-3,0,3,5
S	-2,0,6
C	-4,-2,0,2,4

Más elemek, bár változó vegyértékűek, mégis mindig csak egy és ugyanazon az oxidációs fokon található a természetben. Erre a jelenségre is a redoxpotenciál ad magyarázatot. Így a természetben kizárólag természetállapotban található fémek — az arany, platina, palládium —

igen nagy pozitív redoxpotenciálúak. A viszonylag kisebb pozitív redoxpotenciálú fémek mind terméshalakban, mind ionos kötésben (alakban) egyaránt megtalálhatók. Ilyen a higany, ezüst, réz. A kis negatív redoxpotenciálúak terméshállapotban már csak egészen kivételes esetekben, szélsőségesen redukált környezetben fordulnak elő. Ilyen a vas, ólom, ón, nikkel, kobalt, cink. Végül a még ezeknél is negatívabb redoxpotenciálú elemek egyáltalában nem ismeretesek terméshalakban a természetben. Ilyenek az alumínium, titán, króm, mangán, az alkáli földfémek és az alkáliák. A fenti eloszlás okát az előző pontban ismertetett szabadenergia-változás adja. Minél pozitívabb a rendszer redoxpotenciálja, annál állandóbb a redukált alak, minél negatívabb a rendszer redoxpotenciálja, annál állandóbb az oxidált alak.

Az előző pontban ismertetett adatok kizárólag vizes oldatokra érvényesek, ezért közvetlenül csak az üledékes folyamatokra alkalmazhatók. A magmás folyamatokban is fontos szerepe lehet azonban a redoxpotenciálnak, hiszen a magma is tartalmaz változó oxidációs fokú elemeket. Sajnos a nagy hőmérsékletű és nyomású olvadékok redoxpotenciáljáról ma még nincs közvetlen mérési adat. Már GOLDSCHMIDT (1943) kimutatta, hogy az olvadékfázisokban a redoxpotenciál lényegesen eltér a vizes oldatban mért redoxpotenciáltól. Szerinte a termikus egyensúly változásai, továbbá a vízgőz, ill. hidrogéngáz-egyensúly, illetőleg annak változása nagymértékben befolyásolja az olvadékok redoxpotenciálját.

Annyit mindenesetre megállapíthatunk, hogy a magma viszonylag redukált közegnek tekinthető, mivel a magmás kristályosodáskor keletkező ásványokban az elemek nagyobb része redukált alakban van.

A redoxpotenciál adatok tehát közvetlenül csak az üledékes közelekre alkalmazhatók, azonban még itt sem mindenütt. Oxidáló, ill. redukáló folyamatok mérhető mennyiségben csakis víz hozzájárulásával, vagy vizes közegben indulhatnak meg. Ez a körülmény erősen korlátozza például a sivatagokban az oxidációs—redukációs folyamatokat.

Vizes oldatokban sem következhet azonban be bármilyen tetszőleges redoxfolyamat. Mindazok a redoxrendszerek ugyanis, melyek redoxpotenciálja a $2\text{H}_2\text{O} = \text{O}_2 + 4\text{H}^+ + 4\text{e}$ rendszernél pozitívabb, a vizet oxigéngáz fejlődése közben lebontják. Ilyenkor ugyanis az illető rendszer oxidálja a víz oxigénjét ($2\text{O}^{2-} \rightarrow \text{O}_2$) miközben önmaga redukálódik. Tehát a víznél pozitívabb redoxpotenciálú rendszerek a természetben vizes oldatban nem fordulhatnak elő.

Másrészt mindazok a redoxrendszerek, melyek redoxpotenciálja a $\text{H}_2 = 2\text{H}^+ + 2\text{e}$ rendszernél negatívabb, szintén nem léphetnek fel a vizes oldatban. Ezek ugyanis szintén lebontják a vizet: a hidrogénionokat hidrogéngáz fejlesztésével redukálják, miközben önmaguk oxidálódnak.

E két rendszer által megszabott alsó és felső határ természetesen a

p_{H} növekedésével csökken. Lefutását az 1. ábrán vastagabb vonallal jelöltük (A—A' és B—B').

BLUMER, M. szerint (2) a természetben a $\text{H}_2 \rightleftharpoons 2\text{H}^+$ rendszernél sokkal fontosabb az $\text{S}^{-2} \rightleftharpoons \text{S}$ rendszer által megszabott határ. A vízben jelenlevő szulfátionok ugyanis a keletkező hidrogéngázt kénhidrogénné oxidálják, miközben önmaguk anionná redukálódnak. A szulfátionok nagy reakcióképessége miatt a kénhidrogén-fejlődés azonnal megindul, amint a vízbe a kénrendszerrel negatívabb redoxpotenciálú rendszer kerül. A BLUMER által feltételezett alsó redoxhatár azonban csak akkor érvényes, ha a víz megfelelő mennyiségű szulfátionot tartalmaz. Általánosabb mégis csak a $\text{H}_2 \rightleftharpoons 2\text{H}^+$ rendszer, különösen ha figyelembe vesszük, hogy a keletkező hidrogéngázt a könnyen redukáló szerves anyagok a mikroorganizmusok közvetítésével általában gyorsan lekötik. Így keletkeznek a különböző *szénhidrogének*.

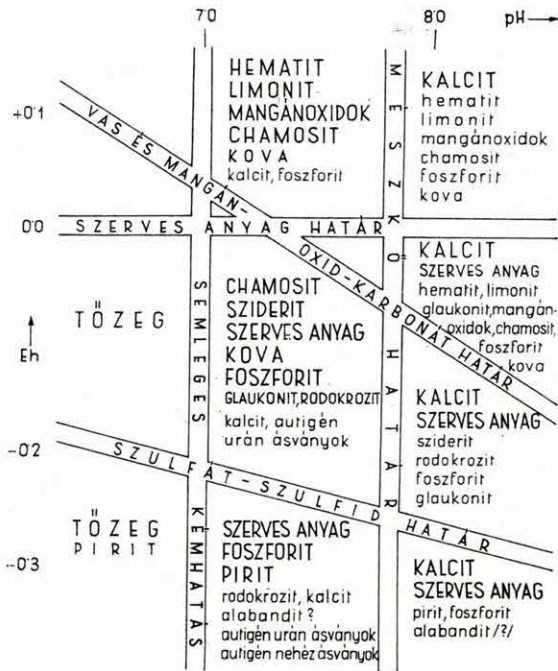
A laboratóriumi mérések speciálisan megválasztott körülményei között az alsó és felső határ rövid időre (a mérések tartamára) átléphető. A gyakorlati tapasztalatok szerint ezeket a határokat néha a természet is átlépi. Az ún. *túlfeszültség* jelensége teszi ezt lehetővé. Ehhez hasonló jelenség, amikor a víz megfagyását lassú nyugodt hűtéssel késleltetjük. Túlfeszültség azonban elég ritkán tapasztalható, mert a természetben található szerves anyagok redoxkatalizátorokként működnek és jelentősen meggyorsítják a redoxfolyamatokat.

A vizes közegben fellépő redoxpotenciálok szélső értékeit a természetes víz p_{H} -értékei is korlátozzák. A gyakorlati tapasztalatok szerint a természetes víz (talajvíz, folyó-, tó-, tengervíz) p_{H} -ja 3—9 közt változik. Bizonyos körülmények között szélsőségesen nagy és kicsiny p_{H} -jú oldatok is létrejöhetnek. Így például legutóbb a dorogi—borókási terület középső-eocén rétegsorában 0,5—2,0 p_{H} -értéket találtunk. Ezt a rendkívül kis p_{H} -t a piritbomlásakor keletkezett kénsav okozta, mely a rétegben stagnáló talajvizet teljesen átítatta.

Alkáli kőzetek meleg, száraz klímán való mállásakor, ha a kőzet kevés csapadékvizet kap, szélsőségesen nagy p_{H} -jú oldatok jöhetnek létre. A közelmúltban SZÉKY F.-NÉ és SZEPESI K. (23) a szikesedés kapcsán mutatott ki rendkívül nagy (> 10) p_{H} -jú talajvizet, amelyet $\text{Ca}(\text{OH})_2$ hatásával magyaráztak.

GOLDSCHMIDT megállapításai szerint az ionok oldhatóságát elsősorban ionpotenciáljuk szabja meg. SZÁDECZKY-KARDOSS E. az ionpotenciál elvét kiterjesztette a komplex ionokra, majd pedig a vegyületekre is (vegyületpotenciál) (21). Mindezek a fogalmak az ion (komplexanion, vegyület) töltésének és sugarának hányadosát jelentik. A változó oxidációs fokú elemek tehát különböző ionpotenciálokat (komplexanion-, vegyület-) vehetnek fel. Mivel egy elem oxidációs fokát a redoxpotenciál szabja meg, közvetve a redoxpotenciál szabályozza az ion- és vegyület-

potenciált, tehát az egész üledékes elemvándorlást ill. geológus nyelven az üledékképződést.



2. ábra. Tengeri vegyi üledékek ásványtársaságai a pH és E_H függvényében (35 ezrelék normál sótartalom esetére). KRUMBEIN W. C. és GARRELS R. M. szerint

Fig. 2. Associations minérales des sédiments chimiques marins, en fonction de pH et E_H (en cas de 35 pour mille de teneur normale en sel). — D'après W. C. KRUMBEIN et R. M. GARRELS

Рис. 2. Парагенезы морских химических осадков в функции pH и E_H (при нормальном содержании соли в 35‰) — Согласно В. Ц. КРУМБЕЙН и Р. М. ГАРРЕЛЬС

A redoxpotenciál jelentőségét az üledékképződésben elsőknek SCSEBINA, V. V. ismerte fel (19). Ő a redoxpotenciál növekedése szerint öt üledékes fácienst különböztetett meg:

redoxpotenciál 7-es pH -n:

- | | |
|--|---------------|
| 1. ferrovas fácies: | < -0,3 V |
| 2. ferro-ferrivas fácies: | -0,3 — +0,3 V |
| 3. ferrivas fácies: | +0,3 — +1,2 V |
| 4. kromát-vanadát fácies: | +1,2 — +1,3 V |
| 5. nagy oxidációs fokú elemek fáciese
(ezen belül nitrát fácies): | > +1,3 V |

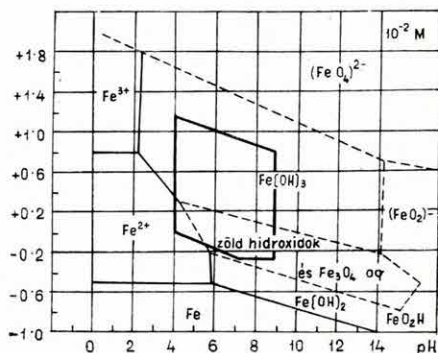
1940-ben PUSZTOVALOV dolgozott ki hasonló alapon álló rendszerezést a tengeri üledékes kőzetekre (16). Újabban KRUMBEIN és GARRELS foglalkozott a tengeri üledékek p_H -jával és redoxpotenciáljával (11). Elméleti számítások alapján meghatározták több fontos ásvány (pirit, sziderit, hematit stb.) redoxpotenciáltól és p_H -tól függő stabilitási tartományait és ezeket összevetették a különböző tengeri üledékek ásványtársaságai-
val. Az értékeket ábrázoló diagram a főbb tengeri ásványtársaságok redoxpotenciál- és p_H -határait adja meg (2. ábra).

Ez az ábra még sok tekintetben pontatlan és kiegészítésre szorul, de annyiban hasznos a geológus számára, hogy egy ásványtársaság jelenléte alapján közelítő tájékoztatást nyújt a kőzet keletkezésének oxidációs viszonyairól. Azóta az adatokat HUBER, N. K. a vasásványok tekintetében tovább finomította (8).

Igen értékesek azok a számítások is, melyeket CHARLOT, G. végzett az egyes elemek redoxpotenciál-, ill. p_H -stabilitási határaitra vonatkozólag (5). Ha CHARLOT diagramjaira az előbb ismertetett természetes redox- és p_H -határértékek mezejét felvisszük, megkapjuk, hogy az elemek különböző megjelenési formái a természetben milyen körülmények között lehetnek stabilisak. Példaképpen bemutatjuk CHARLOT vasdiagramját (3. ábra).

A diagram szembenetűnően mutatja a p_H és a redoxpotenciál szoros összefüggését. Kis p_H -n valóban stabilisak a ferrovas-ásványok, levegővel érintkezve is csak lassan és tökéletlenül oxidálódnak. Nagy p_H -n viszont már alacsonyabb redoxpotenciál esetén is a ferrihidroxidok állandóbbak. Ferrovas ásványok keletkezéséhez tehát vagy savanyú környezet, vagy pedig igen kis redoxpotenciálú közeg szükséges. Általában minden elem redukált alakja savas közegben, oxidált alakja lúgos közegben állandóbb.

A redoxpotenciál irányító szerepének szép példáját adják azok az ásványok, melyek kétértékű vas és mangán foszfátjából állnak. Ilyenek a natrofilit, trifilit, litiofilit, arrojadit és grafontit. Az 1. sz. táblázatból láthatjuk, hogy a ferro—ferrivas átalakulás már sokkal kisebb redox-



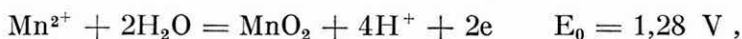
3. ábra. A vas stabilitási tartományai az E_H és p_H függvényében (CHARLOT, G. szerint). — Vastag vonal = természetes vizes oldatok E_H - p_H határai BLUMER, M szerint

Fig. 3. Provinces de stabilité du fer, en fonction de E_H et p_H . (D'après G. CHARLOT). — Trait fort = limites de valeurs E_H et p_H des solutions aqueuses naturelles, d'après M. BLUMER

Рис. 3. Провинции стабильности железа в функции E_H и p_H (согласно Г. ШАРЛОТ). Толстая линия = пределы величин E_H и p_H естественных водных растворов согласно М. БЛУМЕР

potenciálön létrejöhet, mint az $Mn^{2+} \rightarrow Mn^{3+}$ átalakulás. Ezért, ha Fe^{2+} és Mn^{2+} tartalmú ásványok oxidációs környezetbe kerülnek, először a ferrovas oxidációja következik be. Így keletkezik a sicklerit, alluaudit, landesit és salmonsit, melyekben a vas már ferrialakban, a mangán viszont továbbra is még kétértékű ionként van jelen. Csak fokozódó oxidáció hatására következik be a mangán oxidálódása és létrejön a heterosit és a purpurit, mely a ferrivas mellett háromértékű mangánt tartalmaz.

A természetben igen ritka a háromértékű mangán. Ez is a redoxpotenciál-viszonyokkal függ össze. A $Mn^{2+} = Mn^{3+} + e$ átalakulás normálpotenciálja jóval nagyobb ($E_0 + 1,51$ V), mint ami a négyvegyértékű mangán képződéséhez szükséges:



ezért az oldott mangano-ionok leginkább piroluzit vagy pszilomelán formájában, négyértékű oxidációs fokon válnak ki.

A vas és mangán redoxrendszereinek fenti különbsége idézi elő a két elem elkülönülését az üledékes folyamatokban. Elsődleges, magmás telepeken ugyanis a ferro- és mangano-ásványok gyakran együtt fordulnak elő. A mállás során a ferrovas könnyebben oxidálódik, ferrihidroxid formájában az oldatból kicsapódik és limonitként felhalmozódik. A mangano-ion viszont jóval tovább marad redukált alakban — ezért oldott alakban messzire el tudja szállítani a víz és főleg tengeri környezetben, önálló telepeken halmózódik fel.

A ritka elemek üledékes feldúsulásait is nagyrészt a redoxpotenciál szabályozza. Általában a szélsőségesen nagy és a szélsőségesen kis redoxpotenciál kedvez legjobban a ritka elemek üledékes feldúsulásának. Szélsőségesen oxidált környezetben — pl. a chilei salétromtelepeken — az ezüst, nikkel, kobalt, króm, molibdén, bór, klór, jód, kén és szelén jelentősen feldúsul (14, 21). Hazai viszonylatban szélsőségesen oxidált környezetet jelző bauxittelpeinken a vanádium, króm, gallium, zirkon és berillium dúsul.

Az erősen redukált környezetű szenes agyagokban és kőszéntelepeken viszont a nikkel, kobalt, molibdén, cink, ón, bizmut, szelén, arzén, réz, kadmium, kén, ólom, germánium, antimon található átlagosnál nagyobb mennyiségben (14, 21).

Nyersanyagkutatásoknál a ritkaelemek dúsulásainak nyomozására a redoxpotenciál-vizsgálatok ezért komoly segítséget nyújthatnak.

Befejezésül újból felhívjuk a figyelmet arra, hogy a különböző redoxfolyamatok a redoxpotenciáltól függetlenül eltérő sebességűek lehetnek.

Vannak olyan ásványok, melyek a redoxpotenciálváltozásokra igen gyorsan reagálnak. Ilyenek például az összes gélhidrát ásványok, a

melnikovit stb. A szénhidrogének és a kőszén viszont olyannyira stabilisak, hogy oxidáló környezetben évmilliókon keresztül is megmaradnak redukált állapotban. A kőolaj- és kőszéntelepek fennmaradása elsősorban redox-folyamataik lassúságának köszönhető. Emiatt a kőolaj és a kőszén kis redoxpotenciálja ellenére sem tekinthető hathatós redukáló anyagnak. A felszíni víz itt is fontos lehet, amennyiben redoxkatalizátorok hatására a felszíni kibúvásokban a kőszénrétegek is hamarabb oxidálódnak.

A kőolaj- és kőszéntelepek létrejötténél a redukálódást nem tisztán fizikai-kémiai tényezők okozták, hanem nagy szerepük volt a mikroorganizmusoknak, melyek életműködésük során a bomló, rothadó szerves anyagokat szénhidrogénné ill. kőszénvegyületekké redukálták.

A természet legnagyobb redoxpotenciál-ugrásai tehát ott találhatók, ahol a reakció lassúsága a különbségek kiegyenlítődését megakadályozza (pl. kőszéntelepek határán).

4. A redoxpotenciál mérése

Mint már említettük, a fizikai kémiában csak normál hőmérsékletű és nyomású vizes oldat redoxpotenciáljának mérésével foglalkoztak eddig részletesebben. Szilárd anyagokon közvetlenül nem lehet redoxpotenciált mérni.

Ez a körülmény gátolta meg a redoxpotenciál-mérések elterjedését a földtani gyakorlatban. Először a mérések helyett közvetett megoldásokat kerestek. POTONIFÉ, H. a kőszénkőzetekben az oxigén mennyiségének vizsgálata alapján különítette el a fő genetikai kőszénfajtákat, a humolitokat-szaprolitokat (jüttja) és a liptobiolitokat. Ez azonban nem a kőzet oxidációs fokát, hanem az oxidáltság fokát fejezi ki.

A változó vegyértékű elemek közül a földkéregben a vas a leggyakoribb. GOLDSCHMIDT ezért a kőzetek oxidációs állapotát a molekula %-okban megadott $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$ hányadossal jellemezte.

Ezeket az értékeket gyakran redoxpotenciálként adták meg, holott az ilyen értelmezés helytelensége az eddig elmondottak alapján nyilvánvaló. Legutóbb KLIBURSZKY B. mutatott rá (10) az ilyen megfogalmazás helytelenségére.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. újabban az ún. o_{Fe} -értéket vezette be (21). Ez a GOLDSCHMIDT-féle hányadostól annyiban különbözik, hogy a ferri-vas kétszeres mennyiségével számol és hogy súlyszázalékos mennyiségekre vonatkozik. Tehát:

$$o_{\text{Fe}} = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ súly}\%}{\text{FeO} \text{ súly}\%}$$

Az o_{Fe} érték durva közelítésben valóban a kőzet oxidációs állapotát fejezi ki, azonban a redoxpotenciállal egyenértékű mérőszámnak nem tekint-

hető. Ez ugyanis csak egyetlen tag a sok közül, mely a kőzet redoxpotenciálját együttesen alakítja ki. Mellette a mangán, vanádium, króm, urán és főleg a szerves anyag is lényeges szerephez juthat.

Pontosabb eredmények elérése céljából többen megpróbálkoztak a fizikai kémiában használatos mérési eljárásokkal. Ezen a téren az oceanográfusok tették meg az úttörő lépéseket a 30-as években, amikor a tenger-víz redoxpotenciáljának mérése után a tengerfenék laza üledékeinek mérésére is rátértek. E vízzel átitatott laza anyagban a mérési körülmények viszonylag kedvezők voltak a valósághoz közelálló eredmények nyeréséhez. E kezdeti eredmények közül megemlítenők PEARSELL, W. H. és MORTIMER, C. H. (1939), ZO BELL (1937, 1946), ALLGEIER, HAFFORD és JUDAY (1941) mérései. Az utóbbi szerzők kábelen lebocsátott mérőműszerével közvetlenül mérni lehetett a vízréteg, ill. a laza iszap p_{H} -ját és E_{H} -ját (1).

Az üledékes kőzetek redox-mérése terén a döntő lépést a szovjet kutatók tették meg: SZERDOBOLSKIJ (1940), GANTIMUROV (1938) és SCSEBINA (1939). A mérendő kőzet porának desztillált vizes szuszpenzióját állították elő és ebben mérték az E_{H} -t és p_{H} -t. Kiinduló feltételezésük az volt, hogy a víz és a kőzetpor közt elektrokémiai egyensúly alakul ki. Ezért a szuszpenzió E_{H} - és p_{H} -ja arányos a kőzet E_{H} - és p_{H} -jával.

A helyzet azonban nem ilyen egyszerű. ITKINA (1952) megállapította, hogy a kapott eredmények annál jobban eltérnek a valóságtól, minél kevésbé oldhatók vízben a kőzet alkotórészei. Lényeges különbséget találtak továbbá a szuszpenzió és az edény fenekére leülepedett anyag E_{H} -ja között is.

Az utóbbi években ezen a téren főleg SZOKOLOVA, E. J. végzett számos kísérletet. Az ő általa kidolgozott mérési módszert használják jelenleg a Szovjetunióban (17). E módszer szerint a finoman porított (0,1 mm) kőzetanyagot oxigénmentesített desztillált vízzel telítik. Ebben a pépben platina és kalomel elektródok segítségével mérik meg az E_{H} -t, amikor a rendszerben az elektrokémiai egyensúly már nagyjából beállt (40 perc, ill. 2 óra múlva)

Az összes eddigi módszernél figyelmen kívül hagyták, hogy elektródpotenciált csak a kőzet oldatba jutott alkotórészei szolgáltatnak. A valódi E_{H} -t tehát csak akkor lehetne meghatározni, ha a kőzetet teljes egészében fel tudnánk oldani. Ez viszont desztillált vízzel nem lehetséges, mert a kőzet elegyrészeinek legnagyobb része vizes oldószerben 7-es p_{H} -n igen rosszul oldódik. Ha viszont a kőzetet erélyes oldószerekkel (savakkal, lúgokkal) tárják fel — elkerülhetetlen, hogy eközben az elemek oxidációs foka is meg ne változzék.

A vizes oldáskor ezenfelül az is hibát okoz, hogy az elegyrészek egyenlőtlenül oldódnak, ezért előfordulhat, hogy a kioldódott elegyrészek a kőzet egészétől lényegesen eltérő oxidációs képet fognak adni.

Végül méréstechnikai hibalehetőséget jelent a 2 órán át tartó észle-

lés a nedves kőzetanyagban. A kalomel elektród koncentrált KCl-oldata és a desztillált víz között ennyi idő alatt jelentős diffúzió lép fel, ami számottevő diffúziós potenciál kialakulását eredményezi.

A fenti nehézségekből az eddigi módszerekkel nem lehet kiutat találni. Ezért 1958. év elején egy gyökeresen új elvű mérési eljárás kidolgozását kezdtük meg.

Új módszerünk alap gondolata, hogy érlyes oldószert alkalmazásával a kőzet rosszul oldódó komponenseit is oldatba vigyük. Mivel ez oxidáció-változás nélkül nem valósítható meg, erős oxidálószerrel alkalmaztunk. *Lemondtunk a kőzet redoxpotenciáljának amúgy is reménytelen közvellen észleléséről, és azt mértük meg, hogy a kőzetanyag hatására az oxidálószer potenciálja miként változik.* Ez a potenciálváltozás természetesen annál nagyobb, minél redukáltabb a kőzet. A potenciálváltozás mértékéből tehát a kőzet oxidációs állapotára következtethetünk.

A kapott eredmény természetesen nem egyenlő a kőzet redoxpotenciáljával, de avval arányba állítható értékeket szolgáltat. Ezek az értékek kísérleteink szerint sokkal jobban tükrözik a redoxpotenciált, tehát sokkal pontosabbak, mint az eddigi módszerek bármelyike.

A módszer kidolgozásáról, a vizsgálati körülmények meghatározásáról a *Geofizikai Közlemények*-ben részletesen beszámoltunk (3). Itt röviden összefoglalva csak a módszer lényegét mondjuk el. A kőzetanyagot a maximális feltárás érdekében 0,04 mm szemnagyságúra porítjuk. Oxidálószerül káliumbikromátot alkalmazunk tized-, század- és ezrednormál koncentrációban. A $p_{\text{H}}-t$ 1 cm³ 48%-os H₂SO₄ hozzáadásával 0,1—1,0 közé állítjuk be. Mindhárom koncentrációnál 100 cm³ oldathoz 1 g kőzetport adunk. A mérés felkevert szuszpenzióval történik. A méréseket párhuzamosan 3—3, összesen 9 oldatban végezzük az eredmények ellenőrzése céljából. Az észlelés a kőzetpor hozzáadása után közvetlenül (t_0), majd 1, 2, 3, és 24 óra múlva történik. Ez a mérési sorozat lehetővé teszi, hogy a kőzet oxidálódásának jellegét megismerjük.

A mérési adatokat oxidációs jelleggörbékben ábrázoljuk, melyek tapasztalataink szerint az egyes kőzettípusokra igen jellemzők. Kétféle jelleggörbét szerkesztünk:

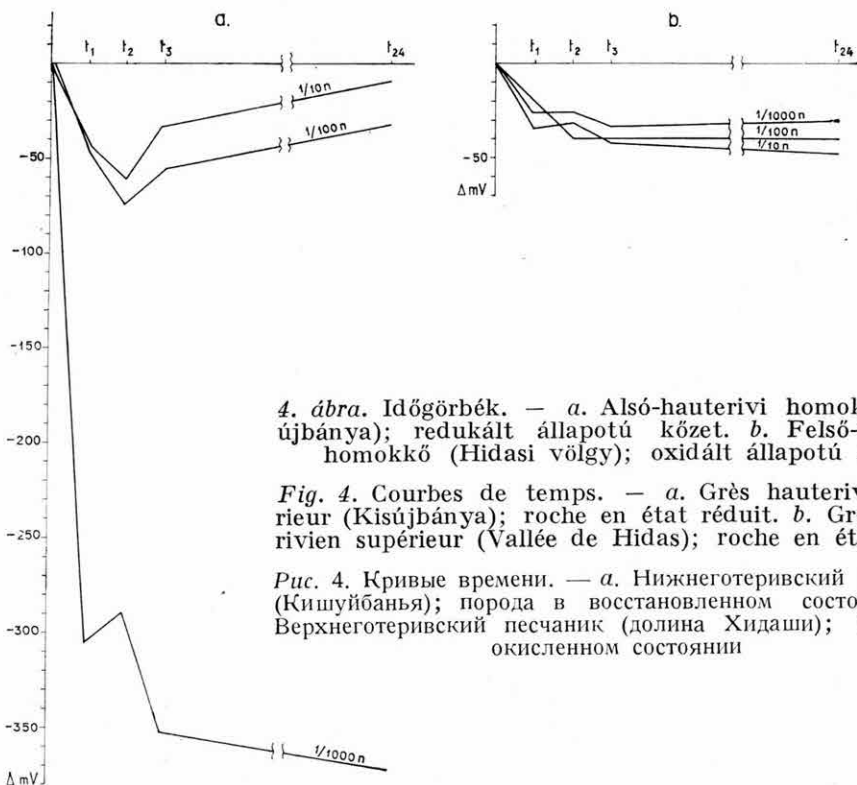
1. *Időgörbék.* Ezeken az abszcisszára az észlelési időpontok, az ordinátára pedig a t_0 észlelési időpontoknak megfelelő Δ mV potenciálkülönbségek kerülnek:

$$\Delta mV_i = mV_{t_0} - mV_{t_i}, \text{ ahol } t_i \text{ lehet } t_1, t_2, t_3, t_{24}.$$

Ezeket a görbéket a tized-, század- és ezrednormál koncentrációjú oldatra külön-külön megszerkesztjük.

Az időgörbék közül az ezrednormál koncentrációt jelző görbe a legjellemzőbb, mert ez a legérzékenyebb az oxidációban beálló változásokra. Példaként bemutatjuk egy oxidált és egy redukált kőzetminta időgör-

béit (4. ábra). Az időgörbékben tulajdonképpen az oxidáció lefolyását állapítjuk meg: milyen gyorsan játszódik le a reakció, továbbá, hogy a potenciálváltozás egyirányú-e, vagy nem? Egyirányú folyamatoknál a potenciálkülönbség folyamatosan nő, változó irányú folyamatoknál



4. ábra. Időgörbék. — *a.* Alsó-hauterivi homokkő (Kisújbánya); redukált állapotú kőzet. *b.* Felső-hauterivi homokkő (Hidas völgy); oxidált állapotú kőzet

Fig. 4. Courbes de temps. — *a.* Grès hauterivien inférieur (Kisújbánya); roche en état réduit. *b.* Grès hauterivien supérieur (Vallée de Hidas); roche en état oxydé

Рис. 4. Кривые времени. — *a.* Нижнеготеривский песчаник (Кишуйбанья); порода в восстановленном состоянии. *b.* Верхнеготеривский песчаник (долина Хидаша); порода в окисленном состоянии

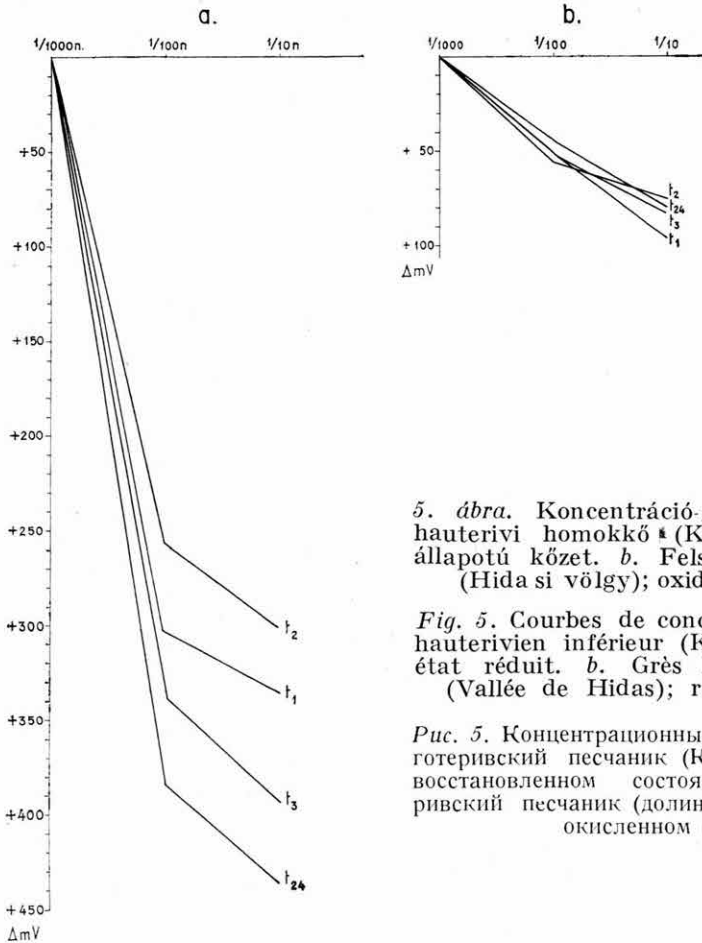
viszont a potenciálkülönbség kezdeti növekedését később csökkenés válthatja fel. A jellegváltozás mértéke a kőzetre jellemző lehet és azért számértékben szoktuk megadni:

$$\Delta mV_{rev} = (\Delta mV_{max} - \Delta mV_{min})_{t_0 - t_{24}}$$

A jellegváltozás szempontjából is az ezrednormál oldat a legszámottevőbb. A változó jellegű időgörbék kialakulását valószínűleg az okozza, hogy a kőzet elegyrészei közül egyesek jobban és gyorsabban, mások lassabban oldódnak. Általában a redukált ionok gyorsabban oldódnak, ezért eleinte a redukált ionok jutnak túlsúlyba, ami az időgörbe erős kezdeti lejtését okozza. Később fokozatosan egyre több oxidált ion oldódik fel és egyre inkább helyreáll az egyensúly a kőzet és az oldat összetétele között. Ennek megfelelően az időgörbén a ΔmV potenciálkülönb-

ség kissé lecsökken. Huszonnégy óra elteltével az időgörbe általában teljesen ellaposodik, jelezve, hogy a kiegyenlítődés nagyjából megtörtént.

2. *Koncentrációgörbék.* Az abszcisszára a káliumbikromát koncentrációi kerülnek, az ordinátára pedig a megfelelő ΔmV potenciálkülön-



5. ábra. Koncentráció-görbék. — *a.* Alsó-hauterivi homokkő * (Kisújbánya); redukált állapotú kőzet. *b.* Felső-hauterivi homokkő (Hida si völgy); oxidált állapotú kőzet

Fig. 5. Courbes de concentration. — *a.* Grès hauterivien inférieur (Kisújbánya); roche en état réduit. *b.* Grès hauterivien supérieur (Vallée de Hidas); roche en état oxydé

Рис. 5. Концентрационные кривые. — *a.* Нижнеготеривский песчаник (Кишуйбанья); порода в восстановленном состоянии. *b.* Верхнеготеривский песчаник (долина Хидаша); порода в окисленном состоянии

ségek. A potenciálkülönbséget mindig az ezrednormál oldathoz viszonyítva számítjuk:

$$\Delta mV_1 = mV_{n/100} - mV_{n/1000}$$

$$\Delta mV_2 = mV_{n/10} - mV_{n/1000}$$

A potenciálkülönbséget minden észlelési időpontra, tehát t_1 , t_2 , t_3 és t_{24} -re kiszámítjuk. Ily módon négy görbét kapunk. A görbék első szakaszának meredeksége, másszóval a ΔmV_1 érték nagysága a kőzet oxidációs állapotának fokmérője (5. ábra). Ennek oka, hogy a kőzetminta, ha az ezrednormál oldat kromationjainak 50%-át redukálta, a századnormál oldat-

ban már csak 5%-os, a tizednormál oldatban pedig 0,5%-os redukciót okoz. Ebből az következik, hogy az ezred- és századnormál oldatok potenciálértékei annál eltérőbbek, minél erősebb a kőzet redukáló hatása. A ΔmV_1 érték tehát annál nagyobb, minél redukáltabb a minta és annál kisebb, minél oxidáltabb.

A különböző időpontokban mért ΔmV_1 potenciálkülönbségek eltérései a kőzet *oxidációs stabilitását* fejezik ki. Minél labilisabb oxidációs szempontból a kőzetanyag, annál hamarabb megy végbe a reakció, tehát annál erősebben térnek el egymástól a különböző időpontokban mért értékek, és fordítva. Az eltérés nagyságával tehát a kőzet oxidációs stabilitását számszerűen (mennyiségileg) is jellemezhetjük.

A módszer összefoglalva a következő adatokat szolgáltatja:

1. A kőzet oxidálódását bemutató jelleggörbék (időgörbe, koncentrációgörbe).
2. A kőzet oxidációs állapotának számszerű értékét.
3. A kőzet oxidációs stabilitásának számszerű értékét.
4. A redoxfolyamat jellegváltozásának számszerű értékét.

Egyidejűleg észleljük a kőzet desztillált vízben kiadódó p_H -ját is.

5. Az új módszerrel nyerhető eredmények földtani értékelése

Az új módszer által szolgáltatott adatok reprodukálhatók, tehát megbízható, jellegzetes értékmérői a kőzet oxidációs körülményeinek.

Vizsgálataink szerint a módszer minden üledékes kőzetfajtára egyaránt alkalmazható. Eruptív kőzetek mérésével nem foglalkoztunk, mert azok képződési körülményei lényegesen eltérnek hőmérséklet és nyomás tekintetében a mi kísérleti körülményeinktől. A módszerünkkel kapott eredmények nem az olvadékban uralkodott eredeti redoxpotenciált tükröznék vissza.

Az új módszer földtani felhasználásának főbb lehetőségei a következők:

a. A mérések adatai lehetőséget nyújtanak oxidációs szempontból azonos kőzetkifejlődések felismerésére és összehasonlítására.

b. Ugyanazon a kőzeten belül e módszerrel a kőzetkifejlődés finom különbségei jól kimutathatók.

c. Módszerünk lehetőséget nyújt egyébként nem tagolható és nem párhuzamosítható rétegsorok tagolására, ill. az összetartozó szelvényrészek azonosítására.

d. E módszer adatai genetikai és fációs viszonyok felderítésére értékes kiegészítő adatokat szolgáltatnak.

Ez eddigi módszerekkel kapott eredményeket is megkísérelték genetikai kérdések megfejtésére felhasználni. Ennek során azt tapasztalták, hogy a kőzetek fizikai-kémiai állandóiból nem lehet közvetlenül a keletkezés fizikai-kémiai körülményeire következtetni. Ugyanis a mérések bármilyen módszerrel is történjenek, eredményeik a kőzetek jelenlegi

kémiai, ill. ásványtani összetételéből adódnak. Közismert, hogy a kőzetek kémiai, ill. ásványos összetétele a diagenézis és epigenézis során többkevesebb változást szenvedhet. Ezért mennél nagyobb a különbség a kőzet eredeti és jelenlegi ásványos (ill. vegyi) összetétele közt, annál eltérőbbek az E_H és p_H értékei is a kőzet keletkezésekor uralkodott értékektől. Ezt mindig figyelembe kell venni a mérési adatok felhasználásakor („fossilis p_H ” nincs!).

KRUMBEIN és GARRELS szerint (11) a tengeri üledékek esetében a diagenetikus E_H - p_H változások túlnyomórészt nem nagyok — nem változtatják meg döntően az eredeti jelleget. Az „euxin fáciesek” üledékeinek E_H - p_H -értékei csaknem változatlanok a diagenézis során.

A kérdés tehát bonyolult, de nem megoldhatatlan. Leghelyesebb, ha a kiértékelés előtt megvizsgáljuk a kőzetben a szingenetikus és a dia-, ill. epigenetikus ásványok arányát. Ha az utóbbiak túlsúlyban vannak, úgy a p_H és oxidációs adatok inkább az utóbbi folyamatokat jellemzik.

Az is következik ebből, hogyha a kőzet genezisére akarunk adatot kapni, sohasem szabad mállott kőzetmintát felhasználni. Mindig teljesen üde, friss törési felületekkel határolt kőzet választandó ki. Vannak olyan kőzetek is, melyek igen labilis oxidációs állapotúak (pl. melanterites—pírites agyag). Ezeket a helyszínen lezárt üvegbe kell elhelyezni, úgy, hogy a kőzetanyag az üveget lehetőleg teljesen kitöltse. Paraffinozás nem alkalmazható, mert az a kőzet finom réseibe behatol és maga is oxidálható anyag lévén, az eredményeket meghamisítja.

Felvetődik még az a kérdés, hogy az új módszer szerint kapott ΔmV_1 értékek, melyek a kőzet oxidációs állapotát fejezik ki, miként hozhatók kapcsolatba az elméleti E_H -értékekkel? Fontos ez azért, mert a különböző ásványok E_H - p_H -stabilitási tartományára vonatkozó elméleti számítások ezekből az értékekből indulnak ki (7, 8, 9, 11).

A mi általunk megadott értékek szoros kapcsolatban állanak az elméleti E_H -értékekkel, bizonyos közelítéssel azok reciprokjának tekinthetők. Tehát minél nagyobb (pozitívabb) a rendszer E_H -ja, annál kisebb a ΔmV_1 érték, és fordítva. A két skála összeegyeztetésére igen alkalmasak azok a vasásványok, melyek elméleti E_H -értékeit már ismerjük (8). Ezeket az ásványokat lehetőleg tiszta és mállatlan formában megmérve olyan ΔmV_1 értékeket kapunk, melyek E_H -értéke is ismeretes. Ezáltal a két skála több ponton összekapcsolható. Erre alapozott átszámítási kulcs segítségével a ΔmV_1 adatok alapján az E_H -értékekre is lehet következtetni, tehát mérési adataink az eddigi elméleti számításokkal is összevetethetők lesznek.

Megfelelő mennyiségű mérési adat elkészülte után lehetőség nyílt arra is, hogy ne csak elméleti számítások, hanem tényleges adatok alapján határozzuk meg az üledékes kőzetek főbb oxidációs-redukciós fácieseit. Egy ilyen fáciesbeosztás elkészítése az egész üledékes kőzetrendszer tökéletesítéséhez is hozzájárulhat.

IRODALOM

1. ALLGEIER, R. J.—HAFFORD, B. C.—JUDAY, C.: Oxidation-reduction potentials and p_H of waters and of lake sediments. — *Transact. of the Wisc. Acad.* **33**. pp. 115—133. 1941.
2. BLUMER, M.: Die Existenzgrenzen anorganischer Ionen bei der Bildung von Sedimentgesteinen. — *Acta Helv. Chim.* **33**. pp. 1568—1581. 1950.
3. BOD M.—BÁRDOSSY GY.: Új módster az üledékes kőzetek redox-viszonyainak meghatározására. — *Geofiz. Közl.* **8**. pp. 53—72. 1959.
4. CHAPMAN, C. A.—SCHWEITZER, G. K.: Electrode potentials and free-energy changes in geology. — *Journ. Geol.* **55**. pp. 43—47. 1947.
5. CHARLOT, G.: Théorie et méthode nouvelle d'analyse qualitative. — III. éd Paris 1949.
6. ERDEY-GRUZ T.—SCHAY G.: Elméleti fizikai kémia. — Budapest, 1954.
7. GARRELS, R. M.: Mineral species as function of p_H and oxidation reduction potentials, with special reference to the zone of oxidation and secondary enrichment of sulfide deposits. — *Geochim. et Cosmochim. Acta* **5**. pp. 153—168. 1954.
8. HUBER, N. K.: The environmental control of sedimentary iron minerals. — *Econ. Geol.* **53**. pp. 123—140. 1958.
9. HUBER, N. K.—GARRELS, R. M.: Relation of p_H and oxidation potential to sedimentary iron formation. — *Econ. Geol.* **48**. pp. 337—357. 1953.
10. KLIBURSZKY, B.: Die physikalischen Grundlagen der geochemischen Potentialberechnung. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **5**. pp. 313—322. 1958.
11. KRUMBEIN, W. C.—GARRELS R. M.: Origin and classification of chemical sediments in terms of p_H and oxidation reduction potentials. — *Journ. Geol.* **60**. pp. 1—33. 1952.
12. LATIMER, W. M.: The oxidation states of the elements and their potentials in aqueous solutions. — II. ed. New-York, 1953.
13. LENGYEL B.—PROSZT J.—SZARVAS P.: Általános és szervetlen kémia. — Budapest, 1954.
14. MASON, B.: Oxidation and reduction in geochemistry. — *Journ. Geol.* **57**. pp. 62—72. 1949.
15. MASON, B.: Principles of geochemistry. — New York, 1951.
16. PUSZTOVALOV, L. V.: Petrografija oszadocsnüh porod. — Moszkva, 1940.
17. PUSZTOVALOV, L. V.—SZOKOLOVA, E. I.: Metodü opredelenija p_H i E_H v oszadocsnüh porodah. — *Szbornik „Metodü izucsenija oszadocsnüh porod”*. — Moszkva, 1957.
18. RANKAMA, K.—SAHAMA, TH. G.: Geochemistry. — Chicago, 1950.
19. SCSERBINA, V. V.: Oxidation-reduction potentials as applied to the study of the paragenesis of minerals. — *Compt. Rend. Acad. Sci. URSS.* **22**. pp. 503—506. 1939.
20. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Újabb irányzatok az üledékes kőzetek rendszerezésében. — *Földt. Közl.* **82**. pp. 227—236. 1952.
21. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Geokémia. — Budapest, 1955.
22. SZAUKOV, A. A.: Geohimija. — Moszkva, 1950.

23. SZÉKY-FUX, V.—SZEPESI K.: The role of loess in alkali soil formation. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **6.** 1—2. pp. 153—171. 1959.
24. SZOKOLOVA E. I.—RJABINYINA A. A.: Fiziko-himicszeszkoe izsledovanie zselznüh rud i vmescajuscseh porod berezovszkovo mesztorozsdenija v Zabajkale. — *Ocserki oszadocsnüh mesztorozsdenij poleznüh iszkopaemüh.* Moszkva 1958. pp. 73—85.
25. ZO BELL, C. E.: Studies on redox potential of marine sediments. — *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* **30.** pp. 477—513. 1946.
26. ITKINA E. SZ.: Metodika opredelenyija okiszlitelnovosztanovitelnovo potenciala v povodah. — *Trudi Inszt. Nyefiti Akad. Nauk.* **2.** 1952.

LE RÔLE DE L'OXYDATION ET DE LA RÉDUCTION EN GÉOLOGIE

(Nouvelle méthode pour la mesure des constantes d'oxydation)

Par GY. BÁRDOSY et M. BOD

Dans la première partie de leur étude, les auteurs traitent des notions de potentiel redox et de degré d'oxydation. Ils entendent par degré d'oxydation la teneur totale en oxygène de la roche, exprimée en pourcentages de poids. D'ailleurs, le potentiel redox c'est le voltage du changement d'énergie lors de l'oxydation ou la réduction des ions. Ils exposent brièvement les rapports entre les potentiel redox et le changement de l'énergie libre, puis les conditions extérieures qui agissent sur la valeur du potentiel redox.

Dans la seconde partie de l'étude, les auteurs exposent le rôle du potentiel redox dans les divers processus géologiques. Ils traitent des facteurs qui déterminent les limites inférieure et supérieure du potentiel redox des processus naturels. Ensuite, ils s'occupent des subdivisions établies par de divers chercheurs, sur la base du potentiel redox, concernant les faciès sédimentaires. Le rôle dirigeant du potentiel redox est illustré par l'exemple des minéraux de fer et manganèse. Puis ils parlent de l'accumulation sédimentaire des éléments rares, en fonction du potentiel redox. A la fin du chapitre, les auteurs traitent du rôle des catalyseurs redox, en démontrant que les grands changements brusques du potentiel redox se trouvent, dans la nature, là où la compensation des différences est empêchée par la stabilité des roches (ou minéraux) en question.

Le troisième chapitre contient les problèmes de la mesure du potentiel redox. Les auteurs exposent les coefficients, calculés sur l'analyse chimique, qui sont caractéristiques en général de l'état d'oxydation de la roche. Ensuite, on traite brièvement des méthodes de mesure. Jusqu'ici, on n'a employé que l'eau distillée comme solvant. En ce cas-là, ce n'est qu'une petite partie de la roche qui passe en solution. On ne pourrait mesurer

le véritable potentiel redox qu'en solvant la roche entièrement, car ce ne sont que les composants dissous de la roche qui débitent le potentiel des électrodes. D'ailleurs, si l'on dissout la roche par des solvants forts (acides, bases), le potentiel redox change pendant ce processus. A cause de ce qu'on vient de mentionner, les auteurs ont élaboré une méthode complètement nouvelle, en 1958

L'idée mère de cette méthode, c'est d'avoir renoncé à l'observation directe, d'ailleurs tout à fait imprécise, du potentiel redox de la roche; ils ont mesuré le changement du potentiel de base d'un oxydant quelconque, sous l'action de la roche. Ils se sont servi du dichromate potassé comme oxydant, activé par acide sulfurique. Ce solvant et oxydant fort dissout la partie la plus considérable de la roche, par conséquent celle-ci prend part à la formation du potentiel. De la valeur du changement du potentiel redox, on peut induire à l'état d'oxydation de la roche. Naturellement, le résultat n'est pas égal au potentiel redox de la roche, mais il fournit des valeurs qui le reflètent beaucoup mieux qu'aucune méthode employée jusqu'ici.

Ensuite, les auteurs exposent brièvement les méthodes de mesure et l'évaluation des résultats. Par cette nouvelle méthode, on obtient, en outre de l'état d'oxydation de la roche, sa stabilité du point de vue de l'oxydation.

Le quatrième chapitre contient l'évaluation géologique des résultats obtenus par la nouvelle méthode. On ne peut les employer qu'aux roches sédimentaires, car les conditions de pression et température des roches éruptives diffèrent bien des conditions expérimentales de ces mesures. A la fin, on expose la corrélation des valeurs E_H avec les données fournies par la nouvelle méthode, puis les problèmes génétiques dans la solution desquels on peut aider les géologues, par la nouvelle méthode.

РОЛЬ ОКСИЛЕНИЯ И ВОССТАНОВЛЕНИЯ В ГЕОЛОГИИ

(Новый метод измерения постоянных окисления)

ДЬ. БАРДОШИ и М. БОД

В первой части своей работы авторы разъясняют понятие редокс-потенциала и степени окисленности. Под степенью окисленности они понимают общее содержание кислорода породы, данное в весовых процентах. Редокс-потенциал же представляет собой выраженное в вольтах изменение энергии, имеющее место при окислении и восстановлении ионов. Коротко излагается взаимосвязь между редокс-потенциалом и изменением свободной энергии, а также — внешние условия, влияющие на величину редокс-потенциала.

В следующей части работы излагается роль редокс-потенциала при разных геологических процессах. Авторы останавливаются на тех факторах, которые определяют нижний и верхний пределы редокс-потенциала происходящих в природе процессов. Ознакомляют читателя с теми классификациями, которые были разработаны разными научными исследователями для осадочных фаций с учетом редокс-потенциала. Направляющая роль редокс-потенциала показывается на примерах железных и марганцевых минералов. Затем излагается зависимость осадочного обогащения редких элементов от редокс-потенциала. В конце раздела они занимают роль редокс-катализаторов, с указанием на то, что наибольшие скачки редокс-потенциала в природе обнаруживаются там, где стабильность соответствующих пород (минералов) воспрепятствует выравниванию расхождений.

В третьем разделе статьи затрагиваются проблемы измерения редокс-потенциала. Авторы перечисляют рассчитанные на основании химического анализа коэффициенты, которыми обычно характеризуется окислительное состояние пород. Они означают только грубое, первое приближение к редокс-потенциалу. Затем дается краткий обзор разработанных до сих пор способов измерения. При всех методах, примененных до настоящего времени, в качестве растворителя была использована вода. При этом лишь небольшая часть породы переходит в раствор. Настоящий редокс-потенциал можно было бы измерить в том случае, если бы порода доводилась до совершенного растворения, так как электродный потенциал дается только перешедшими в раствор составными частями породы. А если мы хотим растворить породу сильными растворителями (кислотами, щелочами), то изменение редокс-потенциала при этом неизбежно. Ввиду вышеуказанных трудностей, в 1958-ом году авторы разработали метод, который коренным образом отличается от примененных до сих пор методов.

Основой метода является то, что авторы отказались от и без того совсем ненадежного, непосредственного измерения редокс-потенциала породы, и измерили изменение основного потенциала определенного окисляющего раствора под влиянием породы. В качестве окислителя был применен дихромат калия, активизированный серной кислотой. Этим сильным растворителем и окислителем растворяется наибольшая часть породы, и таким образом он фактически участвует в создании потенциала. По размерам изменения потенциала можно заключить об окислительном состоянии породы. Конечно, полученный результат не равняется редокс-потенциалу породы, но им даются такие величины, которые отражают его лучше, чем любой из примененных до сих пор методов.

После этого следует короткая справка по способу измерения и обобщению полученных результатов. Новый метод обнаруживает, сверх окислительного состояния породы, также ее стабильность с точки зрения окисления.

В четвертом разделе авторы касаются геологической оценки получаемых при помощи нового метода результатов. Результаты применимы исключительно для осадочных пород, так как, в отношении давления и температуры, условия образования изверженных пород существенно отличаются от испытательных условий измерения. В заключение излагаются приемы согласования величин E_H с данными, полученными новым методом, а также те генетические вопросы, в решении которых новый метод может оказать помощь геологам.

BESZÁMOLÓ A TERMÉSZETES ELEMÉK IZOTÓP-VIZSGÁLATAINAK MAI ÁLLÁSÁRÓL*

Írta: FÖLDVÁRINÉ VOGL MÁRIA

A geokémiai tudományok fejlődésében a természetes izotópok vizsgálata új szakaszt jelent, melynek következményeit talán ma még be sem láthatjuk. Ez a most fejlődő tudományág mai szakaszában a hasadó és a nem hasadó izotópok geokémiájára oszlik. A hasadó izotópok vizsgálata végső fokon abszolút földtani kormeghatározáshoz vezet, a nem hasadó izotópok arányváltozásainak megfigyelése pedig messzemenő geokémiai következtetéseket tesz lehetővé.

Tekintsük át először a hasadó izotópok és a belőlük levonható kormeghatározó módszerek jelenlegi helyzetét.

1.

Az urán- és tóriumcsalád bomlásán alapuló kormeghatározó módszerekre vonatkozóan, a tudomány mai állása alapján, a következő megállapításokat tehetjük:

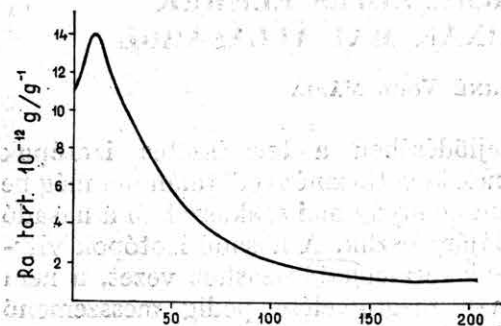
A *hélium-módszer* az újabb években erős kritikát kapott. Egyrészt azért, mert a vizsgált ásványokból a héliumgáz könnyen diffundál és így a mérések a reális értéknél kisebbet eredményeztek. A módszer használhatóságának alapfeltétele a nem nagyon régi, ép kőzet. Több esetben a radioaktív eredetű He^4 kozmikus eredetű He^3 -al volt szennyezve. A He^3 kozmikus eredete a következő: a levegő 14-es tömegszámú nitrogénje gyors neutronok hatására 12-es tömegszámú szénizotóppá és 3-as tömegszámú hidrogénné alakul át. Az utóbbi radioaktív β -sugárzó izotóp, felezési ideje $T_{1/2} = 23,6 \cdot 10^9$ év, bomlásának eredménye az előbb említett He^3 . A hélium-módszer tehát csak akkor megbízható, ha meggyőződünk az ásvány teljesen ép voltáról (tehát nem valószínű a nagy

* Elhangzott a Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Főbizottsága előtt 1958. márciusában.

héliumvesztés) és ha az ásványból nyert héliumot a He^4 és He^3 izotópok vizsgálatára is kiterjesztettük.

Az ólom-módszereknél is elengedhetetlen a radioaktív eredetű ólom izotóp-összetételének vizsgálata.

Az ólomizotóp-összetétel vizsgálatokat kiterjesztették közönséges, tehát nem radioaktív eredetű ólomércekre is. Ezek a vizsgálatok azt a meglepő eredményt adták, hogy a közönséges ólomércek izotóp-összetétele és kora között egyértelmű összefüggés van. Minél régebben történt az ólomérc elszakadása a magmától, annál szegényebb a minta radioaktív eredetű ólomizotópokban. Ezekből az összefüggésekből grafikus



1. ábra. — Fig. 1. — Puc. 1.

extrapolációkkal sikerült kiszámítani a földkéreg kialakulásának valószínű korát ($3,5-5 \cdot 10^9$ év), továbbá az ún. „ősólom” izotóp-összetételét, vagyis azt az ólomizotóp-arányt, amely a Föld megszilárdulásakor érvényes volt. MASUDA japán kutató adatai szerint (23): a Föld kora = $4,55 \cdot 10^9$ év. Az ősólm izotóp-arányai: $\text{Pb}^{204} = 1$, $\text{Pb}^{206} = 9,05$, $\text{Pb}^{207} = 9,85$, $\text{Pb}^{208} = 29,45$.

Az ólom-módszert jelenlegi állapotában a vizsgálati eljárás finomítása is jellemzi. HOUTERMANS javaslatára elterjedt a Pb^{210} -módszer. Ennek lényege, hogy egy radioaktív bomlási sorban a bomlási egyensúly beállta után a sorozat bármelyik tagjának jelenlevő atomszáma és bomlási állandójának szorzata egyenlő ugyanezen két tényező szorzatával bármelyik más tagra vonatkozólag:

$$N_i \cdot \lambda_i = N_k \cdot \lambda_k$$

Az Pb^{210} — az urániumsor egyik tagja — β -sugárzó, felezési ideje 22 év. Ha ennek mennyiségét meghatározzuk, akkor bomlási állandójának ismeretében a fenti képlet alapján tulajdonképpen az urán mennyiségét is ki tudjuk számítani. Az eljárás tehát lényegében úgy egyszerűsödik, hogy a vizsgálandó mintából kémiaiilag az összes ólomtartalmat kivonják, majd a kivont ólom fajlagos sugárzását megméri, ezáltal az Pb^{210} -tartalmát meghatározhatják és utána az ólommintát a szokásos izotóp-vizsgálattal egyéb izotópösszetevőkre is megvizsgálják. HOUTERMANS és munkatársai az ólom Pb^{210} specifikus aktivitásának meghatározására fotoemulziós mérési módszert dolgoztak ki.

Mélytengeri üledékek korának meghatározására újabban sikerrel alkalmazzák az ionium- és rádium-módszert.

Már századunk elején felismerték azt a tényt, hogy mélytengeri üledékeknek felszínükhöz közel rendkívül nagy a Ra^{226} -tartalma. PIGGOT és URRY a mélytengeri üledékek Ra-tartalmának változását a mélység függvényében mérve az 1. ábrán látható eredményhez jutott.

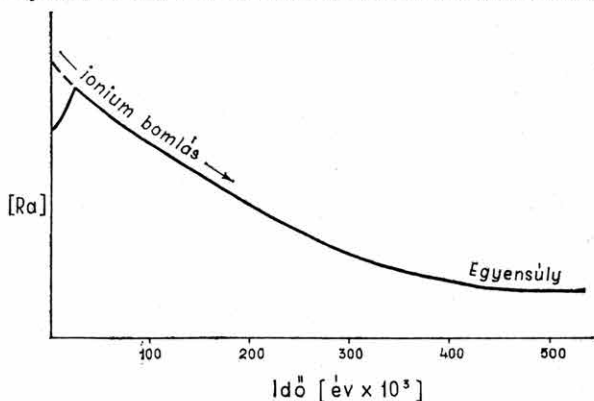
HOLLAND és KULP tanulmányozta a Ra^{226} és Th^{230} (ionium) eltávolításának mechanizmusát tengervízből, és arra az eredményre jutott, hogy az ionszere lényeges szerepet játszik. Az ionium szelektíve adszorbeálódik az üledékben, az U oldatban marad. Ebből következik, hogy a továbbiakban vázolandó „ionium-módszer” csak olyan mélytengeri üledékekre alkalmazható, melyeknek hasonló báziscsere-képessége van.

A módszer lényege szerint a szelektív adszorpció következtében sokkal több Th^{230} (ionium) kerül az üledékbe, mint ami a jelenlevő rádiummal való egyensúlyához szükséges, viszont az uránium lényegesen kevesebb, mint akár a Th^{230} , akár a Ra^{226} pótlásához kellene.

A Ra^{226} lebomlásának mechanizmusa a 2. ábrán látható. A Ra^{226} -nak kezdetben növekvő mennyisége annak az eredménye, hogy több Ra képződik kezdetben az ioniumból, mint amennyi elbomlik. Amint azonban az egyensúly beáll, akkor a két bomlás együtt halad, az ionium mennyisége csökken, mert utánpótlásra az uránium nem elegendő. Végül mindhárom elem között egyensúly áll be. A módszer használhatósága 400 000 évre terjeszthető ki.

Legújabbán evvel a módszerrel mérte VOLCHOK és KULP atlanti- és csendes-óceáni üledékek korát.

Az utóbbi években történtek próbálkozások urán- és tóriumásványok kormeghatározására azokból a kristályszerkezeti zavarokból, melyet a radioaktív bomlás alfa-sugárzása a környezetben okoz. Lényegében már a pleokróos udvarok vizsgálata is ezen alapult, de talán mennyiségileg jobban kiértékelhetők KULP és munkatársainak *DTA-vizsgálatai*, melyeket metamikt ásványokon végzett. Az alfa sugarak hatására megzavart ráccszerkezetek ui. 400–500° fölé történő hevítéskor eredeti kristályszerkezetükbe visszarendeződnek, ami hőtermeléssel jár. Ha ezt a hőtermelést ismert korú, ismert radioaktivitású és azonos ráctípusú ásványok segítségével kalibrálni tudjuk, akkor a módszer módját nyújt ismert radioaktív anyag tartalmú ásvány ismeretlen korának meghatározására.



2. ábra. — Fig. 2. — Puc. 2.

zására. A módszerrel szemben az az aggály merülhet fel, hogy az ásvány földtani múltja alatt felmelegedhetett annyira, hogy a visszarendeződés a kristály szerkezetében már egyszer vagy többször megtörtént. Ilyen módon a nyert korérték hamis eredményhez vezethet.

A K^{40} radioaktív bomlásából keletkező stabilis izotópok mérése is, mint ismeretes, gyakran alkalmazott földtani kormeghatározási módszer. Elterjedését főleg az indokolja, hogy a kálium gyakorisága lényegesen nagyobb, mint az uráné és a tóriumé. A K^{40} kétféle módon bomlik: β -sugárzással a Ca^{40} -né, K-befogással (karakterisztikus röntgensugárzás kíséretében) az Ar^{40} -né. A jelenlevő K^{40} atomok számának kb. 88%-a β -bomló és 12%-a K-befogással alakul át. A módszer használhatóságát nemcsak a bomlásállandó pontos ismerete dönti el, hanem a kétféle bomlás állandóinak a viszonyát is nagy pontossággal kell ismernünk. Az általánosan elfogadott érték a bomlásállandók viszonyára: 0,126, KULP és munkatársai szerint: 0,123. Ezzel szemben WASSERBURG munkatársaival 1955-ben ezt a viszonyszámot 0,085-nek számította. Mindebből tehát következik, hogy a kálium bomlásának adatai még nincsenek teljesen megnyugtatóan meghatározva.

A kálium kétféle bomlása egyszersmind kétféle lehetőséget nyújt a földtani kormeghatározásra. Az egyik a K—Ca-módszer, a másik a K—Ar-módszer.

A kalcium-módszernek nincs nagy sikere. AHRENS kimutatta, hogy a 10^9 — $2 \cdot 10^9$ éves K-ásványokban is csak ezredszázalék nagyságrendű a radiogén Ca^{40} . Megnehezíti a módszer elterjedését az a tény, hogy a Ca gyakori elem lévén, rendszerint nagymennyiségű szennyezésként van jelen K-ásványokban is, így a meghatározást igen zavarja. További nehézség, hogy míg a természetes káliumban a radioaktív K^{40} izotóp század-százaléknyi mennyiségben van jelen, addig a közönséges kalciumban éppen a Ca^{40} izotóp az uralkodó, és így a radiogén kalciumtól elválasztani igen nehéz. A módszer használhatóságát csak földtanilag igen idős kőzetknél (prekambrium) javasolják.

Sokkal elterjedtebb az argon-módszer. Ajánlják a módszert káli-földpátok, K-csillámok és más K-ásványok esetében. A módszer használatánál két jelentős hibaforrásra kell figyelemmel lennünk. Az egyik abból származhat, hogy az ásványból a radioaktív úton termelt argon diffundál. A másik pedig abból, hogy az ásványban levő Ar-hoz idegen származású argon keveredik. Az első esetben a ténylegesnél kisebb, a második esetben pedig nagyobb kort nyerünk. A legutóbbi évek tudományos kutatásai ennek a két hibalehetőségnek az alapos feltárására vonatkoznak. Az argon diffúziójára vonatkozóan megállapítást nyert, hogy kevesebb veszély áll fenn, mint a hélium esetében. Ennek egyik oka az, hogy az argon atomsúlya egy nagyságrenddel nagyobb, mint a héliumé; a másik oka pedig az, hogy a kálium bomlásánál nincs α -sugárzás, ami a kristályrácsot fellazítja, és a fellazulás a gáz kiszökését megkönnyíti. A különböző ásvá-

nyok argon-visszatartóképeségére a legújabb irodalmi adatok szerint pontos mérések történtek. Így CARR, DAMON, BROECKER és KULP szerint a földpátok argon-visszatartó képessége 60—65%, a csillámoké 70—100%. Ezek a mérések szobahőmérsékleten történtek. GERLING munkatársaival az argon-visszatartóképeségnek a hőmérséklettől való függését is vizsgálta. 800 C°-on 4 órán át tartó hevítés után a muszkovit argon-tartalmának 75%-át elveszti, a mikroklin ugyanakkor csak 12%-át.

FLEMMING és THODE vizsgálatai szerint magreakciók kapcsán jelentékeny változások lehetségesek a természetben az Ar³⁶ és Ar³⁸ viszonylagos mennyiségében. Ezért, ha az Ar³⁶ mennyisége alapján végzünk korrekciót az ásvány argon-tartalmánál, akkor hibát követünk el abban az esetben, ha urán is van jelen. A levegő argonjának átlagos izotóp-összetétele: Ar⁴⁰ : 99,6 és Ar³⁶ : 0,3%. Ezen izotóparány alapján szokás az argon-korrekciót számítani. Egyes kutatók minden argon kormeghatározásánál az ásványból nyert gáz izotóp-arányának a meghatározását is javasolják. A tapasztalat azonban az, hogy a kálium-ásványokból nyert argon gáznak legalább 90%-a radioaktív eredetű. A levegő Ar⁴⁰-tartalmából SHILLIBEEER és RUSSEL a Föld korát $5,3 \cdot 10^9$ évnek számította.

A stroncium—rubidium-módszer nyilvánvalóan csak jelentékenyebb mennyiségű rubidiumot tartalmazó ásványok esetében alkalmazható. Mivel a rubidium bomlásának felezési ideje igen nagy ($6 \cdot 10^{10}$ év), a rubidium jelenlevő mennyisége viszont rendszerint igen kicsi, így hosszú idő szükséges ahhoz, hogy mérhető mennyiségű radioaktív eredetű stroncium szaporodjék fel az ásványban. Ennek következtében ez a módszer is csak nagyobb földtani korok mérésére alkalmas. Általában csak 100 millió évnél régebbi korok esetén használják. Mint általában mindegyik kormeghatározási módszer, elsősorban magmás kőzetekre, illetve azok ásványaira vonatkozik, mégis történtek kísérletek arra vonatkozóan, hogy a módszert üledékes kőzetekre is kiterjesszék. Így a stroncium-módszert WICKMAN alkalmazta tengeri eredetű üledékekre, különösen mészkőre. Alapfelgondolása az, hogy a stroncium⁸⁷/stroncium⁸⁶ arány képviseli a tengerekben azt az átlag izotópösszetételt, amely a Föld mindenkori korának megfelelő. Amikor a mészkő a tengerből kiválik, rögzíti azt az izotóp állapotot, amely annak a földtani kornak megfelel. Vagyis minél idősebb a tengeri eredetű mészkő, viszonylag annál kevesebb benne a radioaktív eredetű Sr⁸⁷ izotóp. Hasonló megfontolásokon nyugszik a WALLING-féle ún. inverz stroncium-módszer. Ezt rubidiummentes ásványokra lehet alkalmazni magmás kőzeteknél. Izotópösszetételükkel jelzik azt a stroncium-izotóp állapotot, amely kiválás idején a magmában uralkodott.

A legfiatalabb földtani időszakok, továbbá az archeológiai kutatások számára a C¹⁴ izotóp mennyisége szolgáltat adatokat. Az újabb irodalmi adatok szerint a módszer pontosságát igyekeznek a kutatók fokozni annak érdekében, hogy alkalmazhatóságát 30—40 000 évre is kiterjeszthessék.

Eltértek az eredeti LIBBY-féle módszertől, amely abban állt, hogy a vizsgálandó szerves maradványt elégették, a nyert CO_2 -t fémmagnézium segítségével szilárd szénre redukálták, és ennek az aktivitását mérték különlegesen érzékeny számlálócsövekkel. Az így nyert szilárd szénnek azonban igen nagy aktív felülete van, így alkalmas volt szerves szennyeződéésre, esetleg más sugárzó anyagok megkötésére is, s ezáltal sok esetben okozott hibás mérési eredményeket. 1951-ben Amerikában, majd 1954-ben és 1955-ben Koppenhágában adtak hírt arról, hogy a C^{14} -meghatározásokat abba kellett hagyni, mert az atombomba kísérletek miatt a levegő annyira fertőzött volt radioaktív szennyezésekkel, hogy azoknak az aktív felületű szénen való megkötése a méréseket lehetetlenné tette. Kb. 4 év óta módszert változtattak és a szerves anyag elégésekor keletkezett CO_2 -t közvetlenül proporcionális számlálócsövekbe vizsik. Az új módszer előnye:

1. a hatásfok 100%-ra nőtt az eddigi 6%-kal szemben;
2. a levegő kizárása miatt a szennyezés lehetősége is kiküszöbölődött;
3. olyan minták is vizsgálhatók, melyeknek viszonylag kevesebb a széntartalma.

Szcintillációs számlálóberendezésekkel is megpróbálkoztak a C^{14} meghatározására, de eddig ez a módszer ebben az alkalmazásban nem váltotta be a hozzá fűzött reményeket.

A C^{14} módszer újabb irodalma nagy gondosságra hívja fel a figyelmet a *mintavételnél* és a *mintakezelésnél*. A mintavételt mindig az illető terület geológus-, paleontológus- vagy archeológus-szakembere végezze. A mintákat óvni kell portól, csomagolóanyagoktól, múzeumi preparáló anyagoktól, mert mindezekkel recens szén kerül a mintához, és ez meghamisítja a mérési adatokat. Magának a szerves képződménynek a származását is jól át kell gondolni. A tengerből kiváló mészkőhéjak izotóp-összetétele nem biztos, hogy jellemző az illető tengeri állat korára. Ugyanis a tengeri állat mészvázának felépítésekor nem a levegő széndioxidját használja fel, hanem a tengervízben oldott karbonátokat, amelyek könnyen származhatnak idős mészkőhegyégekből.

Mint tudvalevő, a 14-es szénizotóp, a kozmikus sugárzás lassú neutronjainak hatására, a levegő N^{14} -éből keletkezik. Vizsgálat tárgyává tették a kutatók azt, hogy nincs-e más hasonló folyamat a természetben, amely ugyancsak alapja lehetne geokémiai megfontolásoknak.

HOUTERMANS felhívja egy ilyenfajta folyamatra a figyelmet. A természetes klór 75%-a Cl^{35} -ből áll. Ez neutron-befogással γ -sugárzás közben 36-os klórrá alakul. A Cl^{36} β -bomló izotóp, Ar^{36} lesz belőle, a folyamat felezési ideje $0,4 \cdot 10^6$ év. Remény lehet arra, hogy sótelepeken a klór-izotópoknak viszonylagos változásából lehet majd geokémiai következtetéseket levonni. KURODA munkatársaival uránszurokércből nyert ki Cl^{36} -ot, mely az urán spontán hasadásából keletkezett neutronok hatását mutatná.

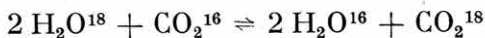
II.

A nem hasadó izotópok geokémiája terén is jelentős fejlődés tapasztalható.

1957-ben jelent meg AHRENS tanulmánya az izotópok természetes gyakoriságáról. Gyakorisági diagramokat vett fel, amelyek proton-neutron koordinátákban ábrázolják az izotópokat. Külön diagramokba foglalta a páros N páros Z, páratlan N páros Z és páratlan Z páros N magokat. A nyert összefüggések több esetben magyarázatot adtak már régebben észlelt anomáliákra.

VINOGRADOV szerint a természetes elemek izotóp arányainak megváltozása sokféle okra vezethető vissza. Izotóp frakcionálást okozhat a természetben a párolgás, a gravitációs elkülönülés, oldódás, kationcserefolyamatok, biokémiai és fotokémiai folyamatok, radioaktív hasadásból vagy kozmikus sugárzásból eredő magfolyamatok. Különös érdeklődésre tarthatnak számot azok az izotóp-arány eltolódások, amelyek a kőzetek keletkezési hőmérsékletére engednek következtetni, vagyis paleotermométerként foghatók fel. Ilyen izotóp-arány az O^{18} — O^{16} viszony. URRY megfontolása szerint a karbonátos üledékek O^{18} tartalma következtetni enged a tengervíznek paleohőmérsékletére.

A megfontolás lényege szerint a vízben oldott CO_2 és a vízben levő O között „izotóp anioncsere”-folyamat következik be:



Az anioncsere kétirányú és egyensúlyi állandója a hőmérséklettel változik. $0\text{ }^\circ\text{C}$ -on az egyensúlyi állandó 1,022, $25\text{ }^\circ\text{C}$ -on pedig 1,017. Ez azt jelenti, hogy a hőmérséklet 0° -ról 25° -ra változik, ez az oxigénizotóp összetételében 0,4% változást jelent.

SCHWANDLER szerint a kőzetek O^{17} -tartalma nő a nyíl irányában: mélyégi \rightarrow metamorf \rightarrow üledékes kőzet.

A paleohőmérséklet mérésére két másik lehetőség is van. Az egyik a foszfát-, a másik a szulfát-termométer, ezek ismét két izotóp ioncsere-folyamaton alapulnak.

Igen sok kutató foglalkozik a szén stabilis izotópjainak eloszlásával a természetben. A szén-izotópok arányának eltolódására bőséges alkalom nyílik a szén geokémiai ciklusainak folyamán. Alapvető tapasztalat az, hogy a hidroszférában az atmoszférához képest a C^{13} izotóp kis dúsulása észlelhető. Ezt is izotóp ioncsere folyamattal lehet magyarázni. Az előbb mondottak alapján a C^{13} kismértékben dúsul a tengervíz bikarbonát és karbonáttartalmában, és ugyanilyen értelmű dúsulást mutat a tengeri eredetű karbonátüledékekben. A karbonátos kőzetek szén-izotóp arányának vizsgálata azt mutatta, hogy a forróvízes oldatokból kikristályo-

sodott hidrotermális kalcitokban — az összes többi megvizsgált karbonáthoz képest — viszonylag a legkisebb a C^{13} mennyisége.

A $C^{12} : C^{13}$ arányból következtetni tudunk arra, hogy az ásványokban és kőzetekben levő karboniumtartalom szerves vagy szervetlen eredetű-e. Általános tapasztalat, hogy a szervetlen eredetű karboniumban ez az arány 88,0—90,2 között változik, a szerves eredetűben pedig 90,0—92,9 között. További tapasztalat az, hogy a $C^{12} : C^{13}$ arányban a földtani kor függvényében nem lehet egyértelmű változást észlelni. Igen meglepő a $C^{12} : C^{13}$ arálynak az állócsillagokban mért teljesen eltérő értéke. Ennek magyarázatára a szén-nitrogén ciklust említjük.

A szilikátos kőzetek nagy elterjedése következtében jelentősek azok a geokémiai megfontolások, amelyek a szilikátos kőzetek eredetére a *sziliciumizotópok* eltolódásából próbálnak következtetni. A szilíciumnak három stabilis izotópja van: Si^{28} , Si^{29} , Si^{30} . Ezek közül a Si^{28} az uralkodó. A szilícium izotóp-arányának vizsgálata arra az eredményre vezetett, hogy a szerves eredetű szilíciumban a Si^{28} viszonylagos mennyisége nagyobb. A nem szerves eredetű mintáknál viszont a Si^{30} viszonylagos növekedését észlelték. Ha folyékony-szilárd kettős rendszerről van szó, akkor a könnyű izotóp inkább a folyékony fázisban dúsul, ezzel magyarázható, hogy a kőzetek mállásakor kioldódó kovasav Si^{28} izotópban gazdagabb (3). Találhatunk az irodalomban arra vonatkozóan is adatokat, hogy a kőzetek szilícium-izotópjainak aránya a kőzet keletkezési hőmérséklete szerint változhat. A megfigyelések szerint a Si^{30} izotóp mennyisége fokozatosan csökken, ha nagy hőmérsékleten keletkező ásványoktól a kisebb hőfokon keletkezők felé haladunk (25). Figyelemre méltó megállapítás, hogy a meteoritek $Si^{30} : Si^{28}$ aránya kisebb, mint a Földön a legnagyobb hőmérsékleten keletkező ásványoké.

III.

A természetes anyagok izotóp vizsgálatának *módszertanával* kapcsolatban is jelentős fejlődésről számolhatunk be. Először is fel kell hívni a figyelmet a fotóemulziós technikának széleskörű elterjedésére a geokémiai kutatásban. Az izotóp vizsgálatokat általában tömegspektrográfiai módszerekkel végzik, amely természetszerűleg a célszerűségnek és a kívánalmaknak megfelelően a legutóbbi években erősen fejlődött. Napjainkban egyre több utalás történik arra, hogy a tömegspektrográfiai mérések pontosságát az ún. izotóp-hígítási módszerrel jelentékenyen meg lehet növelni. Ennek lényege, hogy különválasztott standard izotópokból készítünk a normális izotópösszetételtől eltérő kalibráló keveréket, és ezt adagoljuk bizonyos arányban a mintához. Ezáltal az izotópösszetételeknek a meghatározások számára kedvezőtlen aránytalanságait csökkenthetjük.

A tömegspektrográfiai mérések mellett a legújabb időkben egy új

elven alapuló vizsgálati módszer van kialakulóban, amely ha kifejlődik, esetleg az előbbinél egyszerűbb módszere lesz az izotópkutatásnak.

Ezt az új vizsgálati módszert *magrezonancia-spektroszkópiának* vagy *magindukációs módszernek* is nevezik. Az eljárás elvéért 1952-ben BLOCH és PURCELL közösen fizikai *Nobel-díjat* kaptak. Az eljárás elve röviden a következő: az atommag, melynek határozott mágneses momentuma és spinje van, úgy viselkedik, mint egy kis mágnesrúd, mely azonban még egyidejűleg a saját tengelye körül is forog. Ha a rúdmágnest egy állandó mágneses mezőbe helyezzük, akkor az az erőter irányába áll be. Mágnesünk azonban ezenkívül még saját tengelye körül is forog, tehát úgy fog mozogni, mint a pergő csiga, vagyis precessziós mozgást is végez. Ez a precesszió abban áll, hogy a mag határozott sebességgel és egy határozott nyílásszögű kúpfelületen végez mozgást a térerő irányában. A precessziós mozgás frekvenciáját a *magfizikában Larmor-frekvenciának* nevezik.

$$\text{A Larmor-frekvencia} = gH,$$

$$\text{ahol } g \text{ (gyromagnetikus viszony)} = \frac{\text{mag mágneses momentuma}}{\text{mag spinje}}$$

Perdülő atommagunk azonban forgása közben mágneses erőter-vonalakat szel át, és ezáltal elvben képes elektromos áramot indukálni. De egyetlen atommag által indukált áram túl kevés ahhoz, hogy mérhető legyen. Ha azonban módunk van arra, hogy a keringő atomok számának növelésével az indukciós áramot is megnöveljük, akkor remélhetjük a jelenség kvantitatív mérését. Természetesen a magmozgásokat csak úgy tudjuk összegezni, ha azok ugyanazon a fázison történnek. Ez más szóval azt jelenti, hogy a keringő magok mozgását szinkronizálni kell. BLOCH nagy érdeme volt, hogy ezt a szinkronizálást megoldotta oly módon, hogy az előbbi mágneses térre merőlegesen egy másik, gyenge mágneses teret létesített. Ezt úgy állította elő, hogy egy tekercsbe megfelelő frekvenciájú váltakozó áramot vitt. A mérést úgy lehet elvégezni, hogy a tekercsbe vezetett váltakozó áram frekvenciáját pl. 5 MHz-re beállítjuk s ugyanezzel a frekvenciával oszcillál akkor a tekercsben a mágneses tér is, mely az előbbi konstans mágneses térre szuperponálódik. Ha a konstans mágneses tér erősségét 0-tól fokozatosan növeljük, egy bizonyos térerősségnél az atommagok Larmor-frekvenciája éppen egyenlő lesz a tekercs által leadott frekvenciával. Ennél a térerőnél lép tehát fel az illető atommag szinkronizálása, és ebben a pillanatban az egy fázisban keringő atommagok által létesített indukciós áram egy elektronikus mérőberendezéssel mérhető lesz. Az a térerősség, amely a szinkronizáláshoz szükséges, az illető atommag-fajtára jellemző. Ez azt jelenti, hogy az elektronikus mérőberendezésben jelentkező feszültségjeleknek és a térerőnek az adataiból az izotóp jelenlétére, az indukált áram nagyságából pedig a mennyiségére is

tudunk következtetni. Ezzel a módszerrel csak azokat az izotópokat lehet kimutatni, melyek mágneses momentummal rendelkeznek, de ez legalább 100 atommagra fennáll, vagyis az összes ismert atommagok több mint egyharmadára.

IV.

Végezetül foglaljuk össze azokat a lehetőségeket, amelyeket a hazai ez irányú kutatások terén addig is el tudunk végezni, amíg megfelelő tömegspektrográf, illetve tömegspektrográfok, vagy egy ezt helyettesítő korszerű és rutinvizsgálatokra is alkalmas berendezés birtokába nem jutunk. A földtani kormeghatározás területén a rendelkezésünkre álló optikai módszer csak korlátozott esetekre alkalmas. A stroncium izotópjainak elválasztása, ha nem is rutinvizsgálatszerűen, de mégis kielégítően megoldottnak tekinthető, amit, ha tiszta izotópok birtokába jutnánk, pontosabbá tehetnénk és ily módon esetleg a fordított stroncium-módszer alkalmazására is számíthatnánk. Sajnálatos, hogy országunk földtani adottságai nem kedveznek éppen annak a módszernek, amelynek a megvalósítása most mégis sikerült.

Úgy gondoljuk, hogy interferométerünkkel még az ólom izotópjainak a szétválasztását is megkísérlelhettünk, ez azonban előkísérleteink tanúsága szerint a gerjesztési energiát szolgáltató berendezésünk teljesítményének megnövelését igényli. Erre a célra is szükségünk lenne elkülönített ólom izotópokra

A C^{14} -módszer nem igényel tömegspektrográfot, hanem, mint láttuk, különleges gonddal épített, külön erre a célra szolgáló számláló-berendezést. Ez a berendezés a Központi Fizikai Kutatóintézetben már nagyjából el is készült és jelenleg kipróbálás alatt áll.

Ugyancsak a Központi Fizikai Intézet tervezi a kálium-argon módszer hazai bevezetését is. Ez lenne talán az a módszer, amit hazai geológusaink a legnagyobb örömmel üdvözlénének. Sajnos, hogy az argon-izotóp elválasztásának hiányában a meghatározások csak bizonyos hibahatárokon belül tekinthetők megbízhatóknak, de még ebben a formában is sok esetben jelentős korvitákat dönthetnek el.

— Meg lehetne kísérni a KULP és munkatársai által javasolt, metamikt ásványokon végezhető DTA-vizsgálatok alkalmazását is, erre azonban először kalibráló sorozatot kellene felállítanunk. A hasadó izotópok vizsgálata terén feltétlenül hangsúlyozottabban kellene foglalkoznunk a fotoemulziós technikával és az autoradiografiás módszerekkel, mert ezek különösebb berendezést nem igényelnek, és külföldön is a legkorszerűbb vizsgálati módszerek között szerepelnek.

A nem hasadó izotópok elválasztása területén különleges helyet foglal el a hidrogén és deuterium esete. Ezeknek nagy relatív tömegkülönbsége lehetővé teszi a fajsúly szerinti meghatározást is. Erre, mint

tudjuk, hazai kezdeményezés is történt. CZIKE K. és munkatársa között az elmúlt években nehésvíz-meghatározásokat különböző földtani eredetű vizekben (8). Ezeket a vizsgálatokat is lehetne folytatni, és esetleg kőzetek kötött vizére is kiterjeszteni.

IRODALOM

1. AHRENS, H. L.: Studies on the relative abundances of isotopes. — *Geoch. Cosm. Acta*, **11**, pp. 1–27, 1957.
2. AHRENS, H. L.—RANKAMA, K.—RUNCORN, S. K.: Physics and chemistry of the earth. 1. — London, 1956.
3. ALLENBY, R. J.: Determination of the isotopic ratios of silicon in rocks. — *Geoch. Cosm. Acta*, **5**, pp. 40–48. 1954.
4. BAERTSCHI, P.—SILVERMAN, R.: The determination of relative abundances of the oxygen isotopes in silicate rocks. — *Geoch. Cosm. Acta*, **1**, pp. 327–329. 1951.
5. BEGEMANN, F.—BUTTLAR, H.—HOUTERMANS, F. G.—ISAAC, N.—PICCIOTTO, E.: Application de la methode du RaD à la mesure de l'âge „chimique” d'un mineral d'Uranium. — *Geoch. Cosm. Acta*, **4**, pp. 21–35. 1953.
6. BRIX, P.—BUTTLAR, H.—HOUTERMANS, F. G.—KOPFERMAN, H.: Die Isotopverschiebung zwischen RaD und den stabilen Bleisotopen. — *Nachr. d. Akad. d. Wissensch. Göttingen*, **7**, 1951.
7. CARR, D. R.—DAMON, P. E.—BROECKER, W. S.—KULP, J. L.: The potassium—argon age method. — *Nath. Acad. Sci. Nath. Research Council. Publ.* **400**, p. 109, 1956.
8. CZIKE K.—FODORNÉ CSÁNYI P.: Hazai természetes vizek és növényi nedvek deutériumtartalmának vizsgálata. — *Tud. Akad. Kémiai Tud. Oszt. Közl.* **8**, pp. 439–448. 1957.
9. DAVIS, G. L.—ALDRICH, L. T.: Determination of the age of lepidolites by the method of isotope dilution. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* **64**, p. 379, 1953.
10. DEUTSCH, S.—HOUTERMANS, F. J.—PICCIOTTO, E.: Études de la radioactivité de meteorites metalliques par la methode photographique. — *Geoch. Cosm. Acta*, **10**, pp. 166–184. 1956.
11. FAUL, H.: Nuclear geology. — New York, 1955.
12. FLEMMING, W. H.—THODE, H. G.: Argon 38 in pitchblende minerals and nuclear processes in Nature. — *Phys. Rev.* **90**, p. 857, 1953.
13. FOLINBSEE, R. E.—LIPSON, J.—REYNOLDS, J. H.: Potassium—argon dating. — *Geoch. Cosm. Acta*, **10**, pp. 60–68, 1956.
14. GENTNER, W.—KLEY, W.: Argonbestimmungen an Kaliummineralien. IV. Die Frage der Argonverluste in Kalifeldspäten und Glimmermineralien. — *Geoch. et Cosm. Acta*, **12**, pp. 323–330. 1957.
15. GROSS, H.: Die Fortschritte der Radiocarbon Methode, 1952–56. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, **8**, p. 141, 1957.
16. HOLLAND, H. D.—KULP, J. L.: The transport and deposition of uranium, ionium and radium in rivers, oceans and ocean sediments. — *Geoch. Cosm. Acta*, **5**, pp. 197–213, 1954.

17. HOUTERMANS, F. G.: Über ein neues Verfahren zur Durchführung chemischer Altersbestimmungen nach der Blei-Methode. — Sitzber. Heidelberg, Akad. Wiss. Math. Nat. Kl. **2**. 1951/b.
18. HOUTERMANS, F. G.: Problems of Nuclear Geophysics. — Nuovo Commento, **11**. pp. 390–405. 1954.
19. JEFFERY, P. M.: The radioactive age of four Western Australian pegmatites by the potassium and rubidium methods. — Geoch. Cosm. Acta, **10**. pp. 191–195. 1956.
20. KOPFERMAN, H.: Kernmomente. — 2. Auflage, Frankfurt a. M. 1956.
21. KURODA, P. K.—EDWARDS, R. R.—ROBINSON, B. L.—JONTE, J. H.—GOOLSBY, C.: Chlorine 36 in pitchblende. — Geoch. Cosm. Acta **11**. pp. 194–195. 1957.
22. LÖSCHE, A.: Kerninduktion. — Berlin, 1957.
23. MASUDA, A.: Isotopic composition of primeval lead of the earth. — Geoch. Cosm. Acta, **13**. pp. 143–152. 1958.
24. PARWEL, A.—UBISCH, H.—WICHMAN, F. E.: On the variations in the relative abundance of boron isotopes in nature. — Geoch. Cosm. Acta, **10**. pp. 185–190. 1956.
25. PIGGOT, C. S.—URRY, W. D.: Time relations in ocean sediments. — Bull. Geol. Soc. Amer. **53**, p. 1187. 1942.
26. RANKAMA, K.: Isotope geology. — London, 1954.
27. REYNOLDS, H.: Comparative study of argon content and argon diffusion in mica and feldspar. — Geoch. Cosm. Acta, **12**. pp. 177–184. 1957.
28. REYNOLDS, J.—VERHOOGEN, J.: Natural variations in the isotopic constitution of silicon. — Geoch. Cosm. Acta, **3**. pp. 224–234. 1953.
29. SHILLIBEER, H. A.—RUSSEL, R. D.: The argon 40 content of the atmosphere and the age of the earth. — Geoch. Cosm. Acta, **3**, pp. 16–21. 1955.
30. TROFIMOV, A.: Die Isotopenzusammensetzung des Kohlenstoffs in magmatischen Gesteinen. — Dokl. Akad. Nauk. **85**, p. 169. 1952.
31. URRY, W. D.: Radioactivity of ocean sediments. VI. Concentrations of the radioelements in marine sediments of the southern Hemisphere. — Amer. Journ. Sci. pp. 247–257, 1949/b.
32. VINOGRADOV, A. P.: Az izotópok geokémiája. — Izv. Akad. Nauk. SzSzSzR. Geol. Ser. **3**. pp. 3–19. 1954.
33. VOLCHOK, H. L.—KULP, J. L.: The ionium method of age determination. — Geoch. Cosm. Acta, **11**. pp. 219–246. 1957.
34. WALLING, E.: Über die Möglichkeit von Alterseinstufungen von rubidiumfreien Mineralien nach einer „inversen Stronciummethode.“ — Zeitschr. Naturforsch. **4a**. p. 153, 1949.
35. WASSERBURG, G. J.—HAYDEN, R. J.: A^{40} — K^{40} dating. — Geoch. Cosm. Acta, **7**, pp. 51–60. 1955.
36. WASSERBURG, G. J.—HAYDEN, R. J.—JENSEN, K. J.: A^{40} — K^{40} dating of igneous rocks and sediments. — Geoch. Cosm. Acta **10**, pp. 153–165. 1956.
37. WICKMANN, F. W.: Isotope ratios: a clue to the age of certain marine sediments. — Journ. Geol. **56**, p. 61. 1948.

COMPTE RENDU DE L'ÉTAT ACTUEL DES EXAMENS D'ISOTOPE DES ÉLÉMENTS NATURELS

Par Mme M. FÖLDVÁRI—VOGL

Nous résumons nos connaissances récentes sur les isotopes naturels. Nous traitons les nouveaux résultats concernant les méthodes de la détermination de l'âge géologique absolu. Puis nous rendons compte des conclusions géochimiques que l'on peut tirer des changements de proportion des isotopes et des mesures de paléotempérature. Il suit le développement récent des méthodes d'examen des isotopes. Enfin, on parle de l'état actuel de la recherche géochimique des isotopes, en Hongrie.

ОТЧЕТ О НАСТОЯЩЕМ ПОЛОЖЕНИИ ИССЛЕДОВАНИЙ ИЗО- ТОПОВ ПРИРОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

М. ФЁЛЬДВАРИ—ФОГЛ

В настоящей работе дается сводка наших новейших сведений по природным изотопам. Излагаются новые результаты, относящиеся к методам определения абсолютного геологического возраста. Дается отчет о геохимических заключениях, выводимых из изменений в соотношении изотопов, а также об измерениях палеотемпературы. Описывается новейшее развитие методов испытания изотопов. В заключение автор останавливается на изложении положения исследования геохимических изотопов в Венгрии.

A HIDROCSILLÁMOK ÚJ SZERKEZETI SZABÁLYAI. HIDROANTIGORIT, ÚJ SZERPENTIN-ÁSVÁNY ÉS METAKOLLOID BRUCIT A DUNABOGDÁNYI CSÓDI-HEGYRŐL

Írta: ERDÉLYI JÁNOS — KOBLENCZ VERA — NEMESNÉ VARGA SAROLTA

A dunabogdányi Csódi-hegy lakkolitját számos bánya tárja fel. A Csódi-hegy felépítésével és kőzetével legelőször KOCH A. (1, 5) foglalkozott. Első alapos kőzettani vizsgálatát TAKÁTS T. (2) készítette el, utóbb VENDL A. és TAKÁTS T. a Csódi-hegy andezitjének mállását tanulmányozták (3). E dolgozatok a Csódi-hegy andezitjének elemzését is közlik. A kőzet repedéseiben és üregeiben hidrotermális ásványok (kalcit, chabazit, dezmin, analcim) fordulnak elő, melyekkel SZABÓ J. (4), KOCH A. (5), SCHAFARZIK F. (6), VENDL A. (7), REICHERT R. és ERDÉLYI J. (8) foglalkozott. A Csódi-hegy lakkolitjával s általában a lakkolitképződéssel legutóbb SZÁDECZKY-KARDOSS E. és munkatársai foglalkoztak (9), a zeolitképződéssel, a Csódi-hegy zeolitjait is beleértve, SZÁDECZKY-KARDOSS E. és ERDÉLYI J. foglalkozott (10). SZÁDECZKY-KARDOSS és munkatársainak a „Csódi-hegy lakkolitjá”-val foglalkozó dolgozata ez ideig nyomtatásban nem jelent meg (11).

A Csódi-hegy kőzete gránátos biotit-amfibol-andezit. A kőzetelemzéseket szemügyre véve feltűnő a nagy Al-, Ca-, Fe- és alkálitartalommal szemben a kicsiny (néhány tized %-os) Mg-tartalom, ami mélyen az andezitek szokásos Mg-tartalma alatt marad. Önkéntelenül felmerül a kérdés, miért csökkent le a kőzet Mg-tartalma, illetve hová tűnt el a kőzetből a Mg-tartalom? A kérdésre feleletet ad az új csódi-hegyi brucit—szerpentin-előfordulás.

Az új kincstári kőfejtő nyugati oldalán 3 helyen fehér-rózsaszín-zöld színű, első megtekintésre tömött, gélnemű anyagból álló, több mázsás

tömböket robbantott ki a bányászat. E tömbök (fészkek) a bánya felső szintjében, kb. 20—25 m magasságban kerültek napvilágra. Az egyik tömb anyaga fehér, zománctalan porcelánra emlékeztető anyag, melyben zöldes ereket, csíkokat láthatunk. A másik két tömb főleg fehér, fényes, opálra emlékeztető tömeg, részben azonban rózsaszínű vagy zöld, zsíros tapintású, látszat szerint gélnemű anyag. Közlebbi vizsgálatok azonban kitűnt, hogy e fehér porcelánszerű, valamint opál külsejű anyag főtömegében a brucit metakolloid változata, míg a rózsaszínű és zöld anyag túlnyomórészt szerpentinfeleségnek bizonyult.

Ha vizsgáljuk a brucit és szerpentin képződési körülményeit, kitűnik, hogy képződési feltételeik teljesen hasonlóak: magnézium-ásványok erősen lúgos oldatban végbemenő hidrolízisének, hidrotermális megbontásának termékei (12). A Csódi-hegyen végbemenő hidrotermális működés oldatainak nagy lúgossági fokára és nagy alkálitartalmára utal már a nagyméretű zeolitosodás is, miként az NOLL, W. (13) és FOLK, R. L. (14) hidrotermális vizsgálataiból ismeretes. A hidrotermális oldatok nagy lúgosságának következménye a Mg kiválása kolloidális $Mg(OH)_2$ és szerpentinásványok alakjában. E gél alakban képződött ásványok későbbi kristályosodás kapcsán metakolloid kristályos változáttá alakultak. A szerpentinek főképp a brucittömeg és andezit érintkezésének határán képződtek. A képződésükhöz szükséges SiO_2 nyilvánvalóan az andezit hidrotermális megbontásából származik. A brucittömeg közelében az andezit több cm vastagságban erősen kilúgozott és elváltozott. A dunabogdányi brucit az első magyarországi brucitelőfordulás.

Tekintve, hogy a brucitból és szerpentinből másodlagosan hidromagnezit képződhet, fel kell tételeznünk ennek jelenlétét, jóllehet erre csak az elemzés adataiból következtethetünk, sem a röntgen-diagram, sem a DTA-vizsgálat nem tudta kimutatni jelenlétét, mert mennyisége mindkét esetben a kimutathatóság határán alul marad. Mikroszkópi metszetben mindkettőben felismerhető a kalcit, mint kísérő ásvány.

A röntgenvizsgálatból arra lehet következtetni, hogy e gél külsejű anyagok több ásvány elegyéből állnak. A rózsaszínű szerpentinben kevés krizotil mellett az ún. „orthoantigorit” az uralkodó ásvány. A zöld szerpentinben viszont a röntgenkép alapján antigoriton és krizotilon kívül főleg a magnéziachamosit jelenlétét kell feltételeznünk, mert a diagram vonalai főleg ez utóbbi vonalaival azonosíthatók. Minden valószínűség szerint e sötétzöld színű ásvány színezi zöldre a szerpentineket. A részletes röntgenvizsgálatra később térünk vissza.

Kémiai elemzések

Elemző: N. VARGA SAROLTA

I. e l e m z é s

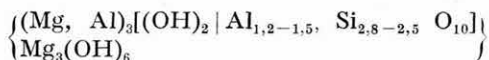
Az elemzett anyag hófehér, tömött, porcelánra emlékeztető, vaskos tömeg. Keménysége: 3. Sűrűsége kissé nagyobb a kristályos bruciténál: 2,56. Benne helyenként zöldes erek, csíkok láthatók. Ezek az erek a röntgenvizsgálat szerint főleg sheridanitból (15) állnak. Mikroszkópi metszetben igen finom szemcsékből álló halmazt látunk, melyen a halmazpolarizáció jelenségét figyelhetjük meg. E szemcsés halmazban helyenként magasabb rendű interferenciaszíneiről és ikerlemezségéről könnyen felismerhető kalcit szemeket találunk. Tekintve, hogy a brucit és sheridanit törésmutatói és kettőstörése közel megegyeznek, vékonycsiszolatban alig különböztethetők meg egymástól, a röntgenvizsgálat azonban a sheridanitot világosan kimutatta.

Az elemzés adatai a következők:

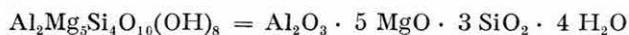
SiO ₂	0,65%
TiO ₂	nyom
Al ₂ O ₃	0,23 "
Fe ₂ O ₃	0,00 "
FeO	0,10 "
MnO	nyom
MgO	68,29 "
CaO	nyom
K ₂ O	nyom
Na ₂ O	0,04 "
P ₂ O ₅	0,17 "
-H ₂ O	0,28 "
+H ₂ O	30,35 "
CO ₂	0,48 "
		100,59%

A 0,46%-os CO₂ tartalom nem felelhet meg kalcitnak, mert akkor az elemzésben 0,6—0,7% CaO-nak kellene lenni. Tekintetbe véve, hogy mind brucitból, mind szerpentinből másodlagosan képződhet hidromagnezit, a 0,46% CO₂-hoz a hidromagnezitnek megfelelően számítottuk a MgO-t és H₂O-t. Hidromagnezithen 0,46% CO₂-nek megfelel 0,55% MgO, 0,20% -H₂O és 0,05% +H₂O; a P₂O₅ a nyom CaO-dal apatitnak felel meg, ezeket elhagyjuk a nyom alkáliakkal együtt. Az Al₂O₃-ot és SiO₂-ot a röntgenvizsgálat adatai alapján sheridanitnak számítjuk. A sheridanit tömött, szaponithoz hasonló, sárgászöld színű, áttetsző, selymesfényű ásvány, mely a kloritok csoportjába tartozik. A kloritok szerkezete, mint ismeretes, a pirofillitéből vezethető le. Mikor a tetraéderez kötelékben a Si-ok helyére Al lép, egyidejűleg a

rétegek közé Mg-Al-hidroxid (brucitréteg) települ. Így a sheridanit szerkezeti képlete (16):



A számítás alapjául azonban a sheridanit közelítő képlete szolgál (15):



Dunabogdányban, mivel ott brucit bőségesen állott rendelkezésre, az Al egy részét is Mg helyettesíti. A kevés FeO-t az ismert ferrobrucit alakjában jelenlevőnek is felfoghatjuk. 0,65% SiO₂-nek sheridanitra számítva megfelel 0,48% Al₂O₃ + 0,66% MgO + 0,34% +H₂O. A 0,23% Al₂O₃ még a 0,1% FeO-val együtt is kevés, azért a hiányt 0,15% MgO-val pótoljuk, tekintettel arra, hogy a kloritfélékben az Al-ot Fe és Mg helyettesítheti. Így tehát elhagyunk összesen 0,81% MgO-t is a tapadó vízzel együtt.

Marad: 66,93% MgO és 29,96% +H₂O, összesen 96,89%. A maradékot 100%-ra számítjuk át, ekkor lesz 69,08% MgO és 30,92% H₂O. Ez pontosan megfelel a brucit elméleti MgO = 69,12%, + H₂O = 30,88% összetételének.

II. e l e m z é s

Az elemzett anyag halvány rózsaszínű, szarufényű, zsíros tapintású, kagylós törésű anyag. Keménysége: 4, sűrűsége 2,42.

Az ásvány a később ismertetendő röntgen- és DTA-vizsgálat szerint főtömegében serpentin, amely azonban itt túlnyomórészt az ún. „ortho-antigorit”, de számos vonala közel megegyezik a krizotil jellegzetes vonalaival, azonkívül megtaláljuk gyengén a kalcit legerősebb vonalait is. A röntgenvizsgálat ismertetésére később visszatérünk.

Mikroszkópi metszetben itt-ott vékony erekkel átjárt egységes szintelen anyag. Az erek egy része kalcit, túlnyomó része hosszában, kisebb része keresztben rostozott. A rostok hossziránya: c. Keresztezett nikolok között a nem erezett részen szálkás, egymást derékszögben keresztező párhuzamos vonalkázást látunk. A mikroszkóp-asztalt forgatva hullámos és az ún. „seprűs” kioltást észlelhetjük (17). Ez utóbbi esetben a szálkás szélű kioltás mintegy végigseper a látómezőn. E szálkák hossziránya: c, ami megfelel az antigorit optikai jellegének. A kettőtörés nagyobb, mint általában az antigoritoké, mert az interferenciaszín világosszürke. A rostozott erek minden valószínűség szerint a röntgenvizsgálat által kimutatott krizotil rostjai, azonban a röntgenvizsgálat alapján nem kell feltétlenül elfogadnunk a krizotil jelenlétét, mert

a felvétel vonalait a kalcit és az orthoantigorit vonalai tökéletesen ki-elégítik.

Az elemzés adatai:

SiO ₂	42,25%
TiO ₂	—
Al ₂ O ₃	0,29 "
Fe ₂ O ₃	0,25 "
FeO	0,31 "
MnO	0,05 "
MgO	39,71 "
CaO	0,54 "
K ₂ O	nyom
Na ₂ O	0,02 "
P ₂ O ₅	nyom
-H ₂ O(110°-ig)	3,21 "
+H ₂ O	13,02 "
CO ₂	0,46 "
		<hr/>
		100,11%

Az elemzés adataiból el kell hagynunk a nyom apatit és kalcit alkatrészeit és a tapadó vizet, valamint a nyom alkáliát. A 0,46% CO₂-nek kalcitra számítva megfelel 0,58% CaO, ami a kísérleti hibahatáron belül megegyezik az elemzés CaO-jával. A maradékot 100%-ra számítva az alábbi eredményt kapjuk:

SiO ₂	44,07%
Al ₂ O ₃	0,30 "
Fe ₂ O ₃	0,26 "
FeO	0,32 "
MnO	0,05 "
MgO	41,42 "
H ₂ O	13,58 "
		<hr/>
		100,00%

Az elemzés atom %-os bontásán keresztül kiszámítottuk az ionszámokat. A számítás legegyszerűbb alakja, ha feltételezzük, hogy az O- és OH-ionok feltöltenek 9 pozíciót, az antigorit ideális szerkezeti képletének megfelelően (18). A számítás a következő ionszámokat adta (O+OH=9):

Si	2,020
Al	0,016
Fe ³⁺	0,009
Mg	2,829
Fe ²⁺	0,012
Mn	0,002
OH	4,153
O	4,847

Az ionszámok ebben az alakban nem használhatók, mert szemmel láthatóan Si fölösleg van. Tekintettel arra, hogy a később tárgyalandó zöld serpentin röntgenfelvételében kimutatható a kvarc legerősebb

vonala, feltehető, hogy e rózsaszínű anyag is kevés szabad SiO_2 -t tartalmaz, ami azonban itt a kimutathatóság határa alatt van. Számítás szerint 0,02 Si ionszámnak megfelel a vizsgált anyagban 0,43% SiO_2 , ha azonban ennek levonása után az elemzés adatait ismét 100%-ra számítjuk, az elhagyott SiO_2 a számítás folytán kb. 50%-ban ismét kiegészül, épp ezért 0,86% SiO_2 -t hagyunk el, és a maradékot ismét 100%-ra számítjuk át.

Az ásvány tényleges összetétele tehát:

SiO_2	43,58 %
Al_2O_3	0,31 "
Fe_2O_3	0,26 "
FeO	0,32 "
MnO	0,05 "
MgO	41,78 "
H_2O	13,70 "
	100,00 %

Kiszámítjuk az ionszámokat, az alkatrészeket növekvő ionsugarak sorrendjében írva fel. A számítás menete:

Atom %-ok	Atomhányadosok	Ionszámok	Ionszámok (O + OH = 9)
Si 20,37 %	0,72532	725,32	1,999 ~ 2
Al 0,16 "	0,00594	5,94	0,016
Fe^{3+} .. 0,18 "	0,00328	3,28	0,009
Mg ... 25,20 "	1,03619	1036,19	2,854
Fe^{2+} .. 0,25 "	0,00449	4,49	0,012
Mn ... 0,04 "	0,00071	0,71	0,002
HO ... 25,86 "	1,52066	1520,66	4,189
O 27,94 "	1,74628	1746,28	4,811
		} 3266,94	} 9
			} = 2,893 ion = = 5,811 aequ.

A szerkezeti képlet tehát a következő:



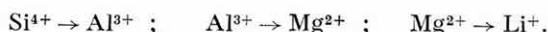
Ha ionszámokban számolunk, az oktaéderes kötelék ionjainak száma és a HO-ionszám-többlet között semmiféle összefüggést nem találunk. Más lesz azonban a helyzet, ha nem ionszámokban, hanem egyenértékszámokban számolunk. Egyenértékszám alatt az ionszám és a vegyérték szorzatát értjük, mely megmondja, hogy az illető ion egyenértéksúlyának hányszorosával szerepel a szerkezeti egység felépítésében. Természetesen az egyenértékszámok éppúgy csupán viszonzyszámok, miként az ionszámok, és számértékben az egyenértékszám azonos az iontöltés számával, s az ionnak az a mennyisége, melyhez egységnyi töltés tartozik, az egyenérték (aequivalens). Fenti ionszámokat megtekintve látható, hogy az oktaéderes kötelék ionjainak egyenértékszámja pontosan annyival kisebb, mint a HO-ionok számának növekedése,

illetve az O-ek számának csökkenése, mert ha a tetraéderez kötelék azon O-jei helyére lépnek HO-ionok, melyek az oktaéderréteg ionjaival állnak koordinációban, akkor ennek megfelelően csökken az oktaéderréteg ionjai által koordinált O-vegyértékek száma. Itt 0,189 a HO-ionfelesleg, ennyivel kisebb az O-ek és az oktaéderez kötelék ionjainak egyenértékszama.

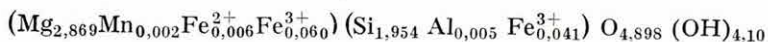
Ebből jelentős következtetéseket vonhatunk le:

1. A HO-ionfelesleg a tetraéderréteg amaz O-jeinek helyére lép, melyek az oktaéderréteg fémionjaival koordinációban állnak, ennek megfelelően az O-ek száma a HO-felesleg számával csökken (22).

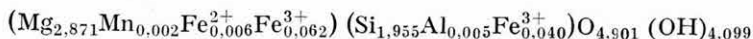
2. A tetraéderez kötelék O-jei számának csökkenésével egyenértékűen csökken az oktaéderez kötelék fémionjainak száma, azaz a HO-ek számának növekedése és az oktaéderez kötelék fémionjai számának csökkenése közt szoros kapcsolat áll fenn. E felfogáshoz hasonló nézetet vall ROSS, C. S. és HENDRICKS, ST. B. is (35) a montmorillonitsoport ásványairól írt dolgozatában, de az $O \rightarrow OH$ behelyettesítést a rács minden magasabb vegyértékű ionjának alacsonyabb vegyértékűvel történő helyettesítésével hozza kapcsolatba:



Az oktaéderez kötelék ionjainak egyenértékszama: 5,856, az elméleti 6 egyenértékhez a különbség 0,144, míg a HO-fölösleg 0,143, az egyezés tökéletes. (Véletlen folytán itt, ha az ionok számát vesszük tekintetbe, a hiány 0,142 és a Mg-ot helyettesítő ionok száma szintén 0,142. Az ionok e különleges kombinálódása folytán a 0,143-as HO-fölösleggel az egyezés véletlenül így is fennáll.) A brucitfölösleget a röntgenkép valószínűvé teszi. BRINDLEY és KNORRING 1. számú antigorit-képlete azonban átalakítást igényel (18). Ugyanis, ha a tetraéderez kötelék Si-a helyére 3 vegyértékű fémion lép, akkor a felszabaduló O-vegyértékeknek más fémalkatrészek (így a csillámoknál alkáliák) megkötése (koordinálása) alakjában kell jelentkezniük, s így már nem antigorittal, hanem más filloszilikáttal van dolgunk (21). Az 1. antigorit képletét idézett szerzők (18) következőleg adják meg:

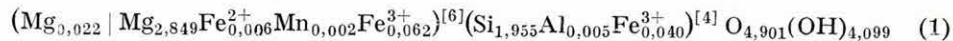


Itt az ionszámok kiszámításába némi hiba csúszott, mert a pozitív töltések száma nem egyezik a negatív töltések számával. A helyes ionszámok:



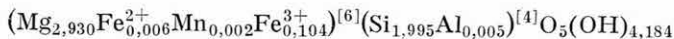
Miután itt 0,045 3 vegyértékű ion helyettesíti a Si-ot, ugyanannyi

egyenérték más iont kell a keletkezett anionnak megkötni. A szerkezeti képlet tehát, ha a 0,045 egyenértéket képviselő $Mg_{0,022}$ iont kiemeljük:

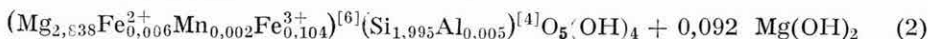


Ekkor a kiemelt $Mg_{0,022}$ -ot számításba nem véve az oktaédes kötélek egyenértékszámja 5,900, a csökkenés 0,100. Ez pontosan megfelel a HO-többletnek. Ez az ásvány azonban már a hidroamezithez közeledik, esetleg hidroantigorit és klorit elegyével van dolgunk.*

Eljárhatunk azonban másképp is. Kiszámítjuk az ionszámokat $O = 5$ -öt véve számításunk alapjául. A képlet ekkor a következő lesz:



Ekkor az oktaédes kötélekben 6,188 egyenérték van, míg a HO-többlet 0,184. Itt tehát 0,092 $Mg(OH)_2$ fölösleg van, fenti képletet tehát kissé át kell alakítanunk:



Ekkor az oktaédes kötélekben a fémegyenértékek száma 6,004 aequ. a többlet megfelel a Si-ot helyettesítő $Al_{0,005}$ -nek. Tehát ez esetben is fel kell tételeznünk kloritszennyezést, amit az ásvány zöld színe is igazol. Ez esetben azonban nem hidroantigorittal, hanem antigorittal van dolgunk.

Idézett dolgozat szerint (18) szerzők az 1., 2. és egy 3. szerpentinmintából készítettek röntgendiagramot s azokat tökéletesen hasonlóknak találták, mégis a legtisztább diagramokat a 2. számú antigoritból kapták, a többi általában csak mérsékeltén éles. A részletes röntgenelemzés legtöbbje ebből a 2. számú anyagból készült. Említettük, hogy a 2. számú anyag valóban hidroantigorit, míg az 1. számú szerpentinásványnál, ha az 1. képletet fogadjuk el helyesnek, akkor hidroantigorit és klorit elegyével van dolgunk, esetleg egy hidroamezithez közel álló ásvánnyal. Ha azonban a 0,092 $Mg(OH)_2$ -t elhagyjuk, akkor az ásvány csak egyszerű antigorit kevés klorit szennyezéssel. Hogy a három lehetőség közül melyik a helyes, azt további vizsgálat dönthetné el. A halápi hidroamezitről írt dolgozatunkban részletesen közöljük a hidroantigorit és hidroamezit reflexiók összehasonlító táblázatát, amiből kiderül, hogy a két ásvány izomorf, és a reflexiók igen közel esnek egymáshoz (34). Az „orthoantigorit” és antigorit szerkezeti kérdéseivel ZUSSMAN, J. és McCONNELL, D. (19, 20) is foglalkozott, fejtegetéseikkel azonban nem tudunk egyetérteni, bár a fölös HO-ok tetraédes kötélekbe helyezésével már közel járnak felfogásunkhoz.

* A kiemelt Mg-ion kérdésére a haláphegyi hidroamezitről írt dolgozatunkban fogunk visszatérni (34).

Fentebb vázolt számítási módszert más hidrocsillámokra is alkalmazhatjuk. Így pl. szerző és munkatársai a Földtani Közlönyben (22), illetve Acta Geologicában (22a) ismertették a nagybörzsönyi hidromuszkovitot és két elemzésből számítottak ionszámokat. Az ionszámokat azonban nem egyenértékszámokban számították, hanem még a régi számítási módszert alkalmazták. Így olyan különbségek jelentkeztek, amelyek csak az új számítási módszer alapján nyertek magyarázatot. A fellépő különbségek ugyanis eltűnnek, ha egyenértékekben számolunk.

A két elemzés alapján nyert ionszámok (némileg módosított elosztásban) a következők:

1. elemzés

Si	3,11	} 4,00 ion. Helyettesítés 0,89 Al
Al	{ 0,89	
Fe ³⁺	1,78	} 2,00 ion = 5,84 aequ., csökkenés: 0,16 aequ.
Mg	0,06	
Mn	0,08	
Fe ²⁺	{ 0,00	
		0,02	
Ca	0,05	} 0,82 ion = 0,89 aequ.
Na	0,05	
K	0,70	} 12 ion. OH-többlet, illetve O-hiány: 0,17 ion.
OH	2,17	
O	9,83	

A minimális eltérések kísérleti hibából vagy a logaritmustábla használatából eredhetnek. Hogy 12-es koordinációba (közbülső rétegbe) Fe²⁺ iont kellett helyoznunk, arra utal, hogy itt kloritszennyezéssel van dolgunk.*

2. elemzés

Si	3,11	} 4,00 ion. Helyettesítés 0,89 Al
Al	{ 0,89	
Fe ³⁺	1,71	} 1,94 ion = 5,63 aequ., csökkenés: 0,37 aequ.
Mg	0,04	
Mn	0,12	
Fe ²⁺	0,00	
		0,07	
Ca	0,08	} 0,83 ion = 0,91 aequ.
Na	0,06	
K	0,69	} 12 ion. OH-többlet, illetve O-hiány: 0,38 ion.
OH	2,38	
O	9,62	

Itt tehát a Si-ot 0,89 Al helyettesíti, 12-es koordinációban van 0,91 egyenérték alkália, a különbség 0,02 egyenérték, tehát jelentéktelen. A HO-többlet 0,38 ion, míg az oktaéderes kötelék egyenérték-

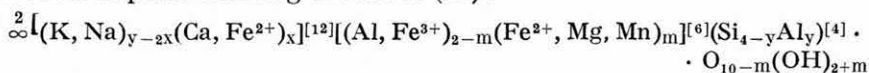
* A különbség azonban jelentéktelen. Kloritszennyezés esetén esetleg a brucitréteg Mg-a jelenhet meg a közbülső rétegben, látszólag a csillám 12-es koordinációjában.

számának csökkenése 0,37 aequ. Az egyezés jó. Az oktaéderrétegbe behelyettesített 2 vegyértékű ion 0,19, nincs betöltve 0,06 pozíció = 0,18 aequ. Az egyenértékszám csökkenése e kettő összege: 0,37 aequ. A nagybörzsőnyi hidromuszkovitról írt dolgozatunkban az eddigi szokásnak megfelelően ionokban számoltunk, jóllehet helyenként már az egyenérték kifejezés is szerepel, s a régi számítási mód a meg nem magyarázható különbségekhez vezetett, melyek azonban az új számítási módszer alapján tisztázódtak.

Így tehát a 12-es koordinációban szereplő alkáliák száma a csillám-ásványokban független a HO-ok számától (a víztartalomtól), de egyenlő a tetraédes Si-okat helyettesítő 3 vegyértékű fémek (Al, Fe³⁺) ionszámával, mert ahány Al lép a Si-ok helyére, annyi O-vegyérték szabadul fel, ennek megfelelően a bázisoldalon ugyanannyi egyenérték iont (alkáliák, Ca, stb.) képes a keletkezett anion megkötni. Ha a létrejött filloszilikátban a tetraédes kötelék O-jei helyére HO-ok lépnek, az O-vegyértékek száma csökken, s így csökken az oktaéderrétegben elhelyezkedő fémionok száma a HO-felesleg számával egyenértékűen. A HO-ok nem léphetnek az oktaédes kötelék fémalkatrészei helyére, mert ion-sugaruk lényegesen nagyobb. Tehát csakis a tetraédes kötelék O-jei helyére kerülhetnek.

Meg kell jegyeznünk, hogy több szerző elemzéseit és adatait néztük át ilyen értelemben. Számításaink helyenként eltérő eredményeket adtak. Az eltérések valószínű oka, hogy vagy az ásvány volt szennyezett, vagy az elemzés, illetve az azzal kapcsolatos számítás hibás, miként azt az egyik említett példán (19) láttuk.

Az előbbieik alapján a nagybörzsőnyi hidromuszkovit általános szerkezeti képlete némileg módosul (22):



Tehát a töltéskiegyenlítőds itt azáltal jön létre, hogy az oktaédes kötelék 3 vegyértékű fémionjai helyére annyi 2 vegyértékű fémion lép, mint amennyi a HO-iontöbblet, illetve egyenértékcsökkenés jön létre akkor is, ha az oktaédes pozíciók egy része betöltetlen marad. Azonban az oktaéderréteg egyenértékszámának csökkenése nem mindig történik ilyen egyszerű módon. A csökkenés a 2 és 3 vegyértékű ionok más kombinálódása útján is bekövetkezhet, mint arra a későbbiekben fogunk példát látni.

Az elmondottakhoz hasonló felfogásnak adtak kifejezést CSAJÁGHY G.—EMSZT M.—SZEPESI K. a „Hazai bentonitokról” írt dolgozatukban (24) a montmorillonittal kapcsolatban. Megállapításuk szerint: „... a tetraéderrétegben helyettesítés nincs, az oktaéderrétegben pedig a helyettesítés stöchiometrikus ... az oktaéderrétegben nem 1 atom Mg helyettesít 1 atom Al³⁺-ot, hanem 3 Mg²⁺ helyettesít 2 Al³⁺-ot.” Megállapításukkal a mont-

morillonitra vonatkozólag is csak részben tudunk egyetérteni, mert mint láttuk, a tetraéderrétegben általában van behelyettesítés. A behelyettesítés mértékszámai — az eddigi felfogással szemben — nem az ionszámok, hanem az egyenértékszámok. Természetesen, ha a behelyettesítés quantitatív, azaz 3 Mg helyettesít 2 Al-ot, akkor már más ásvánnyal, pl. muszkovit helyett phlogopittal van dolgunk. Azonban, mint láttuk, ha HO-okat helyettesítünk az O-ek helyére, szintén más ásvány, hidroásvány keletkezik.

Az ionrácsban tehát ion helyettesít iont, de ha a helyettesítés következtében az oktaéderréteg egyenértékeiben hiány áll elő, e hiányt HO-ionoknak a tetraédes kötelék O-jei helyére lépése egyensúlyozza ki, vagy megfordítva, ha HO-ok lépnek a tetraédes kötelék O-jei helyére, akkor az oktaéderréteg ionjainak egyenértékszámára kell, hogy csökkenjen; legegyszerűbb esetben úgy, hogy a 3 vegyértékű ionok helyére 2 vegyértékű ionok kerülnek.

Példa kedvéért bemutatjuk egy illinoisi (Alexander Co.) illit szerkezeti képletének kiszámítását. Az elemzést GRIM, R. E., BRAY, R. H. és BRADLEY, W. F. dolgozatából vettük (25). A 4. számú elemzés adatait dolgoztuk fel. Az elemzés adatait mellőzve, csupán az eredeti dolgozatra hivatkozunk. Az elemzés adataiból a TiO₂-t — mely hidrocillámokban rendszerint rutil alakjában van jelen — és a tapadó vizet elhagytuk. Az elemzés alakja ekkor:

SiO ₂	52,23%
Al ₂ O ₃	25,85 "
Fe ₂ O ₃	4,04 "
MgO	2,69 "
CaO	0,60 "
Na ₂ O	0,33 "
K ₂ O	6,56 "
H ₂ O	7,88 "
		100,18%

Az ionszámokat — az elemzést atomszázalékokban írva fel — az atomhányadosokból számítottuk, az alkatrészeket növekvő ionsugarak sorrendjében írtuk fel:

Atom %-ok	Atomhányadosok	Ionszámok	Ionszámok (O + OH = 12)																				
Si 24,42 %	0,86936	869,36	<div style="display: flex; align-items: center;"> 1,922 { <table style="border: none;"> <tr> <td style="padding: 0 5px;">3,296 ~ 3,30</td> <td rowspan="2" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2" style="padding: 0 5px;">4</td> </tr> <tr> <td style="padding: 0 5px;">0,704 ~ 0,70</td> </tr> <tr> <td style="padding: 0 5px;">1,218 ~ 1,22</td> <td rowspan="2" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2" style="padding: 0 5px;">1,66 ion =</td> </tr> <tr> <td style="padding: 0 5px;">0,192 ~ 0,19</td> </tr> <tr> <td style="padding: 0 5px;">0,253 ~ 0,25</td> <td rowspan="2" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2" style="padding: 0 5px;">4,73 ~ 4,7 aequ.</td> </tr> <tr> <td style="padding: 0 5px;">0,040 ~ 0,04</td> </tr> <tr> <td style="padding: 0 5px;">0,041 ~ 0,04</td> <td rowspan="2" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2" style="padding: 0 5px;">0,61 ion =</td> </tr> <tr> <td style="padding: 0 5px;">0,528 ~ 0,53</td> </tr> <tr> <td style="padding: 0 5px;">3,317 ~ 3,32</td> <td rowspan="2" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2" style="padding: 0 5px;">12 ion</td> </tr> <tr> <td style="padding: 0 5px;">8,683 ~ 8,68</td> </tr> </table> </div>	3,296 ~ 3,30	}	4	0,704 ~ 0,70	1,218 ~ 1,22	}	1,66 ion =	0,192 ~ 0,19	0,253 ~ 0,25	}	4,73 ~ 4,7 aequ.	0,040 ~ 0,04	0,041 ~ 0,04	}	0,61 ion =	0,528 ~ 0,53	3,317 ~ 3,32	}	12 ion	8,683 ~ 8,68
3,296 ~ 3,30	}	4																					
0,704 ~ 0,70																							
1,218 ~ 1,22	}	1,66 ion =																					
0,192 ~ 0,19																							
0,253 ~ 0,25	}	4,73 ~ 4,7 aequ.																					
0,040 ~ 0,04																							
0,041 ~ 0,04	}	0,61 ion =																					
0,528 ~ 0,53																							
3,317 ~ 3,32	}	12 ion																					
8,683 ~ 8,68																							
Al 13,68 "	0,50705	507,05																					
Fe ³⁺ 2,82 "	0,05049	50,49																					
Mg 1,62 "	0,06661	66,61																					
Na 0,24 "	0,01044	10,44																					
Ca 0,43 "	0,01073	10,73																					
K 5,44 "	0,13913	139,13																					
HO 14,88 "	0,87488	874,88																					
O 36,65 "	2,29058	2290,58																					

Mint látható, a HO-többslet 1,32 ~ 1,3 aequ., az oktaéderez kötelék ionjaiban a csökkenés 1,27 ~ 1,3 aequ. A tetraéderrétegben a Si-ot helyettesítő Al mennyisége 0,70 ion, ennek megfelelően közbülső rétegbe 0,65 ~ 0,7 aequ. ion (K, Na, Ca) kerül. Az egyezés az első tizedesjegyig fennáll, csak a 2. tizedesjegynél van csekély eltérés, ami az elemzés pontatlanságából vagy montmorillonit-szennyezésből származhat. Ugyanis az eredeti elemzés százalékszámainak összege 101,68, szokatlanul nagy, s a végösszeg a TiO_2 és a H_2O elhagyása után is nagyobb, mint 100% (= 100,18%). Ha azonban az illinoisi (Alexander Co.) illit DTA-görbéjét megtekintjük*, jól látható a 700°-nál jelentkező gyenge endotermhajlat, ami csekély montmorillonit-szennyezés mellett tanúskodik. Ha ennek megfelelően 0,027 Mg-ot közbülső rétegbe helyezünk (amire a lehetőség a montmorillonit szerkezeti viszonyainál fennáll)** , akkor eredményeink a 3. tizedesjegyig pontosak. E számítási módszerre akár hány példát hozhatnánk fel, az egyezés a kísérleti és a logaritmusos hibák határain belül mindig tökéletes, természetesen, ha az anyag szennyezésektől mentes és az elemzés pontos.

Megállapításaink alapja az, hogy a SiO_4 tetraéderekből alakult anionréteg meghatározott egyenértéket, szerkezeti egységenként a filloszilikátok legtöbbjénél 6 aequivalenst képvisel, s így ugyanannyi egyenérték kationt képes az oktaéderrétegben megkötni. Ha a tetraéderrétegbe HO-ok lépnek azoknak az oxigéneknek helyére, melyek az oktaéderréteghez kapcsolódnak, akkor azok vegyértékét H köti le, s így fémionhoz már nem kapcsolódhatnak, ennélfogva a HO-többslet ionszámával egyenértékűen csökken az oktaéderrétegben megkötött fémionok száma. Tehát a tetraéderez HO-többslettől kizárólag az oktaéderez kationok mennyisége függ, míg a közbülső réteg kationjainak száma független a vízfölöslegtől, azaz az oktaéderréteg egyenértékszámát egy sztöchiometrikus meghatározott értéknél (ami legtöbbször 6) kisebb csak akkor lehet, ha a rácsban HO-többslet, tetraéderez HO-behelyettesítés van.

Ha viszont a Si-ok helyére 3 vegyértékű fémek lépnek, akkor mint az régóta ismeretes, a bázisoldalon negatív töltések szabadulnak fel, melyek az eddigi felfogás szerint az oktaéderrétegben s a közbülső rétegben nyernek kiegyenlítést újabb kationok megkötése útján.

Felfogásunk és számadataink szerint azonban az így felszabaduló O-vegyértékek (negatív töltések), ha van közbülső réteg, csakis a bázisoldalon nyerhetnek kiegyenlítést, azaz a közbülső réteg kationjainak egyenértékszámát azonos a Si-ot helyettesítő 3 vegyértékű fémek számával, mert egészen magától értetődő, hogy ha a rácsban van olyan kationhelyzet, mely a felszabaduló negatív töltéshez közelebb van (közbülső

* Lásd: GRIM, R. E. — ROWLAND, R. A.: Amer. Min. 27. 746—761, 801—818. 1942.

** Lásd: FOSTER, M. D.: Amer. Min. 36. 717—730. 1951.

réteg, 12-es koordináció), akkor a COULOMB-féle törvénynek megfelelően a szabaddá vált negatív töltés csakis a közelebbi és nagyobb elektrosztatikus tömegű, pozitívabb iont fogja magához vonzani, nem a távolabbi és kevésbé pozitív oktaéderez helyzetű kationt.

Ha azonban a rácsban közbülső réteg nincs, akkor a töltés-kiegyenlítődés csak az oktaéderez centrumokban jöhet létre úgy, hogy az oktaéderez kötelék egyenértékszámára 3 vegyértékű kationok beépítődése következtében nő (pl. amezit és hidroamezit). Ebből következik, hogy az oktaéderréteg egyenértékszámára egy sztöchiometrikus maximális értéknél nagyobb csak ott lehet, ahol közbülső réteg nincs. A hidrocsillámoknál (de nem minden hidrofilloszilikátnál) közbülső réteg (12-es koordináció) mindig van, s így fenti szabályok, mint a dolgozat címe is kifejezi, a hidrocsillámokra általában érvényesek.

III. elemzés

Az elemzett ásvány fehér opálszerű anyag, mely a DTA- és röntgenvizsgálat szerint sok brucit és kevés ortoantigorit elege, bár a röntgenfelvétel vonalai más szerpentinásványok vonalaival is kapcsolatba hozhatók.

Az elemzés adatai:

SiO ₂	6,02%
TiO ₂	0,00 "
Al ₂ O ₃	0,07 "
Fe ₂ O ₃	0,49 "
FeO	0,18 "
MnO	0,00 "
MgO	64,61 "
CaO	ny.
K ₂ O	0,00 "
Na ₂ O	ny.
P ₂ O ₅	0,20 "
-H ₂ O	0,53 "
+H ₂ O	28,11 "
CO ₂	0,00 "
		100,21%

A számítás menete itt is ugyanaz, mint az előbbieknél. A nyom P₂O₅-ot a nyom CaO-dal elhagyjuk, mint apatitot és elhagyjuk a tapadóvizet, a maradékot 100%-ra számítjuk át. Az összetétel ekkor:

SiO ₂	6,05%
Al ₂ O ₃	0,07 "
Fe ₂ O ₃	0,49 "
FeO	0,18 "
MgO	64,95 "
+H ₂ O	28,26 "
		100,00%

Az előbbieken ismertetett módon kiszámítottuk az ionszámokat, O = 5-öt véve alapul. A számítás:

Atom %-ok	Atomhányadosok	Ionszámok	Ionszámok (O=5)
Si	2,83 %	0,10068	100,68
Al	0,04 „	0,00137	1,37
Fe ³⁺	0,34 „	0,00614	6,14
Fe ²⁺	0,14 „	0,00251	2,51
Mg	39,18 „	1,61085	1610,85
OH	53,36 „	3,13730	3137,30
O	4,11 „	0,25688	256,88

Tudjuk, hogy az antigoritban OH = 4, ennél fogva 57,066 OH-főlöslegünk van. Ennek megfelel brucitra számítva 28,533 Mg. Tehát 1 antigoritmolekula és 28,533 Mg(OH)₂ (brucit) alkotja az ásványelegyet.

A végleges ionszámok ennél fogva:

Si	1,960	} 2 ion, helyettesítés 0,040
Al	0,026	
Fe ³⁺	0,014	} 2,955 ion = 6,015 aequ.
Mg	0,105	
Mg	2,822	} Közbülső réteg (kloritszennyezés)
Fe ²⁺	0,028	
OH	0,020	} 9 ion
O	4,000	
O	5,000	

Al és Fe³⁺-nak tetraédes kötelékbe lépése következtében a felzabadult O-vegyértékek száma 0,040, amelyek ennek megfelelően 0,020 Fe²⁺ iont köthetnek le, viszont az oktaédes kötelékben levő ionok egyenértékszám, a 0,020 Fe²⁺-vasat figyelembe nem véve, 6,015 lesz. Így tehát itt is kloritszennyezéssel van dolgunk, melynek ismertetésére később visszatérünk. A 0,015 többlet valószínű oka, hogy a számítás antigoritra végeztük, jóllehet a szerpentinásvány főleg hidroantigorit. Ha nem O₅-re, hanem O_(5-m)-re számítanánk, természetesen az oktaédes ionszám is megfelelően kisebb lenne.

IV. e l e m z é s

Az eddigiekben többször említett kloritszennyezés szemmel látható a IV. számú elemzéssel vizsgált zöld színű szerpentinásványon. A vizsgált ásvány világos zöld színű, szélein áttetsző, szarufényű, tömött kagylós törésű anyag. Keménysége: 4, sűrűsége: 2,41. A vizsgálat szerint főtömegében szerpentin. Vékonyecsiszolata keresztezett nikolok között túlnyomórészt sötét, melyben világos, fehér vagy élénk interferenciaszínű ereket látunk. Ez erek szemcsés szerkezetűek, és éles határú foltok-

ban oltanak ki. A sötét tömegben nyaláb vagy csillag alakú rostos csomókat látunk. E rostok egyenes kioltásúak, és részben alacsonyabb, részben magasabb interferenciaszínnel jelentkeznek. A magasabb (indigókék) interferenciaszínű, tehát nagyobb kettőtörésű rostok hossziránya: c. Az alacsonyabb (sárga) interferenciaszínű, kisebb kettőtörésű rostok hossziránya: a. Az előbbieket a γ -krizotil, az utóbbiak az α -krizotil rostjai. A krizotilt a röntgenvizsgálat világosan kimutatta. Az erek az optikai viselkedés alapján magasabb rendű fehér interferenciaszínt mutató kalcitnak és gyenge közepes interferenciaszínekkel jelentkező brucitnak bizonyultak. A később ismertetendő röntgenvizsgálat szerint az anyag számos ásvány elegyének tekintendő. Kevés kalcit és brucit mellett antigorit, hidroantigorit, krizotil, sheridanit és főleg magnéziachamosit az alkotói. A DTA-vizsgálat azonban csupán szerpentint mutatott ki. Tekintve, hogy e szerpentintömeg keresztezett nikolok között csaknem teljesen sötét marad, itt főtömegében az igen gyenge kettőtörésű antigorittal van dolgunk. Az antigorittömegben foglalnak helyet a krizotilnyalábok, illetve rostok. Helyenként felismerhetők a kalcit és brucit szemek, míg a zöldre színező magnéziachamosit mikroszkóp alatt nem ismerhető fel rendkívül finom eloszlása miatt. Az elemzés adatai:

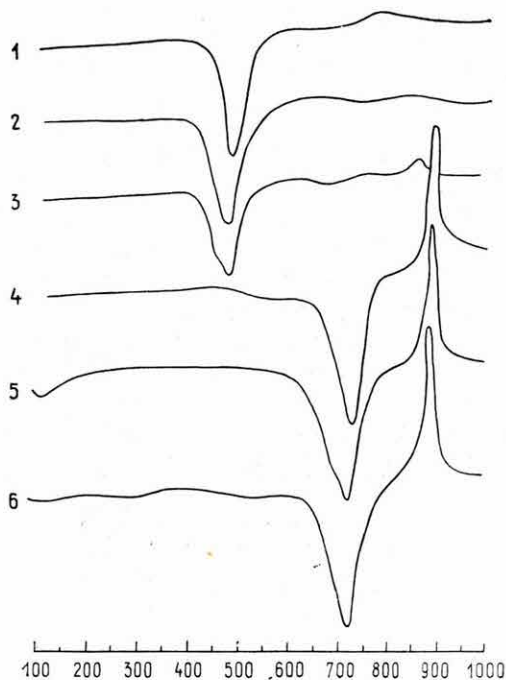
SiO ₂	35,20%
TiO ₂	0,02 "
Al ₂ O ₃	4,05 "
Fe ₂ O ₃	1,40 "
FeO	0,17 "
MnO	0,05 "
MgO	40,55 "
CaO	nyom
K ₂ O	0,00 "
Na ₂ O	0,00 "
P ₂ O ₅	0,08 "
-H ₂ O	1,76 "
+H ₂ O	16,86 "
CO ₂	0,49 "
		100,63%

Tekintettel arra, hogy e szerpentin több különböző ásvány elegye, melyeket elkülöníteni nem tudunk, szerkezeti képletet nem számítottunk.

Differenciális termikus elemzés

Az eddig ismertetett ásványok differenciális termikus elemzését KOBLENCZ VERA készítette el. Ismeretes, hogy a víztartalmú ásványok szerkezeti és koordinációs vizüket meghatározott hőmérsékleti intervallumban veszti el, ami a differenciális termikus elemzés folyamán a diagram ún. endoterm pontjai alakjában érzékelhető, míg a DTA-görbe exoterm csúcsa többnyire a koordinációs víz elvesztése utáni szerkezeti

átrendeződést jelzi. A brucit $\text{Mg}(\text{OH})_2$ 450° körül veszi el vizét és alakul át periklásszá (MgO) (26). Az 1. ábra 1—3. számú görbéin e jellemző endoterm csúcs jól kirajzolódott. A három ásvány: 1. brucitkristály,



1. ábra. Jelmagyarázat: 1. brucit — Texas, Pennsylvania; 2. metakolloid brucit — Dunabogdány; 3. brucit szerpentinrel (fehér opálszerű anyag) — Dunabogdány; 4. serpentin — Hodrusbánya; 5. hidroantigorit (rózsaszínű serpentin) — Dunabogdány; 6. serpentin (zöld) — Dunabogdány

Fig. 1. Légende: 1. brucite — Texas, Pennsylvanie; 2. brucite métacolloïdale — Dunabogdány; 3. brucite avec serpentine (matière blanche, opaline) — Dunabogdány; 4. serpentine — Hodrusbánya; 5. hydroantigorite (serpentine rose) — Dunabogdány; 6. serpentine (verte) — Dunabogdány

Puc. 1. Легенда: 1. Брусит — Тексас, Пеннсилъвания; 2. Метаколлоидный брусит — с. Дунабогдань; 3. Брусит с серпентином (белый, опаловидный материал) — с. Дунабогдань; 4. Серпентин — Ходрушбання; 5. Гидроантигорит (розовый серпентин) — с. Дунабогдань; 6. Серпентин (зеленый) — с. Дунабогдань

Texas, Pennsylvania, 2. metakolloid brucit, Csódi-hegy, Dunabogdány (új kincstári bánya), 3. a III. számú elemzéssel vizsgált fehér opálszerű anyag, mely brucit és serpentin elegyének bizonyult. A DTA-diagramon jól látható 450°-nál a brucitra jellemző erős endoterm csúcs, majd 700 és 850°-nál az antigoritnak ez esetben gyenge endoterm-exoterm páros-csúcsa. A 4. számú görbe az ismert hodrusbányai serpentin diagramja, mely a görbe alapján főtömegében antigorit. Ugyanis az antigorit és a

krizotil is 650° körül endoterm csúcsot ad, melyet az antigoritnál 750° és 825° között éles, jellegzetes exoterm csúcs követ, míg a krizotilnál exoterm csúcs nem jelentkezik (26). Mint említettük, ásványainkban a krizotilcsomók és rostok mikroszkóp alatt felismerhetők, s a két ásvány röntgenográfiai úton is megkülönböztethető, de meghatározásuk a vonalak legtöbbjének összeolvadása miatt bizonytalan. Az antigoritéhez egészen hasonló DTA-görbéje van a chamositnak, mely a IV. elemzésben ismertetett zöld szerpentin színező anyaga (itt magnéziachamosit).

Az 5. számú görbe a dunabogdányi rózsaszínű hidroantigorit görbéje (II. elemzés), a 6. számú görbe a zöld színű dunabogdányi szerpentin DTA görbéje (IV. elemzés). A közölt DTA diagramokból világosan látható, hogy itt brucittal és szerpentinásványokkal van dolgunk.

Röntgenelemzés

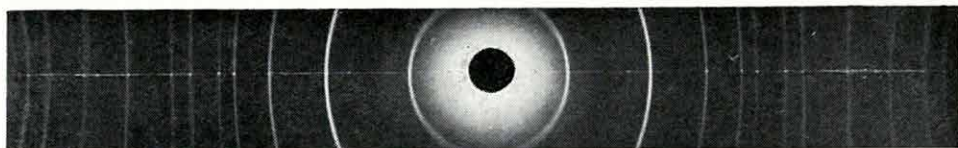
A dunabogdányi ásványok röntgenfelvételei a Földtani Intézet röntgenlaboratóriumában készültek. A DEBYE—SCHERRER-féle diagramokat és a felvételek kimérését MELLES MARGIT készítette el. Munkájáért ez úton is köszönetet mondunk. Mind a négy elemzett anyagból készült porfelvétel. A felvételek $\text{CoK } \alpha$ -sugárzással Fe-szűrővel készültek LONSDALE, K. adatai szerint (27). A felvételeket a 2. ábra tünteti fel. Mint látható, legjobban hasonlít egymáshoz az I. és III. számú anyagból készült felvétel (2. ábra *a.* és *b.*) és mint láttuk, ezeknek DTA-görbéi is közel megegyeznek, mert mindkét anyag főtömegében metakolloid brucit. Az I. számú anyagot igen finom halványzöld színű erek járják át. Ezek a röntgenfelvétel alapján sheridanitnak tekintendők, azonkívül az I. számú anyagban finom erek, illetve szemcsék alakjában a kalcit optikailag is felismerhető, s a röntgenképben is megtalálható a kalcit legerősebb vonala.

A III. számú anyag bruciton kívül kevés szerpentin is tartalmaz, amit a DTA-diagram is feltüntet s a röntgenfelvétel vonalaival az ortoantigorit és pikrolit számos vonala azonosítható. Hasonlóságuk miatt az I. és III. elemzett anyagról készült felvétel adatait az 1. táblázatban egymás után közöljük.

Méréseink alapján a dunabogdányi brucit rácsállandóit a (0001) és (1011) reflexiókból ($d = 4,75$ és $d = 2,355$) számítottuk:

$$a_0 = 3,13 \quad c_0 = 4,75$$

E rácsállandók pontosan egyeznek AMINOFF, G. adataival (30). Mint az 1. táblázat adataiból kitűnik, a brucit és sheridanit reflexiói igen közel megegyeznek, azért a halványzöld kísérő ásványt sheridanitnak kell tekintenünk, s mint láttuk az I. elemzés adataiból, a kalcitén kívül a sheridanit alkatrészeit kell elhagynunk, hogy a brucit elméleti össze-



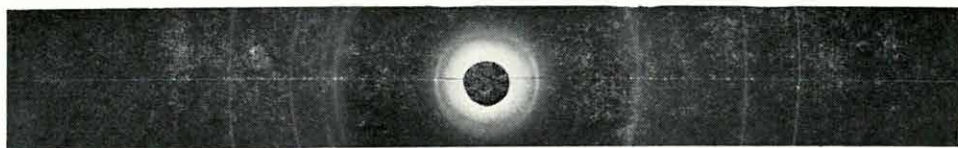
a)



b)



c)



d)

2. ábra. Jelmagyarázat: a. metakolloid brucit — Dunabogdány (I. elemzés); b. brucit szerpentinrel (fehér opálszerű anyag) — Dunabogdány (III. elemzés); c. zöld szerpentin — Dunabogdány (IV. elemzés); d. rózsaszínű hidroantigorit — Dunabogdány (II. elemzés)

Fig. 2. Légende: a. brucite métacolloïdale — Dunabogdány (Analyse I); b. brucite avec serpentine (matière blanche, opaline) — Dunabogdány (Analyse III); c. serpentine verte — Dunabogdány (Analyse IV); d. hydroantigorite rose — Dunabogdány (Analyse II)

Рис. 2. Легенда: a. Метаколлоидный брусит — с. Дунабогданы (анализ I); b. Брусит с серпентином (белый, опаловидный материал) — с. Дунабогданы (анализ III); c. Зеленый серпентин — с. Дунабогданы (анализ IV); d. Розовый гидроантгорит — с. Дунабогданы (анализ II)

Az I. számú anyag röntgenreflexiói:

Brucit (Dunabogdány)		Brucit (28)		Sheridanit (29)		Kalcit (29)	
$d_{hkl}(\text{Å})$	I	$d_{hkl}(\text{Å})$	I	$d_{hkl}(\text{Å})$	I	$d_{hkl}(\text{Å})$	I
4,75	10	4,75	53	4,680	9	—	—
3,10	1	—	—	3,129	1	3,03	10
2,357	15	2,35	100	2,370	3	—	—
1,788	10	1,79	40	1,731	3	—	—
1,569	8	1,57	33	1,562	10	—	—
1,489	5	1,490	17	1,460	2	—	—
1,370	5	1,370	13	1,390	10	—	—
1,307	4	1,306	9	1,319	4	—	—
1,180	4	1,183	7	1,181	3	1,177	4
1,116	0,5	—	—	1,131	4	—	—
1,090	1	—	—	1,094	4	—	—
1,034	2	1,031	3	1,030	5	—	—
1,014	3	1,005	4	1,013	3	1,012	4

A III. számú anyag röntgenreflexiói:

Brucit szerpentinrel (Dunabogdány)		Brucit (28)		„Orthoantigorit” (18) (számított)		Pikrolit (17)	
$d_{hkl}(\text{Å})$	I	$d_{hkl}(\text{Å})$	I	$d_{hkl}(\text{Å})$	I	$d_{hkl}(\text{Å})$	I
7,37	2	—	—	7,265	10	7,364	8,5
4,75	10	4,75	50	—	—	—	—
3,63	2	—	—	3,632	10	3,641	9
2,71	1	—	—	2,618	3	—	—
2,484	0,5	—	—	2,499	10	2,513	10
2,357	20	2,35	100	2,332	7	—	—
1,790	10	1,79	40	1,791	1	1,774	4
1,569	9	1,57	30	—	—	1,566	7,5
1,531	1	—	—	1,5367	8	1,534	7,5
1,491	5	1,490	20	1,5002	—	—	—
1,370	4	1,370	10	1,3803	2	—	—
1,307	4	1,306	9	1,3090	5	1,311	5
1,180	4	1,183	7	1,1832	0,25	—	—
1,118	0,5	—	—	1,1203	0,5	—	—
1,087	1	—	—	1,0734	1	1,055	2
1,034	2	1,031	3	—	—	—	—
1,005	3	1,005	4	—	—	1,000	4

tételének megfelelő százalék-számokat kapjuk, tehát következtetéseink és számításaink helyesek voltak.

Az előbbiekhöz nagyon hasonló röntgenképet szolgáltat a IV. számú világos zöld színű elemzett anyag (2. ábra, c). A vonalak brucit, antigorit, sheridanit, ortoantigorit és magnéziachamosit vonalaival hozzhatóak kapcsolatba. Mint az előbbieken említettük, az anyag főtömegé-

ben antigorit, de az említett ásványokon kívül kimutatható a kvarc legerősebb vonala is ($d = 3,33$, $I = 1$). A vonalak a brucitén és antigoritén kívül legnagyobb számban a magnéziachamosit vonalaival azonosíthatók. Nyilvánvalóan e zöld színű leptochlorit színezi zöldre az ásványegyget.

A dunabogdányi zöld szerpentin röntgenadatait összehasonlítva a felsorolt ásványok röntgenadataival, a 2. táblázat tünteti fel.

2. táblázat

Zöld szerpentin (Dunabogdány)		Brucit (28)		Orthoantigorit (18)		Antigorit (29)		Krizotil (29)		Sheridanit (15)		Magnéziachamosit (31)	
d_{hkl}	I	d_{hkl}	I	d_{hkl}	I	d_{hkl}	I	d_{hkl}	I	d_{hkl}	I	d_{hkl}	I
7,30	5	—	—	7,265	10	7,12	6	7,209	4	—	—	7,1	i. e.
4,76	15	4,75	50	4,610	6	4,61	1	—	—	4,680	9	4,73	gy.
4,53	1	—	—	—	—	—	—	4,457	3	—	—	4,69	k. gy.
3,86	1	—	—	—	—	3,81	0,5	—	—	3,922	2	—	—
3,63	5	—	—	3,632	10	3,592	7	3,603	6	3,509	10	—	—
3,33	1	Kvarc legerősebb vonala: 3,35											
2,72	2	—	—	—	—	2,784	1	2,712	0,5	2,712	0,5	2,69	gy.
2,62	1	—	—	2,618	3	2,677	0,5	—	—	2,578	7	2,61	gy.
2,495	3	—	—	2,499	10	2,514	4	—	—	—	—	2,46	gy.
2,363	20	2,35	100	—	—	2,370	0,5	—	—	2,370	3	2,39	k. gy.
2,266	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,28	gy.
2,144	2	—	—	2,147	6	2,150	2b	—	—	—	—	2,14	i. gy.
1,790	10	1,79	40	1,7911	1	1,778	1	—	—	—	—	1,74	i. gy.
1,571	9	1,57	30	—	—	1,584	0,5	—	—	1,562	10	1,573	k. gy.
1,535	4	—	—	1,5367	8	1,536	2	1,520	4	1,534	10	—	—
1,491	5	1,490	20	—	—	1,494	1	—	—	1,502	2	1,479	i. gy.
1,371	5	1,370	10	—	—	1,381	0,5	—	—	—	—	1,395	k.
1,308	5	1,306	9	1,309	5	—	—	1,299	2b	—	—	1,301	i. gy.
1,190	0,5	1,187	—	—	—	—	—	1,190	0,5	1,191	0,5	—	—
1,180	5	1,183	7	1,1832	0,25	—	—	—	—	1,181	3	1,183	gy.
1,115	1	1,113	—	—	—	—	—	—	—	1,131	4	1,104	i. gy.
1,091	3	1,088	—	—	—	—	—	—	—	1,094	4	—	—
1,074	0,5	—	—	1,0734	1	—	—	—	—	—	—	—	—
1,055	0,5	—	—	1,0558	1	—	—	—	—	1,040	5)	1,044	k.
1,034	4	1,034	3	—	—	—	—	—	—	1,030	5)	—	—
1,005	4	1,005	4	—	—	—	—	—	—	—	—	1,014	gy.

Utoljára hagytuk a II. elemzés alapján hidroantigoritnak meghatározott rozsaszerű szerpentinásvány röntgenelemzését. A felvétel vonalaival az ortoantigorit, krizotil és kalcit vonalai azonosíthatók (2. ábra d, 3. táblázat)*.

* A dunabogdányi hidroantigorit, valamint az „orthoantigorit” egyes vonalai között észlelhető nagyobb intenzitásbeli különbségek valószínű oka az, hogy a dunabogdányi hidroantigorit igen tiszta anyag, míg az „orthoantigorit” kloritokkal erősen színezett, s a kísérő, színező ásványok reflexiói egyes vonalak intenzitását felerősítik.

3. táblázat

Rózsaszínű hidroantigorit, Dunabogdány		„Orthoantigorit” (számított) (18)		Krizotil (29)		Kalcit (29)	
d _{hkl} (Å)	I.	d _{hkl} (Å)	I.	d _{hkl} (Å)	I.	d _{hkl} (Å)	I.
7,24	8	7,265	10	—	—	—	—
4,54	4	4,610	6	4,457	3	—	—
3,63	8	3,632	10	3,603	6	—	—
3,01	1	—	—	3,013	1	3,03	10
2,60	2	2,618	3	2,577	3	—	—
2,489	7	2,499	10	2,437	3	2,49	6
2,323	2	2,332	7	—	—	—	—
2,145	0,5	2,147	6	—	—	—	—
2,088	0,5	—	—	2,080	0,5	2,09	7
1,959	2	1,9626	7	—	—	—	—
1,821	0,5	1,8162	0,5	1,810	1	—	—
1,724	0,5	1,7424	1	1,722	1	—	—
1,635	1	1,6368	4	—	—	—	—
1,529	7	1,5367	8	1,520	4	1,518	6
1,499	1	1,5002	7	—	—	—	—
1,305	2	1,3090	5	—	—	—	—

Az ortoantigorit ismertetőinek röntgenfelvétele szintén $CoK\bar{\alpha}$ sugárzással készült. A dunabogdányi hidroantigorit indexeit monoklin elemi cellára számítottuk, míg az „orthoantigorit” indexeit idézett szerzők (18) ortohehexagonális elemi cellára adták meg. Összehasonlítás céljából eredményeinket BRINDLEY és KNORRING adataival együtt közöljük (18). A kétféle számítás közötti különbség a 4. táblázatból jól látható, és szembetűnő a monoklin cella alapján számított reflexiók egyezése a mért adatokkal, ami azt bizonyítja, hogy a hidroantigorit valóban monoklin ásvány.

BRINDLEY és KNORRING (18) ezeken kívül még 11 reflexiót közöl. A táblázat adataiból világosan látható, hogy idézett szerzők által mért vonalak mindegyikének megvan a pontos monoklin indexe, és mert a β szög méréseink szerint egy esetben sem volt 90° , nem látjuk eléggé indokoltnak az ortohehexagonális elemi cella feltevését, épp ezért a dunabogdányi hidroantigorit rácsállandóit monoklin elemi cellára számítottuk. Fenti adatok összehasonlításából kétségtelennek látszik az „orthoantigorit” és a hidroantigorit azonossága, s így szerkezeti képlete és röntgenreflexiói alapján is a hidroantigoritot új ásványnak, nem antigoritváltozatnak (ortoantigorit) kell tekintenünk.

BRINDLEY és KNORRING (18) a hexagonális elemi cellára számított rácsállandókat következőképp adják meg:

$$a = b/\sqrt{3} = 5,322 \text{ \AA}, \quad b = 9,219 \text{ \AA}, \quad c = 2 \times 7,265 = 14,53 \text{ \AA}$$

Ha az összehasonlító táblázatot megtekintjük, látható, hogy a monoklin cellára számított $d_{hkl}(\text{Å})$ adatok egy-két kivétellel tökéletesen egyeznek

4. táblázat

„Orthoantigorit”, UNST (18)			Hidroantigorit, Dunabogdány		
d _{hkl} (Å) (mért)	d _{hkl} (Å) (számitott)	Indexek	d _{hkl} (Å) (mért)	d _{hkl} (Å) (számitott)	Indexek
7,33	7,265	002	7,24	7,24	002
4,597	4,610	020	—	4,587	(020)
—	—	—	4,54	4,542	110
3,662	3,632	004	3,63	3,620	004
—	—	—	—	3,592	(103)
2,623	2,618	201	—	2,614	(200)
—	—	—	2,60	2,603	131
—	—	—	—	2,584	(201)
2,502	2,499	202	—	—	—
—	—	—	2,489	{2,490	132}
—	—	—	—	{2,488	(211)}
—	—	—	—	2,479	(202)
2,425	2,422	006	—	2,413	(006)
2,335	2,332	203	—	2,336	(034)
—	—	—	2,323	2,323	203
2,149	2,147	204	—	2,151	(116)
—	—	—	—	2,146	(134)
—	—	—	2,145	2,145	204
—	—	—	—	1,965	(205)
1,9629	1,9626	205	1,959	1,963	135
—	—	—	—	1,825	(144)
—	—	—	1,821	1,820	406
1,8154	1,8162	008	—	1,810	(008)
1,7905	1,7911	206	—	1,796	(206)
—	—	—	—	1,787	(127)
1,7392	1,7424	240	—	1,735	(301)
—	—	—	1,724	1,724	240, (108)
—	—	—	—	1,722	(151)
1,6360	1,6368	207	—	1,637	(054)
—	—	—	1,635	1,634	153
—	—	—	—	1,632	(243)
1,5354	1,5367	060	—	1,536	(047)
—	—	—	—	1,530	(109)
—	—	—	1,529	1,529	060

4. táblázat folytatása

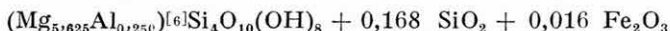
„Orthoantigorit” UNST (18)			Hidroantigorit, Dunabogdány		
d_{hkl} (Å) (mért)	d_{hkl} (Å) (számított)	Indexek	(d_{hkl}) (Å) (mért)	d_{hkl} (Å) (számított)	Indexek
—	—	—	—	1,506	(208)
1,5013	1,5033	208	—	{1,502	(250), (138) } (029)
—	—	—	1,499	{1,501	
—	—	—	—	1,499	
—	—	—	—	1,496	(062)
1,4520	1,4530	0,0,10	—	1,452	(129)
—	—	—	—	1,448	(0.0.10)
1,4148	1,4152	064	—	1,413	(316)
—	—	—	—	1,409	(064)
—	—	—	—	1,381	(0.2.10)
1,3793	1,3803	209	—	1,378	(148)
—	—	—	—	1,373	(209)
1,3271	1,3252	401	—	1,333	(157)
1,3092	1,3090	402	—	1,309	(0.3.10)
—	—	—	—	1,307	(400)
—	—	—	—	1,306	(049)
—	—	—	1,305	1,305	071, 401
—	—	—	—	1,304	(344)
—	—	—	—	1,303	(0.1.11)
—	—	—	—	1,301	(262)

A mért reflexiókhoz közeli, de velük nem pontosan egyező indexeket zárójelbe tettük.

a mért adatokkal. A hexagonális cellára számított adatoknál is csak kisebb eltéréseket észlelünk ugyan, de itt a vízfölösleg is más, mint a dunabogdányi hidroantigoritnál, és elképzelhető olyan határeset, mikor a β szög 90° lesz. Ez azonban — határeset lévén — beletartozik a hidroantigorit-ásványfaj csoportjába, és az ásvány $\beta = 90^\circ$ esetén is monoklinnak tekintendő, amire az ásványtanban más példát is felhozhatnánk. Épp ezért a hidroantigoritot mindenképpen monoklinnak kell tekintenünk. A dunabogdányi hidroantigorit monoklin cellára számított rácsállandói: $a_0 = 5,2295 \sim 5,23$; $b_0 = 9,174 \sim 9,17$; $c_0 = 2 \cdot 7,24 = 14,48$; $\beta' = 88^\circ 33' 15''$; illetve a tompa szöget adva meg $\beta = 91^\circ 26' 45''$, azaz $\beta \sim 91^\circ 27'$. E rácsállandók az antigoritével közel megegyeznek (16). RAMDOHR szerint (32) a szerpentin (antigorit) rácsállandói: $a_0 \sim 5,3$; $b_0 \sim 9,3$; $c_0 \sim 14,5$.

MIDGLEY H. G. (33) lizardi (Cornwall) antigoritjának adataiból számítva az antigorit szerkezeti adatait, a szerző megállapításaitól kissé el-

térő eredményeket kaptunk. Így ásványának szerkezeti képlete nem $Mg_{5,6}(Si, Al)_4O_{10}(OH)_{7,9}$, hanem



és tekintve, hogy a $d = 7,51$ vonalat (002)-vel kell indexeznünk, a rácsállandók: $a_0 = 5,29$, $b_0 = 9,18$, $c_0 = 15,02$. A β szög az δ számítása szerint $91,4^\circ$. A dunabogdányi hidroantigorit rácsállandóit a (002), (203), (240) és (060) reflexiókból számítottuk. Ellenőrzésképpen a β szöget számítottuk a (201), (202), (204), (205), (207) és (208) reflexiókból is. A kapott szögek: $89^\circ 58'$ (201), $87^\circ 50,5'$ (202), $88^\circ 33'$ (203), $88^\circ 34'$ (204), $88^\circ 55'$ (205), $89^\circ 5'$ (207), $89^\circ 6'$ (208). A két első mérést a tükrözési szögek kicsiny volta miatt nem tekinthetjük mérvadónak (nagy a hiba), a többinél az eltérés csekély. A felsoroltak közül a (203) reflexió mérhető legjobban, azért az ebből számított β szöget fogadtuk el helyesnek. A kicsiny tükrözési szöge miatt bizonytalan (201) reflexiót kivéve a β szög egy esetben sem közelítette meg a 90° -ot, s miként a 4. táblázatból látható, a $d = 2,60$ vonal helyes indexezése nem (201), hanem (131), míg a $d = 2,489$ vonalé nem (202), hanem (132). Épp így (205), (207) és (208) is csak közeli reflexiók.

A sűrűség, molekulasúly és a rácsállandók adataiból számítottuk az elemi cellában helyetfoglaló szerkezeti egységek számát. (Molekulasúly a szerkezeti képlet alapján: 550, cellatér fogat: $V = 695$, $D = 2,42$.) A számítást elvégezve $Z = 1,85 \sim 2$ -t kapjuk. A csekély eltérés a szennyező ásványok következménye.

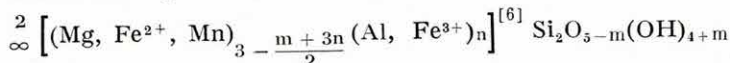
A tércsoport meghatározásához rendelkezésünkre álló adatokból ki kell emelnünk, hogy a (h0l) síkok indexében h mindig páros szám ugyan, de a (hkl) indexekben h + k nem mindig páros szám, amely adatok az egyszer primitív monoklin elemi cella feltevését valószínűsítik, s így a valószínű tércsoport: $C_{2h}^1 - P2/m$.

Összefoglalás

1. A dunabogdányi Csódi-hegyen működő ún. új kincstári bányában meta-kolloid brucit-fészkek fordulnak elő (3 ilyen brucittömb került elő). A brucittömeg és az andezit határán szerpentin-ásványok képződtek, melyek közül legérdekesebb az új szerpentin-ásvány, a hidroantigorit.

2. Az orthoantigorit néven leírt ásvány nem antigoritváltozat, hanem új ásvány: hidroantigorit, melynek feltehető létezését STRUNZ, H. (16) „*Mineralogische Tabellen*” című munkájának „*Klassifikation der Phyllosilikate*” című táblázatán, mint lehetséges, de eddig ismeretlen ásványét jelzi. Az antigorit ásványfajhoz tehát csak a klintoantigorit tartozik.

3. A hidroantigorit az antigorithoz közel álló monoklin ásvány, melynek általános szerkezeti képlete következőképp írható fel:



ahol m = HO-többség és n = az oktaédes kötelék 3 vegyértékű fémionjainak száma. Az elemi cella kétmolekulás.

4. A hidroantigorit rácsában a HO-fölösleg a tetraéderes kötelék amaz O-ionjai helyére lép, melyek az oktaéderréteg ionjaival állnak koordinációban, ennek következtében egyenértékűen O-vegyértékek szűnnek meg és az oktaéderréteg fémionjainak száma egyenértékűen csökken. E szabály általában az összes hidrofillozilikátokra érvényes. A csökkenés a legegyszerűbb esetben a 3 vegyértékű ionok 2 vegyértékűvel történő helyettesítése alakjában történik. [Lásd: nagybörzsönyi hidromuszkovitot (22).]

5. A csillámok (hidrocillámok) 12-es koordinációban szereplő ionjainak mennyisége kizárólag a tetraéderes koordinációban a Si-ot helyettesítő 3 vegyértékű ionok (Al, Fe) számától függ, és egyenértékszámokban kifejezve a Si-ot helyettesítő Al-ionok számával azonos.

6. Az ionrácsokban általában az ionok mennyiségét egyenértékszámokban kell kiszámítanunk. Egyenértékszám alatt az ionszám és vegyérték szorzatát értjük, mely számszerűen az iontöltés számával azonos. Az egyenértékszám megmondja, hogy az illető ion egyenértéksúlyának hányszorosával szerepel a szerkezeti egység felépítésében. Így tehát a hidrocillámokra a következő szabályok érvényesek: amennyivel növekszik szerkezeti képletükben a HO-ok száma, annnyival csökken az O-ionok száma és ugyanannyi egyenértékkel csökken az oktaéderes kötelék fémionjainak mennyisége, míg a 12-es koordinációban szereplő ionok mennyisége egyenértékszámokban kifejezve azonos a Si-ot helyettesítő 3 vegyértékű ionok (Al, Fe³⁺) számával. Ezeket a szerkezeti szabályokat figyelembe véve kell a hidrocillámok szerkezeti képletét felírunk.

IRODALOM

1. KOCH A.: A bogdányi Csódi-hegy és környékének földtani viszonyai. — Földt. Közl. **1.** pp. 205—208. 1871.
2. TAKÁTS T.: Adatok a szentendre-visegrádi hegycsoport andezitjainak ismertetéhez. — Dokt. ért. Budapest, 1928. pp. 1—20.
3. VENDL A.—TAKÁTS T.: A Csódi-hegy andezitjének mállásáról. — Mat. és Term. Tud. Ért. **50.** pp. 589—616. 1934.
4. SZABÓ J.: Chabasit a szobi trachitban. — Földt. Közl. **1.** pp. 231—237. 1871.
5. KOCH A.: A dunai trachytesoport jobbpárti részének földtani leírása. — M. Tud. Akad. kiadv. Budapest, pp. 144—182. 1877.
6. SCHAFARZIK F.: A bogdányi Csódi-hegy zeolitjai. — Földt. Közl. **14.** pp. 299—300. 1884.
7. VENDL A.: Két magyar ásvány kémiai elemzése. — Földt. Közl. **41.** pp. 70—71. 1911.
8. REICHERT R. és ERDÉLYI J.: A Csódi-hegy ásványairól. — Mat. Term. Tud. Ért. **51.** pp. 425—442. 1934.
REICHERT, R.—ERDÉLYI, J. (Budapest): Über die Minerale des Csódi Berges bei Dunabogdány (Ungarn). — Min. u. Petr. Mitteil. **46.** pp. 237—255. 1935.
9. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. — Földt. Közl. **88.** 2. pp. 171—200. 1958.
SZÁDECZKY-KARDOSS, E. On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. — Acta Geologica **5.** 2. pp. 197—233. 1958.
10. SZÁDECZKY-KARDOSS E. — ERDÉLYI J.: A balatonvidéki bazaltok zeolitjainak képződéséről. — Földt. Közl. **87.** 3. pp. 302—308. 1957.
11. SZÁDECZKY-KARDOSS E. — KUBOVICS J. — PESTHY L. — RAVASZ Cs.: A Csódi-hegy lakkolítja. — Kézirat.
12. BETECHTIN, A. G.: Lehrbuch der speziellen Mineralogie. — 2. Deutsche Auflage, Berlin, pp. 322., 541. 1957.
13. NOLL, W.: Mineralbildung im System Al₂O₃—SiO₂—H₂O. — N. Jb. Beil. Bd. **70.** A. pp. 65—115. 1936.

14. FOLK, R. L.: The alteration of feldspar and its products as studied in the laboratory. — Amer. Journ. of Science. **245**. 6. pp. 388—394. 1947.
15. McMURCHY, R. C.: The Crystal Structure of the Chlorite Minerals. — Z. f. Krist. **88**. pp. 420—432. 1934.
16. STRUNZ, H.: Mineralogische Tabellen. — 3. Auflage. Leipzig. pp. 316., 322. és 326. 1957.
17. SELFRIDGE, G. S. JR.: An X-ray and optical investigation of the serpentine minerals. — Am. Min. **21**. pp. 463—503. 1936.
18. BRINDLEY, G. W.—VON KNORRING, O.: A new variety of antigorite (ortho-antigorite) from Unst, Shetland Islands. — Am. Min. **39**. pp. 794—804. 1954.
19. ZUSSMAN, J.: Antigorite: superlattice and structural formula. — Am. Min. **41**. pp. 148—152. 1956.
20. McCONNELL, D.: Ortho-antigorite and the tetrahedral configuration of hydroxyl ions. — Am. Min. **37**. pp. 830—831. 1952.
21. HILLER, J. E.: Grundriss der Kristallchemie. — Berlin. pp. 223—225. 1952.
22. ERDÉLYI J.—KOBLENCZ V.—TOLNAY V.: A nagybörzsönyi agyagásvány és az ercesedés néhány újabb kísérőásványa. — Földt. Közl. **87**. 4. pp. 400—418. 1957.
- 22/a ERDÉLYI J.—KOBLENCZ V.—TOLNAY V.: Über Hydroparagonit, ein neues Glimmermineral, sowie über seine Beziehungen zum Hydromuskovit, Natronillit und Brammallit. — Acta Geologica, **5**. 2. pp. 169—186. 1958.
23. NÁRAY—SZABÓ I.: Kristálykémia. — Budapest, 1944.
24. CSAJÁGHY G.—EMSZT M.—SZEPESI K.: A hazai bentonitekről. — Földt. Közl. **87**. 3. pp. 274—283. 1957.
25. GRIM, R. E.—BRAY, R. H.—BRADLEY, W. F.: The mica in argillaceous sediments. — Am. Min. **22**. pp. 813—829. 1937.
Ref.: HINTZE, C.: Handbuch der Mineralogie. — Ergänzungsband II. Lieferung 3. p. 175.
26. FÖLDVÁRI—VOGL, M.: The role of differential thermal analysis in mineralogy and geological prospecting. — Acta Geologica, **5**. 1. pp. 3—102. 1958.
27. KOHLHAAS, R.—OTTO, R.: Röntgenstrukturanalyse von Kristallen. — Berlin, 1955. p. 67.
Ref.: LONSDALE, K.: Acta Cryst. **3**. p. 400. 1950.
28. HANAWALT, J. D.—RINN, H. W.—FREVEL, L. K.: Chemical analysis by X-ray diffraction. Classification and use of X-ray diffraction patterns.— Industrial and Engineering Chemistry, Chem. Anal. Edition 10. pp. 457—512. 1938.
29. BRINDLEY, G. W.: X-ray identification and crystal structures of clay minerals. — London, 1951. p. 72. Table II. 5. és p. 312. Table XIII. 7.
30. AMINOFF, G.: Über die Struktur des Magnesiumhydroxides. — Z. f. Krist. **56**. pp. 506—509. 1921.
31. BANNISTER, F. A.—WHITTARD, W. F.: A magnesian chamosite from the Wenlock Limestone of Wickwar, Gloucestershire. — Min. Mag. **27**. pp. 99—111. 1945.
32. RAMDOHR, P.: Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. — 14. Aufl. p. 605. 1954.
33. MIDGLEY, H. G.: A serpentine mineral from Kennack Cove, Lizard, Cornwall. — Min. Mag. **29**. pp. 526—530. 1951.
34. ERDÉLYI J.—KOBLENCZ V.—N. VARGA S.: Hidroamezit, új ásvány a Haláp-hegy (Veszprém m.) bazaltjának üregeiből. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58. évről. 1961.
35. ROSS, CL. S.—HENDRICKS, ST. B.: Minerals of the Montmorillonite Group. Their origin and relation to soils and clays. — Geological Survey Prof. Paper. **205—B**. p. 40. 1945.

NOUVELLES RÈGLES STRUCTURALES DES HYDROMICAS.
UN NOUVEAU MINÉRAL DE SERPENTINE,
HYDROANTIGORITE ET BRUCITE MÉTACOLLOÏDALE
DU MONT CSÓDI, DANS LES ENVIRONS DE
DUNABOGDÁNY

Par J. ERDÉLYI — V. KOBLENCZ — S. NEMES—VARGA

Le Mont Csódi s'élève au bord du Danube, dans les environs du village Dunabogdány (Hongrie). Le mont est bâti d'une laccolite andésitique tertiaire. Dans une carrière de ce mont, l'auteur a trouvé une nouvelle occurrence de brucite et un nouveau minéral de serpentine: l'hydroantigorite. Il démontre que le minéral décrit sous le nom d'„orthoantigorite” est identique à l'hydroantigorite, et il propose de discréditer le nom „orthoantigorite”. Puis il traite en détail les nouvelles règles structurales des hydromicas. Ce mémoire a été publié *in extenso*, en allemand, dans „Acta Geologica”, tom. VI. fasc. 1—2, pp. 65—93.

НОВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПРАВИЛА ГИДРОСЛЮД.
НОВЫЙ СЕРПЕНТИНОВЫЙ МИНЕРАЛ ГИДРОАНТИГОРИТ И
МЕТАКОЛЛОИДНЫЙ БРУСИТ ИЗ ГОРЫ ЧОДИ В ОКРЕСТНОСТЯХ
СЕЛА ДУНАБОГДАНЬ

Й. ЭРДЕЛИ — В. КОБЛЕНЦ — Ш. НЕМЕШ—ВАРГА

Гора Чоди лежит в окрестностях села Дунабогданы, расположенного на берегу Дуная. Она представляет собой третичный андезитовый лакколит. Авторы описывают обнаруженное в каменоломне новое бруситовое местонахождение и новый серпентиновый минерал: гидроантиторит. Они доказывают, что минерал описанный под названием „ортоантиторит” не что иное, чем „гидроантиторит”, и поэтому они предлагают отказаться в дальнейшем от употребления термина „ортоантиторит”. Статья подробно рассматривает новые структурные правила гидрослюд. Она опубликована полным текстом на немецком языке в Acta Geologica, 1959. Tom. VI. Fasc. 1—2. pp. 65—93.

HIDROAMEZIT, ÚJ ÁSVÁNY A HALÁPHEGY (VESZPRÉM MEGYE) BAZALTJÁNAK ÜREGEIBŐL

Írta: ERDÉLYI JÁNOS — KOBLENCZ VERA — NEMESNÉ VARGA SAROLTA

A Veszprém megyei Tapolca közelében emelkedő Haláphegy bazaltvulkánjának kőzetéről és az abban előforduló ásványokról ezideig kevés dolgozat jelent meg. Kőzetével röviden MAURITZ B. foglalkozott (1) s az üregeiben előforduló ásványokat szintén ő ismertette (2, 3). A balatoni bazaltok zeolitjainak képződésével SZÁDECZKY-KARDOSS E. és ERDÉLYI J. foglalkozott (4). A leírt hidrotermális ásványok: kalcit, phillipsit, dezmin, nátrólit, mezolit, gismondin, taumazit. Az 1956. év nyarán chabazit és thomsonit került elő. Az említett ásványokon kívül az 1957. év folyamán fehér, porcelánszerű tömött endogén zárványokat találtunk. E dolgozatban ezzel a különös ásvánnyal foglalkozunk.

Az ásvány első megtekintésre gélnemű, amorf anyagnak látszik. Útésre kagylósan törik, legtalálóbban fehér zománcatlan porcelánhoz hasonlítható. Keménysége 2,5—3; fajsúlya 2,35. Vékonycsiszolatban keresztezett nikolok között az interferenciaszín csaknem fekete, ami igen kicsiny kettőtörésre utal ($\gamma - \alpha \sim 0,001$). A DTA-vizsgálat szerint az ásvány főtömegében szerpentin-ásvány. A röntgenfelvétel vonalai főleg az amezit, azonkívül a hidroantigorit, antigorit, krizotil és kalcit vonalaival azonosíthatók. Keresztezett nikolok között a csaknem izotrop szerpentin-szerű tömegben beleszórva csillagocskákra, illetve keresztekre emlékeztető surgaras-rostos csomókat látunk. E rostok egyenesen oltanak ki. Hosszanti irányuk: c. Brómbenzollal lecsöppentve ($n = 1,560$) e rostok körvonalai eltűnnek, vele együtt eltűnnek a környező szerpentin-szerű ásvány körvonalai is. E csomók tehát a röntgenvizsgálat által is kimutatott krizotil, ez esetben a γ -krizotil rostjai. A γ -krizotilnál $n_\gamma = 1,545 - 1,561$. Ezenkívül helyenkint nagy kettőtörésű (magasabbrendű fehér interferenciaszínnel jelentkező) kristályszerkezeteket látunk, melyeken egymást kb. 75° alatt keresztező hasadási vonalak láthatók. Keresztezett nikolok között e szemeséken jellegzetes ikerrostozást észlelhetünk, mégpedig rendszerint egymást közel 40° alatt keresztező ikercsikozás alakjában. A kristályszerkezetek többnyire mozaikszerűen helyez-

kednek el. Köztük néha szimmetrikusan kioltó ikerkristályokat is találunk. Ezek az adatok a kalcitnak felelnek meg, melynek jelenlétét az elemzés és a röntgenvizsgálat is kimutatta.

A kémiai elemzés adatai (elemző: NEMESNÉ VARGA S.):

SiO ₂	32,32%
TiO ₂	nyom
Al ₂ O ₃	11,50%
Fe ₂ O ₃	0,56%
FeO	0,15%
MgO	32,61%
MnO	0,13%
CaO	2,01%
K ₂ O	0,03%
Na ₂ O	0,02%
P ₂ O ₅	0,06%
-H ₂ O	3,13%
+H ₂ O	15,98%
CO ₂	1,84%
	<hr/>
	100,34%

Az ionszámok kiszámítása előtt a szennyező ásványok alkotórészeit az elemzésből elhagytuk. (1,84% CO₂-nek megfelel 2,34% CaO) Tekintve, hogy az elemzés szerint csak 2,01% CaO van, ide csatoljuk a FeO-ot és MnO-ot is. 0,15% FeO egyenértékű 0,12% CaO-dal és 0,13% MnO egyenértékű 0,10% CaO-dal. A hiány 0,09% CaO, melynek 0,08% MgO felel meg. Ezeket, valamint a minimális P₂O₅-ot és a nyomnyi alkálioxidokat a tapadó vízzel együtt elhagytuk.) A maradékot 100%-ra számítottuk át.

Az összetétel ily módon:

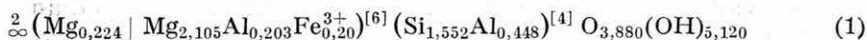
SiO ₂	34,80%
Al ₂ O ₃	12,38%
Fe ₂ O ₃	0,60%
MgO	35,02%
H ₂ O	17,20%
	<hr/>
	100,00%

Az elemzést atomszázalékokban írva fel, az atomhányadosokból kiszámítottuk az ionszámokat. Tekintve, hogy az eddigi vizsgálati adatok szerint szerpentinásvánnyal van dolgunk, abból indulunk ki, hogy az O-ek és HO-ok feltöltenek 9 pozíciót.

Atomszázalékok	Atom- hányadosok	Ionszámok	Ionszámok (O + OH = 9)
Si 16,27%	0,57903	579,03	1,552 } 2 ion, helyettesítés: 0,448 } 0,203 } 0,448 Al
Al 6,55 "	0,24284	242,84	
Fe ³⁺ 0,42 "	0,00755	7,55	0,020 } 2,552 ion = 5,327 aequ. = 2,329 } (0,448 + 4,879) aequ.
Mg 21,12 "	0,86854	868,54	
HO 32,48 "	1,90982	1909,82	5,120 } 9 ion: HO-többség = 3,880 } = 1,120 OH
O 23,16 "	1,44750	1447,50	
		3357,32	

Az ionszámok alapján az ásvány szerkezeti képletét háromféleképpen írhatjuk fel:

1. mint hidroamezitet, melynek kristálykémiái képlete a következő:



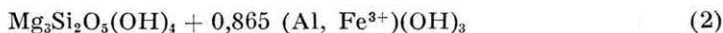
Ha a képletet megtekintjük, szembetűnő, hogy az oktaédeses koordinációban a Mg-ot helyettesítő $\text{Al} + \text{Fe}^{3+} = 0,223$ megfelel a 6-os koordináció kiemelt Mg-ának ($\text{Mg}_{0,224}$). Látható, hogy a Si \rightarrow Al behelyettesítés folytán fellépő negatív töltéstöbbletet az oktaédeses kötelékben kiemelt $\text{Mg}_{0,224}$ egyenlíti ki, az amezit szerkezeti egysége ugyanis GRUNER, J. W. (6) szerint: $(\text{OH})_4 (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 \text{Al}(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_5$. Itt a Si \rightarrow Al behelyettesítés következtében az oktaéderrétegben 7 egyenérték foglal helyet. A halápi ásványban a Si helyére $\text{Al}_{0,448}$ lép, ennek megfelelően az egyenértéktöbblet az oktaédeses kötelékben 0,448. Az amezit azonban GRUNER szerint kaolinit típusú kétréteges ásvány és így a töltéskiegyenlítőds itt — eddigi ismereteink szerint — csak az oktaéderrétegben történhet. Mégis a tetraédeses HO-behelyettesítés következtében az oktaédeses kötelékben jelentkező egyenértékcsökkenés szembetűnővé tétele céljából a $\text{Mg}_{0,224}$ -et kiemeltük, ezzel jelezve annak különleges helyzetét. Ugyanis az oktaéderréteg egyenértékszámát itt az $\text{Al}_{0,448}$ -nak a Si helyére lépése folytán $(6 + 0,448)$; a HO-többlet 1,120 lévén, ennyivel csökken az oktaéderréteg egyenértékszámát: $6,448 - 1,120 = 5,328$ (13). Azonban a töltéskiegyenlítőds nem az amezit mintájára következik be 0,448 Al-nak az oktaéderrétegbe lépése által, mint várnánk, mert az oktaédeses kötelékben csak 0,223 3 vegyértékű ion ($\text{Al} + \text{Fe}^{3+}$) van.

Nyilvánvaló, hogy a 0,223 ($\text{Al} + \text{Fe}^{3+}$) e szerpentinásványban ugyanennyi Mg-ion helyére lépett, ami pedig egyenlő a kiemelt $\text{Mg}_{0,224}$ ionnal, s amelyről kimutattuk, hogy kiegyenlíti a Si \rightarrow $\text{Al}_{0,448}$ behelyettesítés folytán fellépő negatív töltéstöbbletet.

2. Az ionszámokat más alakra is hozhatjuk, ha pl. Si = 2-re számítunk. Az ionszámok ekkor:

Si	2,00	}	0,865
Al	0,839		
Fe^{3+}	0,026		
Mg	3,000		
HO	6,597		
O	5,000		

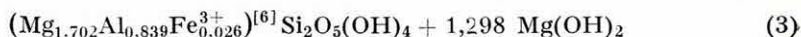
A HO-fölösleg 2,597 ion lévén, ez pontosan megfelel az $\text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ -nak hidroxidra számítva. Tehát így a képlet a következő lenne:



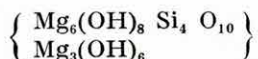
Eszerint a legtisztább szerpentin (antigorit és krizotil) és vas-alumínium-hidroxid elegyével lehetne dolgunk. Tekintettel azonban arra, hogy

sem a DTA-vizsgálat, sem a röntgenfelvétel hidrargillitet kimutatni nem tudott, az $\text{Al}(\text{OH})_3$ vagy alumogél alakban lehetne jelen, vagy szerkezeti-
leg kötött (koordinált) állapotban. Kőzetüregben hidrotermálisan képződött és változatlanul gél állapotban maradt alumogél azonban elképzelhetetlen. Ugyancsak nem tudott sem a DTA, sem a röntgenvizsgálat brucitot kimutatni.

3. Felírhatnánk azonban ásványunk szerkezeti képletét a következőkép is:



Ez brucit-serpentinnek felelne meg STRUNZ, H. (5) könyvében a filloszilikátok osztályozásánál említi, mint lehetséges, de eddig ismeretlen ásványokat a „hydrargillit-kaolinit”-et és a „brucit-serpentin”-t. Az utóbbi szerkezeti képlete:



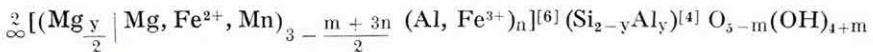
Hogy a három szerkezeti lehetőség közül melyikkel van dolgunk, a kérdésre csak a DTA- és röntgen-vizsgálat adhatott feleletet. Az ásvány DTA-diagramja (2. ábra) antigoritéra emlékeztet, azonban az exoterm-csúcs az antigoriténál sokkal nagyobb és élesebb. Sajnos az amezit DTA-diagramja nem ismeretes. Ásványunk DTA-görbéjén sem a hidrargillitra, sem a brucitra jellemző endoterm-csúcsot nem észlelhetünk. Az ásvány röntgenképét hidrargillit vonalakkal nem, csak kalcit, hidroantigorit, antigorit, krizotil és főleg amezit jellemző vonalaival (legnagyobb számban az amezit vonalaival) hozhatjuk kapcsolatba. A brucit legerősebb vonalaihoz közeli reflexiókat észlelünk ugyan, ezek azonban azonosak egy-egy hidroamezit-reflexióval is. A röntgen és a DTA-vizsgálat az első képlet helyességére utal. Emellett szól az ásvány rendkívül kicsiny kettőtörése is, ami az amezit sajátja. Keresztezett nikolok között a látómező teljesen sötét. A rácsállandóknak pedig az amezitével való igen közeli egyezése véglegesen eldöntötte a kérdést (lásd később).

Az első képlet szerint az ásvány nagy víztartalmú és nagy vastartalmú amezit, melyre a dunabogdányi hidroantigorittal kapcsolatban ismertetett szerkezeti szabályok érvényesek. Ugyanis a 3. képlet értelmében számolva az antigorit és brucit viszonya 78% : 22% lenne. Ásványelegy esetén a 22%-os brucittartalomnak a DTA-diagramban a brucit endoterm-csúcsával már jelentkeznie kellett volna. Így tehát nem ásványeleggyel van dolgunk, hanem a brucit alkotórészei koordinált állapotban vannak jelen. E megállapítást a röntgen-vizsgálat is megerősítette. Az ásvány DTA-diagramja leginkább MIDGLEY, H. G. serpentin-ásványának diagramjához hasonlít (11), melyről WHITTAKER, E. V. W. és ZUSSMAN, J. (15) kimutatták, hogy főtömegében a lizardit nevű új szer-

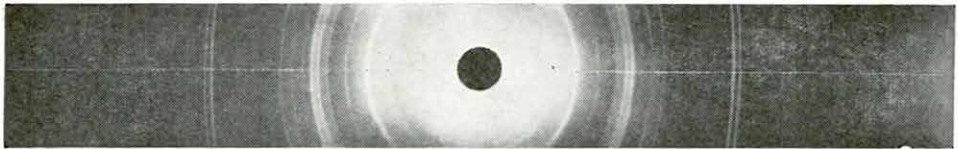
pentinásvány. MIDGLEY szerpentinásványáról a dunabogdányi hidroantigorittal kapcsolatban már megemlékeztünk (13). A koordinált brucit-antigorit (3. képlet) feltevését a rácsállandók kiszámítása megdöntötte, mert ez esetben c_0 -ra 20 körüli értéket kellett volna kapnunk.

Az ásvány szemmel láthatóan kolloid állapotban vált ki, csak később vett fel kriptokristályos szerkezetet. Tehát egy metakolloid tömött ásvánnyal van dolgunk. Hogy az ásvány keménysége nagyobb, azaz a rétegek szorosabban illeszkednek egymáshoz, vagyis az amezittel szemben a rétegek kötőereje nő, minden valószínűség szerint összefügg az ásvány különleges szerkezetével.

A hidroamezit szerkezeti egysége az elmondottak alapján általános képlet alakjában:



Az ásvány röntgen-felvételét és a vonalak kimérését MELLES MARGIT készítette el, amiért ezúton is köszönetet mondunk.



1. ábra. Hidroamezit—Haláp

Fig. 1. Hydroamesit—Haláp

Рис. 1. Гидроамезит—Халап

A DEBYE-SCHERRER porfelvétel $\text{CoK } \bar{\alpha}$ sugárzással, Fe szűréssel készült (7). A felvételt az 1. ábrán közöljük. A felvétel adatait összehasonlítva a kalcit, ortoantigorit, krizotil és amezit vonalaival, az 1. táblázat tünteti fel. A táblázat a d_{hkl} (Å) és az I (intenzitás) adatait tartalmazza.

Szembetűnő, hogy az amezit vonalai, ha a felvétel kalcit-vonalait figyelmen kívül hagyjuk, a halápi ásvány vonalaival — egy reflexiót kivéve — teljes mértékben azonosíthatók. Tekintettel arra, hogy a kevés kalcitot és krizotilt az optikai vizsgálat is kimutatta, a röntgenkép alapján is csak valamely szerpentin-ásvánnyal, elsősorban amezitféleséggel lehet dolgunk.

A röntgendiagram vonalaiból számítva a rácsállandókat, β szögre egy esetben sem kaptunk 90° -ot. Így tehát a rácsállandókat csakis monoklin elemi cellára számíthattuk. A reflexiókat a számított adatokkal és indexekkel együtt a 2. táblázatba foglaltuk. A mért reflexiókhoz közeli lehetséges reflexiókat és a hidroantigorit megfelelő számított adatait is közöljük. A mért reflexiókhoz közeli indexeket zárójelbe tettük.

Mért adatok		Kalcit (8)		Ortoantigorit (9)		Antigorit (10)		Krizotil (10)		Amezit (10)	
$d_{hkl}\text{Å}$	I	$d_{hkl}\text{Å}$	I	$d_{hkl}\text{Å}$	I	$d_{hkl}\text{Å}$	I	$d_{hkl}\text{Å}$	I	$d_{hkl}\text{Å}$	I
7,30	9	—	—	7,265	10	7,12	6	7,209	4	6,93	8
4,54	6	—	—	4,610	6	4,61	1	—	—	4,53	1
3,61	9	—	—	3,632	10	3,592	7	3,603	6	3,469	10
3,02	2	3,03	10	—	—	—	—	3,013	1	—	—
2,64	2	—	—	2,618	3	2,677	0,5	2,712	0,5	2,605	2
2,56	0,5	—	—	—	—	2,514	4	2,577	3	—	—
2,490	6	2,49	6	2,499	10	—	—	—	—	2,467	6
2,379	7	—	—	2,332	7	2,370	0,5	—	—	2,315	3
2,262	1	2,28	7	—	—	—	—	—	—	—	—
2,136	2	—	—	2,147	6	2,150	2	—	—	2,112	3
2,079	1	2,09	7	—	—	—	—	2,080	0,5	—	—
2,015	2	—	—	—	—	2,012	0,5	—	—	1,995	1
1,902	1	1,917	9	—	—	—	—	—	—	1,920	7
1,859	1	1,868	8	—	—	—	—	—	—	—	—
1,786	1	—	—	1,7911	1	1,778	1	1,729	0,5	1,748	4
1,732	1	—	—	1,724	1	—	—	—	—	1,748	4
1,679	1	—	—	1,6368	4	1,693	0,5	1,679	1	1,685	1
1,590	0,5	1,598	5	—	—	1,584	0,5	—	—	1,596	3
1,534	9	—	—	1,5367	8	1,536	2	1,520	4	1,529	5
1,497	5	—	—	—	—	1,494	1	—	—	1,494	1
1,412	2	1,420	4	—	—	1,410	0,5	—	—	1,398	4
1,327	1	1,333	4	—	—	—	—	—	—	1,339	4
1,305	1	1,306	—	1,3090	5	—	—	1,299	2	1,301	3
1,288	1	—	—	—	—	1,2832	0,5	—	—	1,261	4

A 2. táblázatból látható, hogy a reflexiók mért és számított d_{hkl} adatai, 2 vonal kivételével, kitűnően egyeznek. A $d = 2,136$ és $2,015$ vonalak azonban inkább hidroantigorit vonalaknak felelnek meg.

A táblázatból azonnal szembetűnő, hogy a reflexiók d_{hkl} értékei a hidroamezitnél és hidroantigoritnál túlnyomórészt csaknem tökéletesen megegyeznek és minden egyes mért hidroamezit reflexióhoz tartozik egy vele jól, sőt gyakran pontosan egyező hidroantigorit-reflexió, ami azt bizonyítja, hogy a hidroantigorit és hidroamezit izomorf ásványok. A hidroamezitnél azonban, a (h0l) rácscikok túlnyomó részénél a h index páratlan szám és a (hkl) indexekben h + k szintén túlnyomórészt páratlan szám így az elemi cella monoklin primitív elemi cella, a valószínű tércsoport: C_{2h}^1 —P2/m. Tehát a hidroantigorit és hidroamezit valóban izomorf ásványok.

A rácscsillandókat (002), (240), (060) és (202) reflexiókból monoklin elemi cellára számítottuk. Ha az amezitnek megfelelően BRINDLEY, G. W., OUGHTON, B. M. és JOUELL, R. megállapításai alapján (12) ortohe-

2. táblázat

Hidroamezit			Indexek	Hidroanti- gorit
d_{hkl} (mért)	I	d_{hkl} (számított)		d_{hkl} (számított)
7,30	9	7,30	002	7,24
—	—	4,60	(020)	4,59
4,54	6	4,57	110	4,54
—	—	3,65	(004)	3,62
3,61	9	3,61	103	3,59
3,02	2	3,03	104	3,01
—	—	3,00	(031)	2,99
2,64	2	{2,65	{130}	2,65
—	—	{2,63	{200}	2,61
—	—	2,61	(131)	2,60
—	—	2,59	(201), (033)	2,58
2,56	0,5	2,57	105	2,56
—	—	2,53	(210), (124)	2,52
—	—	2,498	(132)	2,490
2,490	6	2,490	202	2,479
2,379	7	2,379	212	2,357
—	—	2,353	(016)	2,334
2,262	1	2,262	221	2,251
—	—	2,261	213	2,252
2,136	2	2,151	(026)	2,136
—	—	2,080	(223)	2,073
2,079	1	2,079	043	2,071
—	—	2,035	(017)	2,018
2,015	2	2,028	142	2,024
—	—	2,002	(126)	1,993
—	—	1,908	(117)	1,898
—	—	1,906	(036)	1,894
1,902	1	1,900	027	1,886
1,859	1	1,856	233	1,850
—	—	1,790	(018)	1,776
1,786	1	1,784	052	1,778

2. táblázat folytatása

Hydroamezít			Indexek	Hydroanti- gorit
d _{hkl} (mért)	I	d _{hkl} (számított)		d _{hkl} (számított)
—	—	1,738	(150)	1,731
1,732	1	1,732	240	1,724
—	—	1,726	(151)	1,722
—	—	1,724	(310)	1,712
1,679	1	1,678	226	1,672
—	—	1,672	(046)	1,662
—	—	1,598	(019)	1,585
1,590	0,5	1,592	304	1,586
1,534	9	{ 1,536	{ 119 }	1,527
—	—	{ 1,533	{ 060 }	1,529
—	—	1,530	(029)	1,518
—	—	1,500	(062)	1,496
1,497	5	1,497	245	1,492
—	—	1,496	(155), (315)	1,492
—	—	1,418	(156,) (316)	1,412
1,412	2	1,413	064, 1.0.10, 334	1,409
1,327	1	1,327	0.0 11	1,316
—	—	1,326	(049)	1,317
—	—	1,325	(260)	1,320
—	—	1,309	(344), (071)	1,304
1,305	1	1,305	262	1,301
—	—	1,303	(410)	1,294
—	—	1,292	(1.0.11)	1,284
—	—	1,290	(149)	1,283
1,288	1	1,287	256	1,283
—	—	1,286	(2.0 10)	1,280
—	—	1,284	(1.3.10),	1,276

gonális elemi cellára számítanánk, akkor a rácsállandók $a_0 = b_0 \sqrt{3} = 5,31$; $b_0 = 9,20$ és $c_0 = 14,60$ lennének. Azonban ennek említett adataink ellentmondanak.

Monoklin cellára számított rácsállandóink:

$$a_0 = 5,27; b_0 = 9,20; c_0 = 14,60; \beta = 90^\circ 59'.$$

A rácsállandók mindkét esetben a dunabogdányi hidroantigorit, valamint a BRINDLEY, G. W. és VON KNORRING, O. (9) által „orthoantigorit” néven leírt szerpentinásvány rácsállandóihoz állnak közel. Az izomorfia tehát a rácsállandók alapján is szembetűnő. A rácsállandók azonban legközelebb állnak a csupán röntgenkép alapján lizarditnak elnevezett szerpentinásványéhoz (15).

Összehasonlítás céljából táblázatban közöljük MIDGLEY szerpentinásványának (11), az „orthoantigorit” (9), a dunabogdányi hidroantigorit (13), a halápi hidroamezit ortohexagonális és monoklin elemi cellára számított rácsállandóit, az amezit rácsállandóit (14, 12), valamint a lizardit néven leírt szerpentinásvány rácsállandóit (15).

	a_0	b_0	c_0	β
MIDGLEY szerpentinásványa (11)	5,29	9,18	15,02	91°24'
„Orthoantigorit”, Unst (9)	5,32	9,219	14,53	—
Hidroantigorit, Dunabogdány (13)	5,23	9,17	14,48	91°27'
Hidroamezit, Haláp h. { orthohexagonális { monoklin	5,31	9,20	14,60	—
	5,27	9,20	14,60	90°59'
Amezit (14 és 12)	5,31	9,19	14,01	—
Lizardit (15), rombos?	5,31	9,20	14,62	90°

Fenti adatok alapján lehetséges, hogy a lizardit szintén egy hidroamezit, sajnos határozott véleményt mondani nem lehet, mert a lizardit pontos elemzési, optikai és DTA-adatai hiányoznak.

A fajsúly, a rácsállandók és molekulaszámadataiból számítottuk az elemi cellában foglalt molekulák (szerkezeti egységek) számát (Z). Molekulaszám a szerkezeti képlet alapján: $M = 536$, cellatérfogot $V = 708$, fajsúly $F_s = 2,35$.

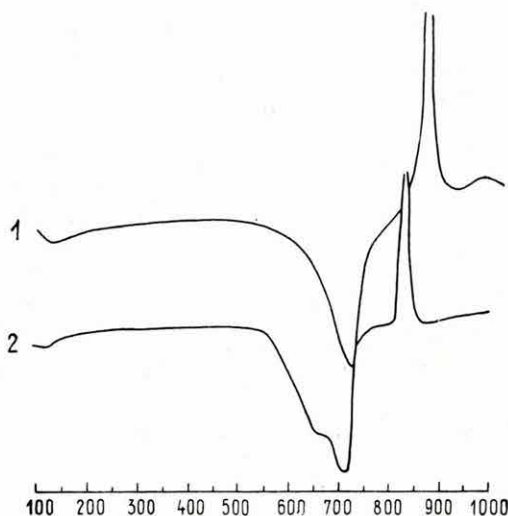
Ismert összefüggés alapján: $Z = 1,87 \sim 2$. A csekély eltérést a kísérő ásványok jelenléte okozza.

Az ismertetett adatokkal a halápi ásvány szerkezetének minden adatát közöltük. Szerkezeti képletének megállapítása a dunabogdányi hidroantigorittal kapcsolatban ismertetett (13) szerkezeti összefüggések alapján történt.

A halápi hidroamezit differenciális termikus vizsgálatát KOBLENCZ V. készítette el (2. ábra). DTA-diagramjának jellemzője a 100° körüli kis endoterm-csúcs (tapadó víz) után 700° körül fellépő endoterm, majd közvetlen ezután 850° körül jelentkező nagy és meredeken emelkedő exoterm-csúcs. E DTA-görbe nagy és meredeken emelkedő (20 cm-es) exoterm-csúcsával leginkább MIDGLEY szerpentinásványának (lizardit?) DTA-görbéjéhez hasonlít (11) (Kennack Cove, Lizard, Cornwall). A koordinációs víz elvesztése után fellépő exoterm-csúcs a szerkezet nagyfokú átrendeződését jelzi.

Néhány szót kell még szólnunk a halápi hidroamezit keletkezéséről. Kétségtelenül hidrotermális eredetű. A nagy Al-tartalom azonban arra

utal, hogy keletkezéséhez nemcsak a bazalt olivinjére, hanem valamely, a bazalt által felvett nagy Al-tartalmú ásványra, illetve vízgőzhatásra is szükség volt. Mint ismeretes, a Haláp környékén bauxittelepek vannak.

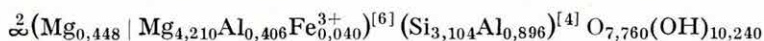


2. ábra. 1. Hidroamezit — Haláp
2. Szerpentine — Kennack, Cove, Lizard, Cornwall (MIDGLEY)
- Fig. 2. 1. Hydroamesite — Haláp
2. Serpentine — Kennack, Cove, Lizard, Cornwall (MIDGLEY)
- Рис. 2. 1. Гидроамезит — Халап
2. Серпентин — Кеннэк, Ков, Лизард, Корнуолл (МИДГЛЕЙ)

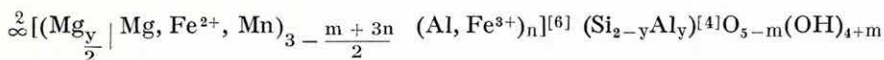
Az olivin és az agyagásvány forróvizes megbontásából keletkezett szilikátásvány előbb gélneműen vált ki s a bazalt lehülésekor vett fel kriptokristályos, illetve mikrokristályos szerkezetet. Az agyagásvány természetesen karbonátokat is tartalmazott, melyek a gélben előbb kristályosodtak, mint a hidroamezit.

Összefoglalás

A Veszprém megyei Haláphegy bazaltjában fehér, zománcatlan porcelánra emlékeztető zárványok (üregkitöltések) fordulnak elő. E fehér ásvány kémiai, optikai, röntgenográfiai és differenciális termikus vizsgálat alapján új ásványnak, hidroamezitnek bizonyult, melynek speciális szerkezeti képlete:



Szerkezetének tisztázása a dunabogdányi hidroantigorittal kapcsolatban ismertetett (13) szerkezeti szabályok alapján sikerült. A hidroamezitek általános szerkezeti képletét a következőképp írhatjuk fel:



A képletben $m = HO$ -többslet, $n =$ az oktaéderes kötelékben szereplő 3 vegyértékű fémek ionszámának összege, $y =$ a tetraéderes koordinációban Si-ot helyettesítő Al-ionok száma.

Rácsállandók: $a_0 = 5,27$, $b_0 = 9,20$, $c_0 = 14,60$, $\beta = 90^\circ 59'$. Közepes törésmutató $n \sim 1,560$; kettőtörés: $\gamma - \alpha \sim 0,001$; keménység: $K = 2,5 - 3$; fajsúly: $F_s = 2,35$; $Z = 2$. Valószínű tércsoport: $C_{2h}^1 - P2/m$. A vizsgálat adataiból megállapítható, hogy a hidroamezit izomorf a hidroantigorittal.

IRODALOM

1. MAURITZ B.: A dunántúli bazaltok kőzetkémiai viszonyai. — Földt. Közl. **78.** pp. 134–169. 1948.
2. MAURITZ B.: A halápi és gulácsi bazalt hólyagüregeiben keletkezett ásványok. — Mat. Term. Tud. Ért. **55.** pp. 923–937. 1937.
- MAURITZ, B., Die Mineralien in den Hohlräumen der Basalte von Haláp und Gulács im Plattenseegebiet (Ungarn). — Min. u. Petr. Mitteil. **50.** pp. 93–106. 1938.
3. MAURITZ, B.: Recent observations dealing with the zeolite minerals of the basalt rocks in the highlands of lake Balaton. — Acta Min. Petr. Univ. Szegediensis. **8.** pp. 37–40. 1955.
4. SZÁDECZKY-KARDOSS E.—ERDÉLYI J.: A balatonvidéki bazaltok zeolitjainak képződéséről. — Földt. Közl. **87.** pp. 302–308. 1957.
5. STRUNZ, H.: Mineralogische Tabellen. — 3. Aufl. 1957. Übersichtstafel I. p. 326.
6. GRUNER, J. W.: The Kaolinite structure of amesite, and additional data on the Chlorites. — Am. Min. **29.** pp. 422–430. 1944.
7. KOHLHAAS, R.—OTTO, H.: Röntgenstrukturanalyse von Kristallen. — Berlin, 1955. p. 67.
Lásd.: LONSDALE, K.: Acta Cryst. **3.** p. 400. 1950.
8. BRINDLEY, G. W.: X-ray identification and crystal structures of clay minerals. — London, 1951. p. 312. Table XIII. 7. és Table IV. 1. p. 124.
9. BRINDLEY, G. W. — VON KNORRING, O.: A new variety of antigorite (orthoantigorite) from Unst, Shetland Islands. — Am. Min. **39.** pp. 794–804. 1954.
10. BRINDLEY, G. W.: X-ray identification and crystal structures of clay minerals. — London, 1951. pp. 72–73. Gruner nyomán 1937. Table II. 5–6.
11. MIDGLEY, H. G.: A serpentine Mineral from Kennack Cove, Lizard, Cornwall. — Min. Mag. **29.** pp. 526–530. 1951.
12. BRINDLEY, G. W.—OUGHTON, B. M.—JUELLE, R. F.: Acta Cryst. **4.** p. 552. 1951.
13. ERDÉLYI J.—KOBLENCZ V.—N. VARGA S.: A hidrocsillámok új szerkezeti szabályai. Hidroantigorit, új szerpentinásvány és metakolloid brucit a dunabogdányi Csódi-hegyről. — Földt. Int. Évi Jel. 1957–58 évről. 1961.
14. STRUNZ, H.: Mineralogische Tabellen. — 3. Aufl. 1957. p. 323.
15. WHITTAKER, E. J. W.—ZUSSMAN, J.: The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. — Min. Mag. **31.** pp. 107–126. 1956.

Ref.: HINTZE, C.: Handbuch der Mineralogie. Ergänzungsband. II. Lieferung. 9. pp. 684–685. 1959.

HYDROAMESIT, EIN NEUES MINERAL AUS DEN
HOHLRÄUMEN DES BASALTES VON DEM HALÁP-BERGE
AM PLATTENSEEGEBIET (KOMITAT VESZPRÉM)

J. ERDÉLYI — V. KOBLENCZ — S. NEMES—VARGA

In dem Basalt des Haláp-Berges am Plattenseegebiet kommen weisse, an emailloses Porzellan erinnernde Einschlüsse (Hohlraumausfüllungen) vor. Dieses weisse, derbe Mineral hat sich auf Grund einer chemischen, optischen, röntgenographischen und differential-thermoanalytischen Untersuchung für ein neues Mineral, Hydroamesit erwiesen. Die Abhandlung erschien in deutscher Sprache: Acta Geologica, 1959. Tom. VI. Fasc. 1—2. pp. 95—106.

ГИДРОАМЕЗИТ — НОВЫЙ МИНЕРАЛ ИЗ ПОЛОСТЕЙ БАЗАЛЬТА
ГОРЫ ХАЛАП В РАЙОНЕ БАЛАТОНА (КОМИТАТ ВЕСПРЕМ)

Й. ЭРДЕЛИ — В. КОБЛЕНЦ — Ш. НЕМЕС—ВАРГА

В базальте горы Халап, расположенного в районе Балатона, встречаются белые включения, напоминающие фарфор без эмали. Этот, на вид аморфный плотный минерал, на основании химического, оптического, рентгенографического и дифференциально-термического анализов, оказался новым минералом — гидроамезитом. Посвященная этой теме научная статья опубликована на немецком языке в Acta Geologica, 1959. Tom. VI. Fasc. 1—2. pp. 95—106.

RUDABÁNYAI KARBONÁTOS KÉPZŐDMÉNYEK KÖZETSZERKEZETI VIZSGÁLATA

Írta: VARGÁNÉ MÁTHÉ KLÁRA

A rudabányai kőzetmintákon végzett vizsgálatokból kiderült, hogy a szideritek hasadási lapjai alapján ugyanúgy kimutatható az anizotropia, mint SANDER (3), KNOPF (1) és munkatársai által vizsgált mészkő, kalcit siklatási síkjain. Tehát a vizsgált minták a tektonitok közé sorolhatók és érdemesnek mutatkoztak további vizsgálatokra. A kérdés az volt, hogy a különböző helyekről vett mintákon azonos, vagy eltérő orientáció figyelhető-e meg? A másik feladat annak eldöntése volt, hogy a dolomit és sziderit irányítottsága között adódik-e különbség, vagyis a metasomatózis során lemintázódott-e a dolomit szerkezeti múltja vagy új szerkezet alakult ki, melyen csak a metasomatózis utáni igénybevételek hagytak nyomot.

A SANDER és munkatársai által vizsgált mészköveken részben kísérleti úton, részben közetszerkezeti elemzések alapján nyilvánvalóvá vált, hogy a tektonitokban a csúszási sík iránya az *ab* síkkal párhuzamosan helyezkedik el

Sziderit- és dolomitmintákon, mint már említettem, csak a hasadási lapok jelentkeznek, így a mérések csak ezekre szorítkozhattak. A mérés menete a következő volt:

A *Fedorov-asztallal* végzett szövedékszerkezeti vizsgálatoknál, mint ismeretes, a következő 5 tengelyt szerepeltetjük: A_1 tengely körül az asztal legbelső, fokbeosztással ellátott gyűrűje forog, mely egy üveglapot foglal magába, amelyre a vizsgálandó csiszolatot helyezzük. A_2 és A_4 tengely vízszintesen fekszik, az A_2 tengely, ha az asztalt a mikroszkópra szereltük, É—D-i irányban, az A_4 tengely KNy-i irányban. Az A_2 tengely körül jobbra-balra való billentéskor az A_1 tengely is elhajlik függőleges helyzetétől. Az A_4 tengely körüli forgatás viszont kimozdítja az A_1 , A_2 tengelyeket eredeti helyzetükből az A_3 függőleges helyzetű tengellyel együtt. Az A_1 tengely az A_1 tengellyel nyugalmi helyzetben egybeesik, de A_3 körüli forgatáskor az A_1 és A_2 tengelyek egyszerre mozdíthatók el. Az A_5 tengely a mikroszkóp tubusával párhuzamos tengely, nyugalmi helyzetben A_1 és A_3 tengellyel párhuzamos

A hasadási lapok mérésénél csak két tengely körüli forgatásra van szükségünk, mégpedig a mi esetünkben az A_2 tengelyre és a csiszolat vízszintes irányban való forgatásához az A_1 tengelyre.

A földrajzi koordinátákkal megjelölt kőzetmintákból készített vékonycsiszolatokat irányítottan vágtuk ki, s az irányt a tárgylemez hosszanti irányával párhuzamosan nyíllal jelöltük meg. Ez a nyíl a Fedorov-asztalra helyezéskor az A_1 tengely körének nullpontjára mutat. A diagramon szereplő nyíl szintén ugyanezt az irányt jelzi. A kőzetminta valamennyi adatát gondosan fel kell jegyezni, így a később fellépő hibák azonnal felismerhetők. Pl. a dolomitmintán végigfutó kalcitér a kőzeten a megjelölt iránytól 18° -kal tért el, ugyanakkor a vékonycsiszolaton a tárgylemezre ragasztáskor elmozdult és párhuzamos helyzetbe került a lemez hosszabbik oldalával. Ezt a diagramon 18° -os visszaforgatással helyesbíteni kellett.

Az egyik mintán határozott s sík ismerhető fel. Az előírások alapján az erre a síkra merőleges metszetet vizsgáltuk és az eredeti helyzetbe visszaforgatva hasonlítottuk össze a többi diagrammal.

A csiszolat felszerelésénél figyelemmel kell lennünk a vizsgálandó ásványok törésmutatójára. A sziderit ω -jának megfelelően a legnagyobb törésmutatójú ($n = 1,648$) gömbszegmenteket választottuk ki.

A Fedorov-asztal gondos centrálása után a csiszolatot a kívánt irányba helyezve kezdtük meg a mérést. A sziderit hasadási lemezeit az A_1 tengely körüli forgatással az alsó nikol rezgési irányával párhuzamos helyzetbe hoztuk. Három hasadási sík irányát nem mérhettük, mivel az optikai tengelyre pontosan merőleges helyzet igen ritka. Két hasadási sík már gyakrabban jelentkezik. Kezdetben mindkettőt bemértük, később azonban csak az egyiket, ügyelve arra, hogy mindig ugyanazt a síkot mérjük be, ami a karbonátok pszeudopleokroizmusa következtében tisztán kivehető. Előfordult az is, hogy csak egyetlen hasadási sík volt világosan mérhető.

A sík párhuzamosítása után az A_2 tengely körül billentjük a csiszolatot két irányban, ekkor a hasadási sík nyoma szélesebbé, keskenyebbé fog válni. Ezt addig folytatjuk, míg a legélesebb vonalat kapjuk. Ebben a helyzetben a hasadási sík az \acute{E} — D -i irányban áll (\acute{E} — D -i irány itt csak a Fedorov-asztalra vonatkozik) függőleges helyzetben. Az A_1 körén és az A_2 WRIGHT-féle kengyelén leolvastuk az értékeket. Megfelelő számú adat összegyűjtése után a kőzet szerkezeti képét következőképpen ábrázoltuk.

SCHMIDT-féle egyenlőterületű, az A_1 tengely körével azonos beosztású hálózaton a már említett nyíllal megjelölt átlátszó papírt addig forgatjuk, míg az eredetileg nullponton levő nyíl a hálózat peremén jelzi azt a fokot, amit az A_1 tengelyhez tartozó körön olvastunk le, majd a hálózat K — Ny -i tengelyén a perem szélétől az A_2 tengely forgatásakor kapott értéket olvassuk le, és ide jelöljük a hasadási lemez pólusát. Az adatok

ábrázolása után a pontokkal ellátott átlátszó papírlapot hálózatos milliméter-papírlapra helyezük és a 20 cm átmérőjű Schmidt-hálónak megfelelően 2 cm-es átmérőjű számológörte alkalmazunk. Így elegendő adat alapján azonnal leolvashatjuk százalékokban a pontsűrűséget. A hálózatos mm-papír metszéspontjára helyezett számológörben szereplő pontok számát a számológör közepére jelöltük és így az egész körte végig-számoltuk.

A számokkal teleírt átlátszó papíron a legnagyobb számok köré húztuk a maximum vonalát, s e köré a csökkenő számok sorrendjében a megfelelő határoló vonalakat. Ha véletlenül egyik-másik helyen hiányos a számsor, úgy interpolálás útján szerkesztettünk megfelelő vonalat. Két vonal közti terület *egységterületet* jelöl, amelyre a hasadási síkok pólusainak azonos százaléka esik. Az elkészült diagramon feltüntettük a kőzetmintán szereplő irányt és ezt elforgattuk az eredetileg mért irányban.

Így a 75°-os irányba forgatott „XIV. ereszke 119. ponttól 195 felé” jelzésű mintán mért sziderit hasadási síkjainak diagramja a következő (1. ábra):

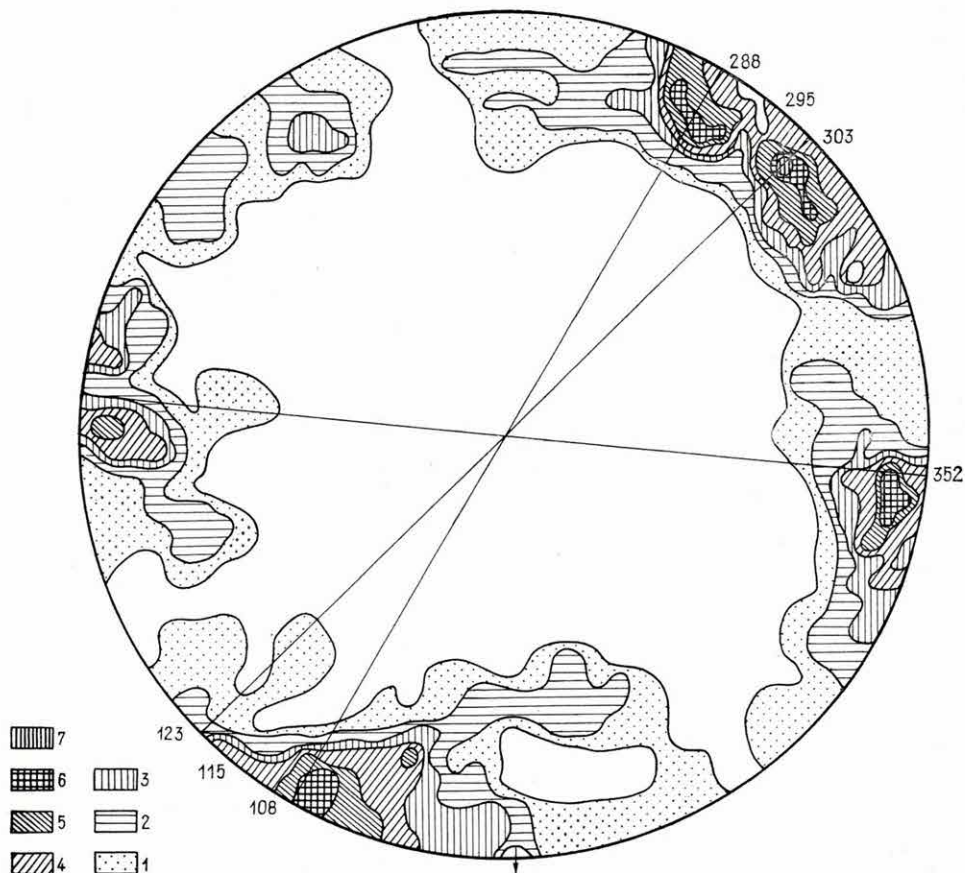
A diagram övdiagram, melyen jelentkezik egy erősebb maximum 123—303° irányban és ezt kisebb százalékos értékű vonalak kötik össze egy 108—288°-os maximummal. Ez a kis ingadozás több mintán mutatkozik. Feltehető, hogy a maximum széthúzódásáról van csupán szó. A két irány középértékét vettük a főmaximum irányának és ezt 115—295°-os iránnyal jelöltük. Ettől az iránytól 56°-ra egy mellékmaximum jelentkezik, melynek iránya 171—351°. Ennek értékelésére később visszatérünk.

Hasonló irányú főmaximumot ismerünk fel a deákányai dolomitminta hasadási síkja pólusainak diagramján (2. ábra). Meg kell jegyeznünk, hogy az előzőekben leírt csiszolat felragasztásakor történt elmozdítás miatt itt a diagramot nem az eredetileg mért 32°-os irányba fordítottuk el, hanem az eredeti iránytól való 18°-os eltéréssel 50°-ra.

E diagramon is egy 128—308° irányú erős maximum lép fel, mely 95—275° felé széthúzódik, illetve itt is egy kisebb maximummal köthetjük össze. Ez azonban jóval gyengébb az előbbinél. A főmaximumtól 67°-ra itt is egy mellékmaximumot találunk.

Ez magyarázható volna egy, a főmaximum mellett szereplő gyengébb irányító mozgás hatásával, vagy pedig egy régebbi és elnyomott szövet-szerkezettel. Azonban itt ismét vissza kell térnem a hasadási síkok bemérésénél adódó már említett hibákra. Előfordult, hogy csak egy hasadási sík látszott a csiszolaton, így ezt voltunk kénytelenek mérni s a hasadási síkok pólusai 60°-ra álltak egymástól. Ez esetben a 60° körüli eltérések a másik hasadási síkra vonatkozó méréseket jelezhetik, ami a szövet anizotrópiáját, illetve a mozgás irányítottságát csak alátámasztja. Mivel nem pontosan 60°-os a maximumok eltérése, ezért

tételeztem fel azt is, hogy csak széthúzódást jelent a főmaximumok melletti gyengébb maximum, amelyet a gyengébb százalékos térfelületi vonalak össze is kötöttek. A Barbara tölcser jelzésű mintán (3. ábra)



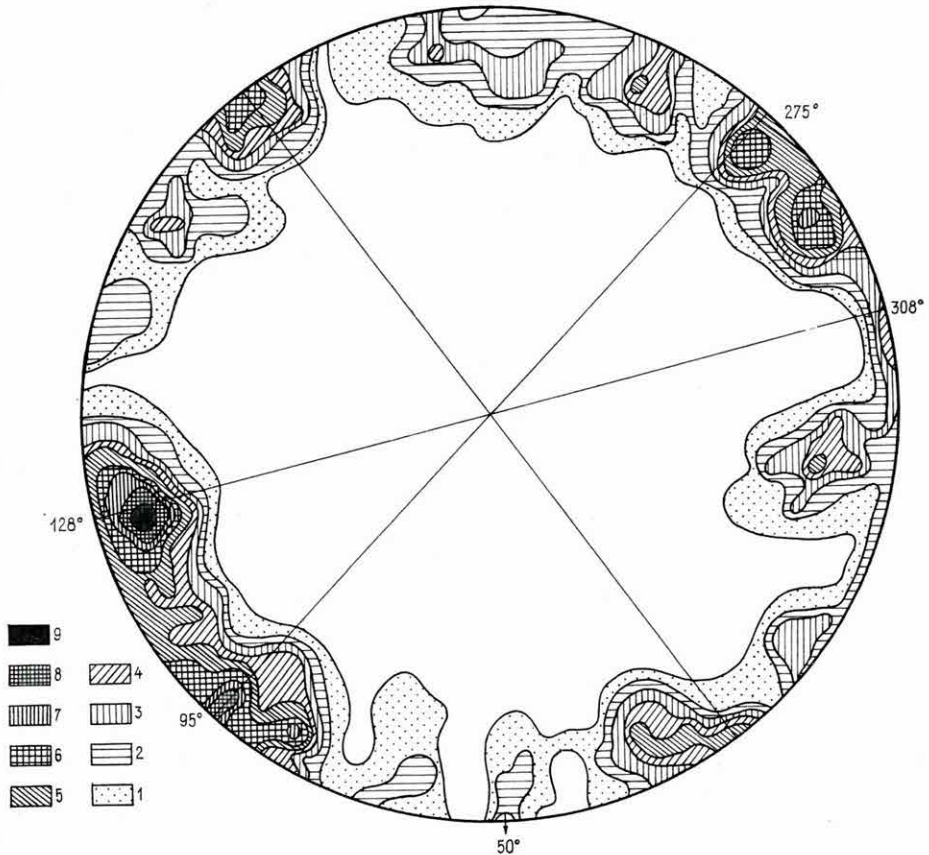
1. ábra. XIV. ereszke (119. ponttól 195. pont felé) szideritje. Dőlésirány 75°
(A jelkulcsban megadott számok az 1, 5. és 6. ábrán %-ban értendők)

Fig. 1. Descenderie XIV (du point 119 vers le point 195), sidérite. Inclinaison 75° .
(Les chiffres figurant dans les légendes des fig. 1, 5, 6 signifient des pourcents)

Рис. 1. Сидерит уклона XIV. (от точки 119 к точке 195). Направление падения 75°
(Цифры, фигурирующие в легенде представляют на рисунках № 1, 5 и 6 проценты)

is jelentkezik ez a mellékmaximum a főmaximumtól ugyan 90° -ra, de ha a maximumok szélét tekintjük, úgy az eltérés 70° -ra csökken. Ennél a mintánál jelentkezett a makroszkóposan jól megfigyelhető SANDER-féle s felület, tehát a mintából erre a felületre merőleges csiszolatot vettük

vizsgálatai alapul és mivel egynemű kőzetmintáról volt szó, könnyen visszaforgathattuk az eredetileg megjelölt irányba, hogy az összehasonlítást a többi mintával megkönnyítsük (4. ábra).



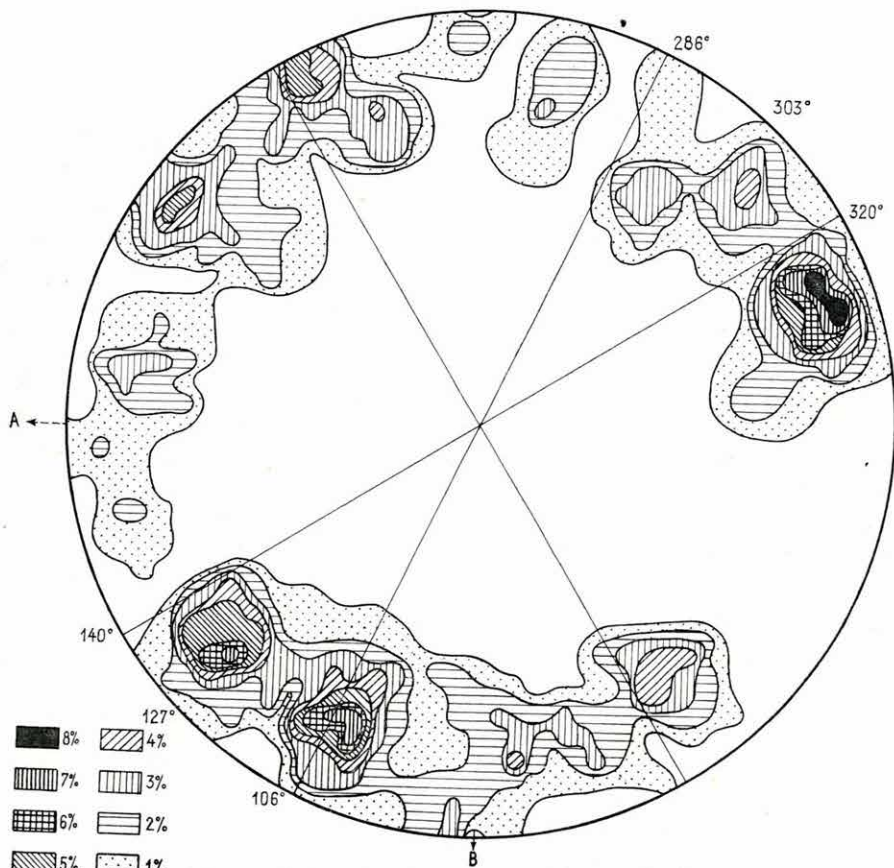
2. ábra. Deákbanyai dolomit. (Dőlésirány $32^\circ + 18^\circ$ korrekció)

Fig. 2. Dolomie, Deákbanya. (Inclinaison $32^\circ +$ correction de 18°)

Рис. 2. Доломит месторождения Деакбанья. (Направление падения $32^\circ + 18^\circ$ поправки)

Tehát a diagramot az *ac* síkból az *ab* síkba és a terepen bejelölt irányba a következőképpen forgattuk vissza. A 4. ábrán látható 1. számú diagramot 90° -os forgatással az *ab* síkba fordítottuk el (2. sz.), majd negyed fordulóval a kőzetmintán bejelölt irányba (3. sz.). Az eredeti mintán tehát a nyíl irányát 90° -kal elfordítva s a tengelyeket hozzáforgatva, a *c* szövettengely kerül a középpontba. A diagram tehát a helyes irányba forgatva a következő: 320 — 140° -os irányban van a főmaximum. A maximum ugyan eredetileg 130° , ill. 340° , de 10° -os eltérés megengedett.

340° és 130° közelebb is áll a többi minta főmaximumaihoz, de a szerkesztés egyszerűbbé tétele miatt (a középponttal való összekötés) 140°-os irányt választottunk. Ez a főmaximum az előzőkhöz hasonlóan szintén szét-



3. ábra. Barbara-tölcsér. Dőlésirány 170°, *b*-metszet. *A* = eredeti irány mutatója elforgatás után, *B* = *b*-metszethez tartozó mutató

Fig. 3. Entonnoir Barbara. Inclinaison 170°, section *b*. *A* = indice de la direction initiale, après détournement, *B* = indice appartenant à la section *b*

Рис. 3. Воронка „Барбара”. Направление падения 170°, профиль „*b*”. *A* = показатель первоначального направления после поворачивания, *B* = показатель к профилю „*b*”

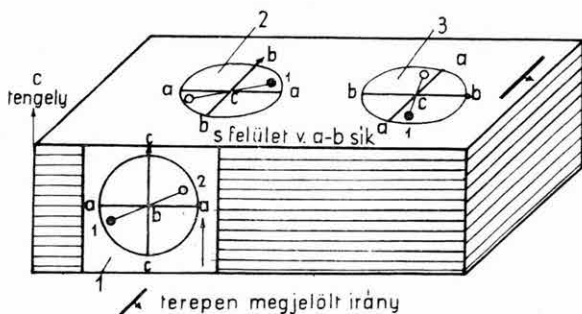
húzódik 106—286° felé. A mellékmaximumról már az előző diagram tárgyalásánál volt szó.

Tehát ezeknél a diagramoknál adódik egy széthúzódó, de nagyjából megegyező irányú főmaximum, mind a szideritek hasadási sík pólusain, mind a dolomitmintán.

Hasonló maximum, de más irányban jelentkezik az „Altáró XIII. ereszkéhez vezető vágat 1349. pontnál” (5. ábra) jelzésű, a pátvasérc-test szegélyéből begyűjtött mintán.

Itt egy, az előzőkhöz hasonló erős maximum jelentkezik 227—47°-os irányban s ez 30—210° felé kissé széthúzódik. A mellékmaximum ezektől 41—58°-ra tér el és 268—88°-os irányban jelentkezik.

Érdekes, hogy ez a diagram mintegy tükörképe a többi diagramnak, ahol a szimmetriasík az É—D-i irány. Vagyis a maximumok ugyanúgy jelentkezik mindegyik mintán, csak ezen az utolsó diagramon a főmaximum az előző minták főmaximumaitól 76°, 81°, 93° és 78°, 65°, 93°-os szöggel eltér.



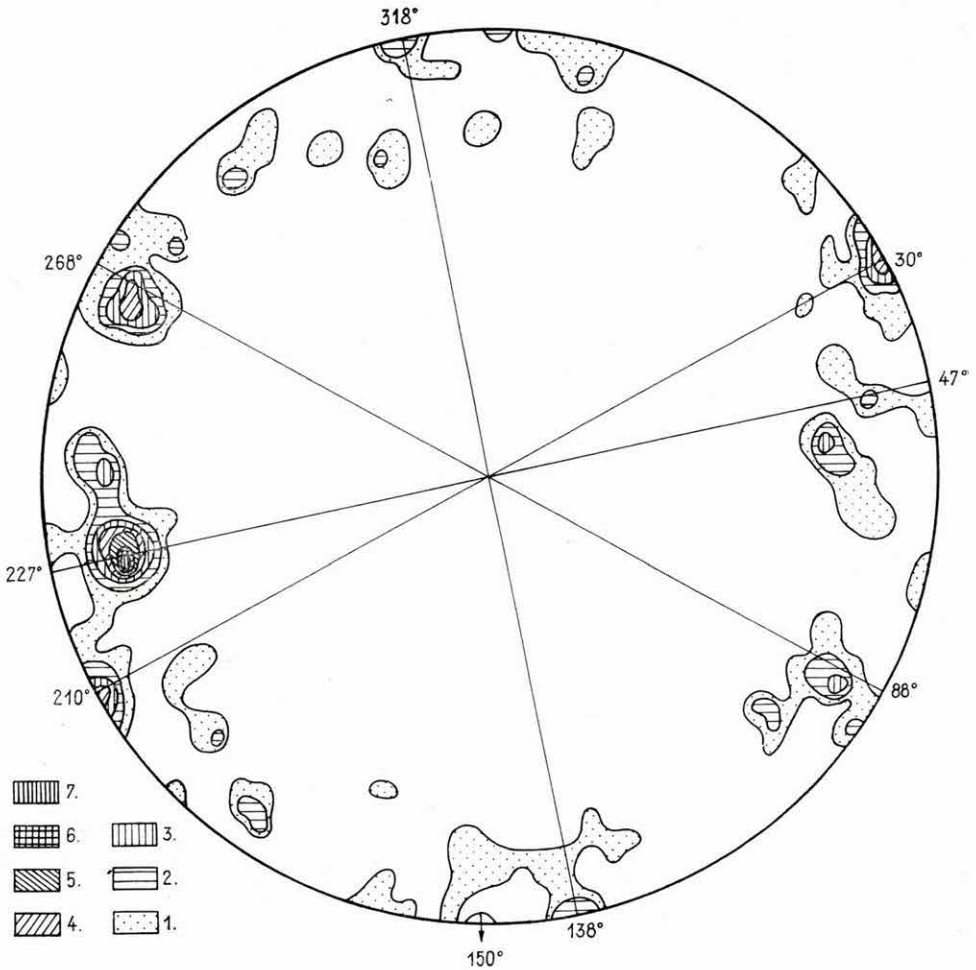
4. ábra. — Fig. 4. — Puc. 4.

A pátszegélyből vett minta eltérő orientációja további értelmezésre szorult, ezért két további más irányban dőlő pátszegély szideritjét is begyűjtöttük vizsgálatra. Ezek egyike (X É-i szállítóvágat) durva szemcséje miatt statisztikus kimérésre nem volt alkalmas, csak a másik lelőhely egyenletesen aprószemcsés „rombuszpát”-ját tudtuk mérni.

A X. D-i harántvágattal feltárt sziderittest szegélyéből vett minta bemérése az „Altáró XIII. ereszkéhez vezető vágat 1349. pontnál” jelzésű mintával (6. ábra) megegyező főmaximum irányt mutatott annak ellenére, hogy az előzőnek 268°, utóbbinak 150° volt a dőlésiránya. Az „Altáró XIII. ereszke” jelzésű minta 227—47°-os irányú főmaximumhoz képest a X. D-i harántvágatból vett minta főmaximuma 225—45° irányú. Ettől szinte szabályosan 61°-ra jelentkezik a mellékmaximum, csak az összehasonlító mintával ellenkező irányban. Ez is bizonyítja a mérhető két hasadási sík nagyfokú szerepét, mert addig, míg a széthúzódó főmaximumoktól nem pontosan 60°-ra jelenik meg a mellékmaximum, éppen a főmaximumok széthúzódása következtében, itt a határozott főmaximumtól 61°-ra jelenik meg a másik bemért hasadási sík. Tehát ennek figyelembevétele csak erősíti a főmaximum kiugró értékét.

A vizsgálatok eredményeiből a következő földtani tanulságokat vonhatjuk le.

1. A dolomit és sziderit szerkezeti irányítottsága a hasadási síkok pólusdiagramjaiban azonos mintázattal (fabric) és azonos irányítottsággal jelentkezik. Mind a dolomiton, mind a szideriten felismerhetők az

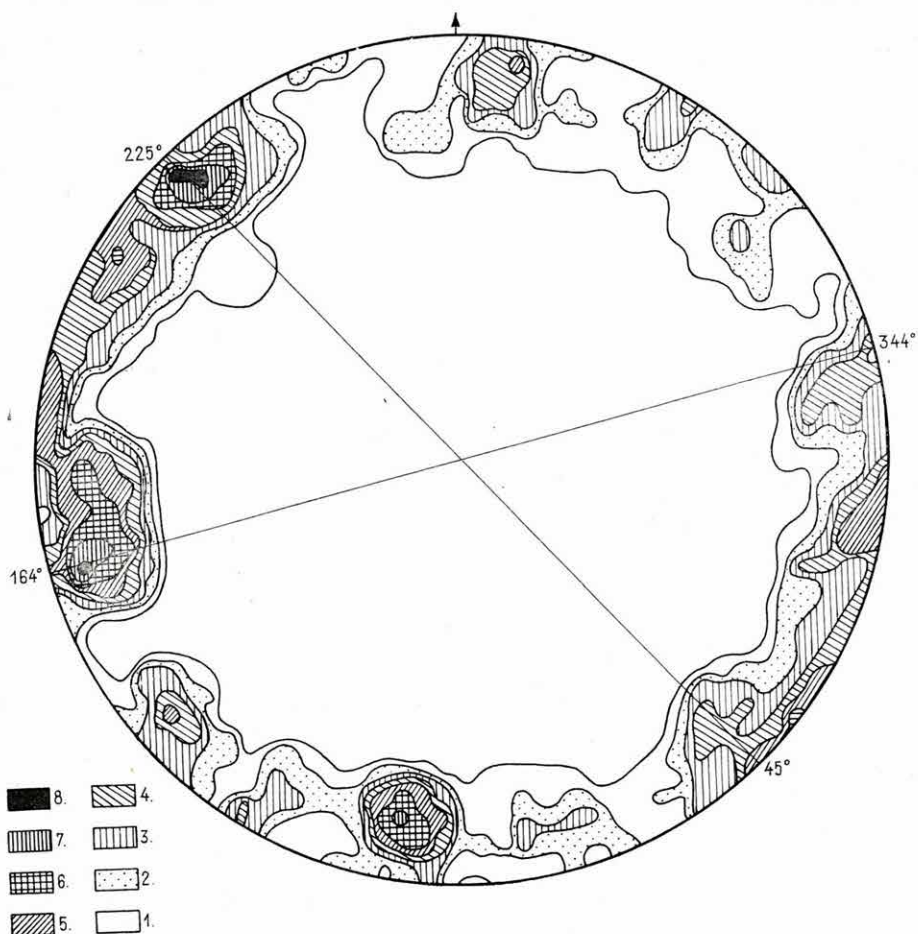


5. ábra. Altáró XIII. ereszkéhez vezető vágat 1349. pontnál. Dőlésirány 150°
 Fig. 5. Passage menant à la descenderie XIII. de la galerie près du point 1349.
 Inclinaison 150°

Рис. 5. У точки 1349. выработки, идущей к уклону XIII. наследственной штолни. Направление падения 150°

érces terület szerkezeti fejlődésének nyomai és azok jól egyeznek a külszíni és földalatti bányászatban észlelt szerkezeti irányok elemzéséből megállapítható fejlődésmenttel.

A metasomatózis lefolyása és mechanizmusa szempontjából ez azért figyelemre méltó, mert a dolomit és sziderit szemcsemérete között lényeges nagyságbeli különbség van. Tehát annak ellenére, hogy a szide-



6. ábra. X. D-i harántvágat. Dőlésirány 268°

Fig. 6. Galerie transversale X. du S. Inclinaison 268°

Рис. 6. X. Ю-ный поперечный штрек. Направление падения 268°

rit-, ill. ankeritkristályok rácsába a dolomit kationjainak (Mg, Ca) jelentős része is beépült, nem gondolhatunk arra, hogy a metasomatózis a kristályszemcsék zavartalan átépítődése, vagyis egyszerűen átalakok képződése útján ment volna végbe. Egyébként a rudabányai bányászat területéről megvizsgált dolomitminták már eleve nem eredeti szemcse-

elrendeződést mutatnak, hanem bennük — talán a metasomatózissal egyidejűleg — a sziderittekkel azonos szerkezeti adottságok között mélyreható átkristályosodás ment végbe, mely a szideriténél finomabb szemű, de azonos irányítottságú közetszerkezetet hozott létre.

A kérdést jobban megvilágítaná, ha a szerkezeti közettani vizsgálatot a Rudabányai-hegység szerkezetileg nyugodtabb szakaszáról gyűjtött dolomitokra is kiterjesztenénk. Ezek szabad szemmel is megállapítható finomabb szemcsézete talán még üledékes szerkezetet őriz, s így módot nyújtana arra, hogy a dolomit metasomatózis, illetve átkristályosodás előtti szerkezeti múltjáról tájékozódasson.

2. A megvizsgált szideritminták közül kettő (XIV. ereszke és Barbara tölcser) pátvasércetek belsejéből való, az „Altáró XIII. ereszkébe vezető vágat” és a „X. D-i harántvágat” megjelölésű viszont a pátvasérc test szegélyéből. A pátvasérc test baritos sávok szegélyképződményének PANTÓ G. a rudabányai érc képződés tárgyalásánál különös jelentőséget tulajdonított. Ezek képződését a dolomittek márgaérintkezésén fellépő torlódással a metasomatózis különleges termékeként meggyarázta.

A közetszerkezeti vizsgálatok meglepő eredménye, hogy a szegély a sziderittek irányítottságától 90° -kal eltér, de mintázata azonos szerkezetet mutat. Feltehető, hogy a szegély eltérő szerkezete esetleg az érc test főtömegével nem egyidejű képződéséből adódik, de lehetséges az is, hogy a szegélyen való torlódás a metasomatózis szerkezeti irányát megváltoztatta. A szegélyek „rombuszpát”-ja panidiomorf szövetével mindenestre lényegesen különbözik a dolomithelyettesítés útján képződött pátvasérc főtömegétől. Közelálló gondolat, hogy a „rombuszpát” szabad kristályosodására éppen a szegély mentén felnyílt résben, hasadékban kínálkozott lehetőség. A hasadéknak a „rombuszpát” sáv helyzetéből ítélve az enyhe dőlésű ércpikkely lapjával, vagyis a pátvasérc főtömegében észlelt uralkodó szemcseorientációval egyező lefutásúnak kellett lennie. Üregkitöltések általános törvényszerűsége szerint pedig a szabadon növekedő kristályok uralkodóan a hasadék falára merőleges orientációjúak.

Az érdekes jelenség teljes értelmezéséhez több érc test részletes szelvényének (a pátszegély sávonkénti vizsgálatát is beleértve) közetszerkezeti vizsgálatára lesz szükség. Az eddigi mérésekből is kitűnik azonban a módszer használhatósága az érc képződés mechanizmusának és szerkezeti sajátosságainak tisztázásánál.

A vizsgálatokhoz szükséges mintákat a helyszínen PANTÓ G. és VARRÓK K. gyűjtötte be.

IRODALOM

1. KNOPF, E. B. and INGERSON, E.: Structural Petrology. — Geol. Soc. Am. Memoir. 6. 1930.

2. PANTÓ G.: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. — Földt. Int. Évkönyv 44. 2. 1956.
3. SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — 1, 2. Wien, 1948.

EXAMEN PÉTROFABRIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE RUDABÁNYA

Par Mme K. VARGA—MÁTHÉ

En connexion avec les examens détaillés de géologie minière de Rudabánya (2), nous avons effectué des examens pétrofabriques sur la dolomie première, le minerai à sidérite et la bordure à sidérite des corps de fer spathique. Les mesures ont été exécutées sur une *table Fedorov* à 5 cercles, leurs résultats étaient évalués sur un graticule SCHMIDT. Voici les résultats géologiques importants des examens:

1° Les diagrammes de pôle des plans de clivage des grains de dolomie et sidérite (ankérite) ont une fabrique analogue et leur orientation est aussi identique. Par conséquent, le minerai de fer à sidérite et la dolomie se sont recristallisés simultanément, et il est impossible de reconnaître la texture sédimentaire première, dans le minerai.

2° Tandis que l'orientation des cristaux de sidérite (ankérite) des corps de fer spathique est parallèle aux directions macrostructurales des écailles mineralisées l'orientation des cristaux de sidérite des bordures est perpendiculaire à cette direction, la fabrique étant identique. Cette observation indique que le mécanisme de la formation des bordures diffère de celui des corps de fer spathique, mais la solution de ce problème nécessite de nouveaux examens.

ИЗУЧЕНИЕ ТЕКСТУРЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДАБАНЫЯ

К. ВАРГА—МАТЭ

В связи с детальными горно-геологическими исследованиями, проведенными в с. Рудабанья (2), проводилось изучение текстуры исходного доломитового вещества, шпатного железняка и шпатовой каемки метасоматической железнорудной залежи. Измерения проводились на пятикружном Федоровском столике, результаты измерений были обобщены на сетке эквивалентной площади ШМИДТА. Основными геологическими результатами исследований являются следующие:

1. Полярные диаграммы плоскостей растрескивания зерен доломитов и сидеритов (бурых шпатов) имеют одинаковый рисунок и их ориентации

также совпадают. Следовательно, шпатовый железняк и доломит перекристаллизовались одновременно, и в руде не обнаруживается первоначальная осадочная структура.

2. Когда ориентация сидеритовых (анкеритовых) кристаллов тел шпатового железняка соответствует макроструктурным направлениям рудных чешуй, то сидеритовые кристаллы шпатовых каевок имеют при одинаковом рисунке перпендикулярную к ним ориентацию. Это наблюдение указывает на отличный механизм образования каевок, полное выявление которого требует дальнейших исследований.

AZ ANKERITEK TERMIKUS BOMLÁSÁNAK TANULMÁNYOZÁSA

Írta: KOBLENCZ VERA—TOLNAY VERA

A karbonátok hőbomlása még mindig nem tekinthető teljesen tisztázottnak. Az elmúlt években a dolomitok bomlásfolyamatának rendellenességeivel foglalkoztunk (1), jelen vizsgálataink során pedig az ankerit bomlásmechanizmusát tanulmányoztuk.

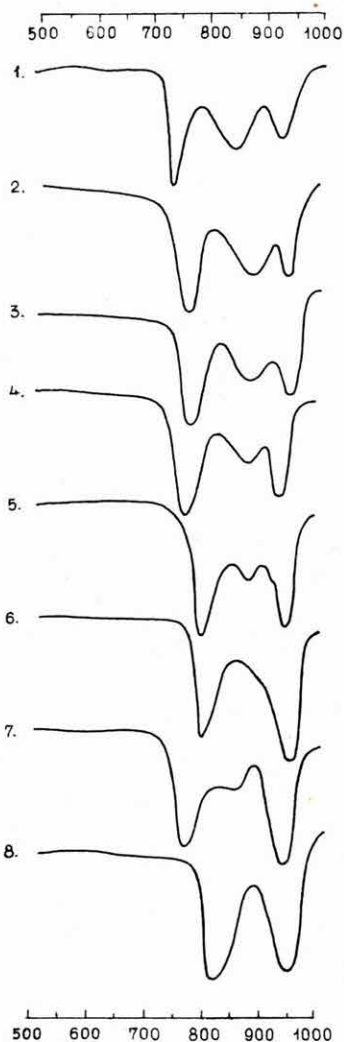
BECK (2) az ankerit termikus bomlását a következőképpen értelmezte: az ankerit DTA görbéjén három endoterm csúcs jelentkezik. Az első csúcs 725 C° körül kezdődik, maximuma 740 C°-nál van és az FeCO₃ bomlásától származik. A csúcs után közvetlenül fellépő kis exoterm hajlat a ferrovass oxidációját jelzi. Az exoterm hajlatból közvetlenül ismét endoterm csúcs alakul ki, melynek maximuma 890 C°-nál van. Ezt a csúcst az ankerit-szerkezetben levő MgCO₃ bomlásával indokolja. Közvetlenül ezután a harmadik endoterm csúcs is kialakul, ennek maximuma 960 C° körül látható és szerinte ez a csúcs az egész karbonátos ásvány szétesésétől származik.

1. táblázat

Az ankeritek vegyi összetétele

Minta- szám	CaO %	MgO %	FeO %	MnO %	CO ₂ %	M o l - a r á n y o k			
						CaO	MgO	FeO+MnO	CO ₂
1.	28,52	4,75	23,28	1,17	40,03	1,10	0,26	0,74	1,98
2.	27,74	5,82	22,93	1,53	41,68	1,01	0,29	0,71	1,95
3.	27,73	7,68	20,00	1,17	41,67	1,01	0,39	0,61	1,95
4.	27,55	9,53	18,13	1,51	42,94	1,00	0,48	0,55	1,98
5.	27,94	10,97	15,92	nyom	43,10	1,01	0,55	0,45	1,98
6.	29,10	10,16	11,15	0,81	42,69	1,24	0,66	0,34	2,32
7.	28,39	13,34	10,47	0,48	41,78	1,04	0,68	0,32	1,96
8.	28,45	16,98	3,86	0,99	43,11	1,03	0,86	0,14	2,01

Lelőhelyek: 1. Eisenerz (Stájerország), 2. Eisenerz (Stájerország), 3. Rožnáva (Rozsnyó), 4. Mlýnek (Hollópatak), 5. Felsőregmec (Zemplén), 6. Příbram, 7. Rudabánya, 8. Bakonya (Cecsek).



1. ábra. Ankeritek DTA görbéi. — 1. Eisenerz (Stájerország), 2. Eisenerz (Stájerország), 3. Rožňava (Rozsnyó), 4. Mlýnky (Hollópatak), 5. Felsőregmec (Zemplén), 6. Příbram, 7. Rudabánya, 8. Bakonya (Mecsek).

Fig. 1. Courbes d'a.t.d. des ankerites. — 1. Eisenerz (Styrie), 2. Eisenerz (Styrie), 3. Rožňava, 4. Mlýnky, 5. Felsőregmec (dép. Zemplén), 6. Příbram, 7. Rudabánya, 8. Bakonya (Montagne Mecsek)

Рис. 1. Кривые дифференциально-термического анализа анкеритов. — 1. Ейзенерц (Штирия), 2. Ейзенерц (Штирия), 3. Рожнява, 4. Мльнки, 5. Фельшерегмец (Земплен), 6. Пжибрам, 7. Рудабанья, 8. Баконья (Мечек)

KULP, KENT és KERR (3) az ankerit bomlását BECK értelmezésétől eltérően magyarázzák. Szerintük az első endoterm csúcs a magnéziumkarbonát és a magnézium helyettesítésére beépült ferrokarbonát bomlását jelzi. A bomlás kezdeti hőmérséklete a szemcseméreteken kívül elsősorban a vas-helyettesítés mértékétől függ. Ezen csúcs lezajlása után készített röntgenfelvételen dolomitvonalakat nem találtak, csak kalcit-, továbbá MgO- és maghemitvonalat. BECK értelmezése szerint itt még a dolomitrácsnak érintetlennek kellett volna lennie. KULP, KENT és KERR szerint a második endoterm csúcsnál minden valószínűség szerint $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaCO}_3$ vegyület képződése következik be. KULP és munkatársai az exoterm csúcs kialakulását általában nem észlelték (csak két, igen sok vasat tartalmazó mintánál), mert a következő csúcs

elfedi. A harmadik csúcs az említett szerzők szerint a kalcium-ionokhoz kapcsolódó CO_2 felszabadulásának következménye.

Tanulmányunkat részben hazai ankeriteken, részben a tudományos gyűjteményekből kapott ismertebb külföldi lelőhelyek ankeritmintáin végeztük. Nyolc mintát vizsgáltunk meg, ezek közül az egyik, a Mecsekhegységből származó minta, csak kezdő ankeritesedést mutató dolomitmintának tekinthető. Az 1. ábrán a minták DTA görbéit mutatjuk be, az 1. táblázat pedig ugyanezen minták vegyelemzését tünteti fel.

Az ankeriteket az 1. ábrán és az elemzési táblázatban is csökkenő vastartalom szerint állítottuk sorba. A csúcshőmérsékletek általában

2. ábra. Mesterséges karbonátkeverékek DTA görbéi (ankeritek összetételének megfelelően). — 1. Eisenerz — ankerit, 2. Eisenerz — megfelelő keverék, 3. Hollópatak — ankerit, 4. Hollópatak — megfelelő keverék, 5. Bakonya (Mecsek) — ankerit, 6. Bakonya (Mecsek) — megfelelő keverék

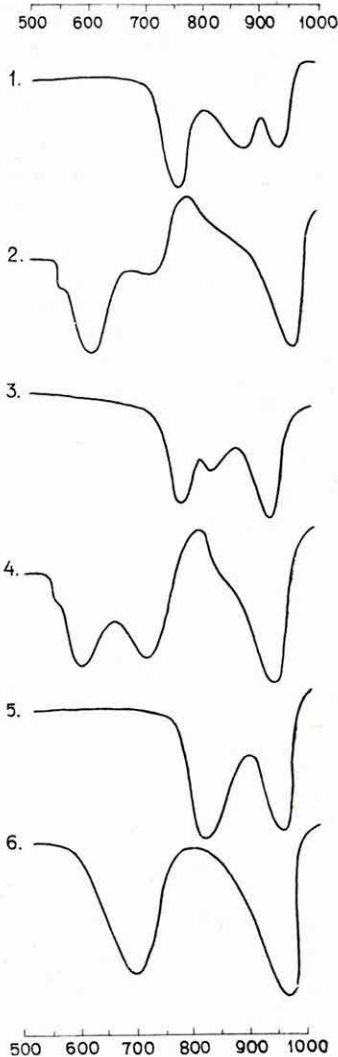
Fig. 2. Courbes d'a.t.d. des mélanges artificiels de carbonate (correspondant à la composition des ankerites). — 1. Eisenerz — ankerite, 2. Eisenerz — mélange correspondant, 3. Hollópatak — ankerite, 4. Hollópatak — mélange correspondant, 5. Bakonya (Montagne Mecsek) — ankerite, 6. Bakonya — mélange correspondant

Рис. 2. Кривые дифференциально-термического анализа искусственных карбонатных смесей (соответственно составу анкеритов) — 1. Ейзенерц — анкерит, 2. Ейзенерц — соответствующая смесь, 3. Холлопатак — анкерит, 4. Холлопатак — соответствующая смесь, 5. Баконья (Мечек) — анкерит, 6. Баконья (Мечек) — соответствующая смесь

megegyeznek az említett szerzők megfigyeléseivel. A gondosabb vizsgálat azonban a csúshőmérsékletek rendszeres eltolódásait mutatja. Így például a ferrotartalom csökkenésével párhuzamosan az első csúcs hőmérséklete emelkedik. Hasonló megállapításra jutott már KULP, KENT és KERR is anélkül, hogy a jelenséget értelmezte volna. Nyilvánvalóan itt arról van szó, hogy a dolomitrácsban a Mg pozícióiba behelyettesített ferro-ionok a rács állandóságát csökkentik, ezért indul meg alacsonyabb hőmérsékleten a bomlás nagy vastartalmú minták esetén. Kivételt képez a rudabányai minta, amely a sorrendből az első csúcs hőmérséklete alapján kiugrik.

KULP és munkatársainak egy másik megállapítása az volt, hogy az ankeritgörbék második endoterm csúcsterületének nagysága nagyjából egyenesen arányos a ferrotartalommal. Ez támasztotta alá a csúcs keletkezésének már ismertetett értelmezését. A jelenség a mi vizsgálatainknál is megfigyelhető, de kivétel itt is mutatkozott, éspedig a přibrami mintánál, ahol 11,15% ferrooxid-tartalom ellenére a második csúcs — többször megismételt vizsgálataink során — alig alakult ki.

A harmadik csúcsra vonatkozóan KULP, KENT és KERR azt a megállapítást tették, hogy az nagyjából állandó és csak kismértékben függ a



minta vastartalmától. Ezzel szemben a mi bomlásgörbéinken élesebben megfigyelhető az összefüggés a ferrotartalom és a harmadik csúcs nagysága között, és pedig általában a növekvő vastartalommal csökken a csúcs területének nagysága.

Mindezek alapján valószínűbbnek látszik a bomlásfolyamat KULP, KENT és KERR szerinti értelmezése, mint a BECK-féle felfogás.

A továbbiak során dolomitvizsgálatainknál végzett kísérleteinket az ankeritmintákon is elvégeztük. Tiszta kalcitból, magnezitből és szideritből az ankerit vegyi összetételének megfelelő ásványkeverékeket állítottunk elő. Három ásványkeveréket vizsgáltunk, ezek vegyi összetételben pontosan megfeleltek az eisenerzi, a hollópataki és a mecseki ankeritmintáknak. A 2. ábrán ezeknek az ásványkeverékeknek DTA görbéit adjuk. Bár nyilvánvalóan várható volt az eltérés az ankeritmintáktól, mégis érdekes a különbségeket tüzetesen megfigyelni, mert ezek a kirívó különbségek mindenkor eldönthetővé teszik, hogy a természetben található minta karbonátos elegyrészei ankeritrácsban vannak-e jelen, vagy pedig egymás mellett előforduló karbonátásványok alakjában.

A 2. ábrán látható, hogy a mesterséges keverékeknél az első csúcs (sziderit) már 500 C° után jelentkezik, a csúcsmaximum a szokásos helyen, 600 C° -nál van. Ezután a magnezitbomlás következik, szintén a szabályos hőmérséklettartományban. A mecseki minta összetételével megegyező keverékben a sziderit kevés, ezért ebben az első csúcs külön nem jelentkezik. A 2. ábra 2. és 4. sz. görbéin a vas oxidációját jelző exotherm csúcsok csak a magnezit bomlása után alakulnak ki. Nyilvánvalóan a karbonátbomláskor keletkező CO_2 az oxidációt gátolja és csak a 700 C° és 900 C° közötti bomlási szünetben következhet be az oxidáció. A harmadik csúcs minden esetben a kalcit bomlásának megfelelő helyen és mértékben, szabályszerűen jelentkezik.

A fentiek alapján tehát biztosan eldönthető, hogy ankerittel állunk-e szemben, vagy karbonátásványok keverékével. Mégis felhívjuk a figyelmet egy tévedési lehetőségre, ami a saját gyakorlatunkban előfordult. Az ankerit hőbomlási görbéjét összetéveszthetjük magnezit, kalcit és witherit együttes előfordulásának DTA görbéjével. A witheritnek 1100 C° -ig két endotherm csúcsa van, az első csúcs $830\text{--}840\text{ C}^\circ$ -nál látható és $\alpha \rightarrow \beta$ módosulat átalakulásából származik, a második csúcs az előbbinél kisebb, 1000 C° körül látható és $\beta \rightarrow \gamma$ módosulatátalakulást jelez. A witherit disszociációja csak jóval nagyobb hőmérsékleten, 1340 C° -nál következik be. Ha witherit az előbb említett ásványokkal együtt fordul elő, akkor annak első csúcsa a magnezit és kalcit csúcsai között tűnik fel és a nyert kép megtéveszthetően hasonlít az ankerit görbéjére.

Kísérleteink további során azt vizsgáltuk, hogy az ankerit DTA csúcsainak hőmérsékletét a kísérő szennyezések hasonló értelemben befolyásolják-e, mint ahogyan azt a dolomitoknál láttuk. Dolomitok esetében a tapasztalat az volt, hogy vízben oldható sók, főképpen alkálisók

3. ábra. Ankerit-görbék változása NaCl hatására. — 1. Eisenerzi ankerit, 2. eisenerzi ankerit + 10% NaCl, 3. eisenerzi ankerit 10% NaCl kimosása után, 4. bakonyai (Mecsek) ankerit, 5. bakonyai ankerit + 10% NaCl, 6. bakonyai ankerit 10% NaCl kimosása után

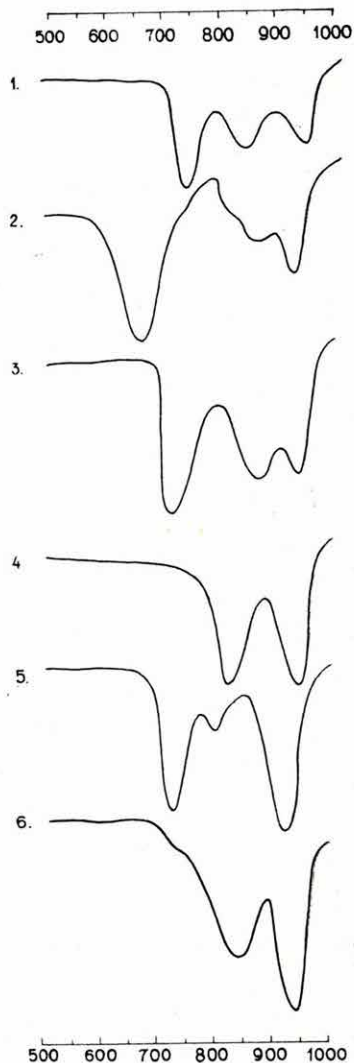
Fig. 3. Changement des courbes d'ankérite, sous l'action de NaCl. — 1. ankérite d'Eisenerz, 2. ankérite d'Eisenerz + 10% NaCl, 3. ankérite d'Eisenerz après l'enlèvement de 10 p. c. de NaCl, 4. ankérite de Bakonya (M. Mecsek), 5. ankérite de Bakonya + 10% de NaCl, 6. ankérite de Bakonya après l'enlèvement de 10 p. c. de NaCl

Рис. 3. Изменение кривых анкерита под влиянием NaCl. — 1. анкерит из Ейзенерца, 2. анкерит из Ейзенерца + 10% NaCl, 3. анкерит из Ейзенерца после вымыва 10% NaCl, 4. анкерит из с. Баконья (Мечек), 5. анкерит из с. Баконья + 10% NaCl, 6. анкерит из с. Баконья после вымыва 10% NaCl

hatására a dolomitgörbe első csúcsa az alacsonyabb hőmérséklet felé tolódik el (1, 4, 5).

A NaCl hatását a legtöbb és a legkevesebb vasat tartalmazó ankeritmintán vizsgáltuk meg. Mindkét mintához 10% NaCl-t kevertünk. A keverést éppen úgy végeztük, mint dolomitvizsgálatainknál. A 3. ábrán látható a két ankeritmintán végzett kísérlet eredménye. Mindegyik esetben először a tiszta ankeritminta görbét mutatjuk be (1. és 4. sz.), majd utána a NaCl-dal összekevert mintáét (2. és 5. sz.), végül a 3. és 6. sz. görbe pedig azt mutatja, hogyan alakul az ankerit görbéje, ha hozzákeverjük a 10% NaCl-ot, majd ismét kimossuk belőle és azután készítjük el a DTA görbét.

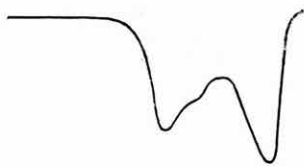
Az eisenerzi mintán a NaCl hatására az első csúcs kb. 100 C°-kal alacsonyabb hőmérsékleten jelentkezik, mint az eredeti mintánál. A második csúcs lényegében nem változik, a látható torzulás oka az, hogy a NaCl olvadáspontja is mutatkozik. A harmadik csúcs szintén valamivel alacsonyabb hőmérsékleten jelentkezik, mint az alkálimentes mintáé, de ez a változás kevésbé jelentékeny, mint az első csúcsnál. A kimosás után az első csúcs csaknem teljesen az eredeti helyén jelentkezik, a második és harmadik csúcs az eredeti mintához képest kissé megváltozik. A mecseki mintánál is az első csúcs helyzetében van jelentékeny változás a NaCl hatására, kimosás után a görbe



alakja kissé torzultan ugyan, de megközelíti eredeti alakját. Az 5. görbén a NaCl olvadása látszik 800 C° fölött. A 3. ábra 2. sz. görbájén feltűnik még, hogy az első endoterm csúcs után exoterm csúcs is jól látható. Úgy látszik, hogy a vas oxidációja itt a csúcsok széthúzódása következtében jobban tud érvényesülni.

Összefoglalóan tehát azt mondhatjuk, hogy az alkálisók hatása

500 600 700 800 900 1000



500 600 700 800 900 1000

4. ábra. Sácárímb (Nagyág), mangántartalmú ankerit (kutnahorit)

Fig. 4. Sácárímb, ankerite à manganèse (kutnahorite)

Рис. 4. Сэжэрýmб, марганцовый анкерит (кутнагорит)

ankeritre hasonló ahhoz, amit a dolomit esetében észlelhettünk, különbség legfeljebb csak annyi, hogy jelen esetben kimosás után a görbe nem nyeri vissza tökéletesen eredeti alakját. Ennek oka valószínűleg az, hogy a minták vastartalma, a nedves kezelés következtében, bizonyos mértékű hidrolízist szenvedett. Az ankerit- és dolomitbomlás hasonlósága, amit az alkálisó-kísérletek is alátámasztanak, a KULP, KERR és KENT-féle bomlásmechanizmust látszanak erősíteni.

Az ankeritek tanulmányozása során találtunk egy Sácárímról (Nagyág) származó ásványmintát, melynek vegyi összetétele a következő volt: CaO 28,77%, MgO 8,76%, FeO 0,71%, MnO 16,13%, CO₂ 42,40%, illetve az 1. sz. táblázathoz hasonlóan mol-arányokban kifejezve: CaO 1,12 :

MgO 0,48 : MnO + FeO 0,52 : CO₂ 2,12. A minta DTA görbáját a 4. ábrán mutatjuk be. A görbe megfelel az ankeritek görbájének, tehát ez olyan ankeritnek tekinthető, melynél a Mg-pozíciókba ferroion helyett mangánion lépett be. PALACHE—FRONDEL—BERMAN (7) szerint a Ca(Mg, Mn²⁺) (CO₃)₂ összetételű ásvány kutnahorit, amely az ankerit mangántartalmú változata. Vegyi összetételében megfelel az általunk vizsgált sácárímbi (nagyági) mintának.

Vizsgálatainkat az Intézetünkben felállított FÖLDVÁRINÉ—KLIBURSKY-féle gyors DTA készülékkel végeztük.

IRODALOM

1. BECK, C. W.: Differential thermal analysis curves of carbonate minerals. — Am. Min. **35**. pp. 985—1013. 1950.
2. BERG, L. G.: Influence of salt admixtures upon dissociation of dolomite. — Dokl. Akad. Nauk. (SzSzSzR), **38**. pp. 24—27. 1943.
3. FÖLDVÁRI—VOGL, M. und KLIBURSKY, B.: Gerät zur thermischen Differential Schnellanalyse. — Geologie, **6**. pp. 542—548. 1957.
4. FÖLDVÁRI—VOGL, M. — KOBLENCZ, V.: Facteurs de la decomposition thermique des dolomies. — Acta Geol. **3**. 1—3. 1955.

5. GRAF, D. L.: Preliminary report on the variations in differential thermal curves of lowiron dolomites. — *Am. Min.* **37**, pp. 1—27. 1952.
6. KULP, J. L. — KENT, P. — KERR, P. F.: Thermal study of the Ca-Mg-Fe carbonate minerals. — *Am. Min.* **36**, pp. 643—670. 1951.
7. PALACHE, CH. — FRONDEL, C. — BERMAN H.: The system of Mineralogy. — VII. kiadás. **1—2**. New York. 1946—1951.

EXAMEN DE LA DISSOCIATION THERMIQUE DES ANKÉRITES

Par V. KOBLENCZ et V. TOLNAY

Nous avons examiné la dissociation thermique des ankérites. Il semble que nos examens fortifient l'interprétation émise par KULP et ses collaborateurs quant au mécanisme de la dissociation. Sous l'action des sels alcalins, les courbes de la dissociation thermique de l'ankérite changent de la même manière que celles des dolomies. Au cours de nos examens, nous avons trouvé un échantillon d'ankérite (kutnahorite de Săcărîmb) où il y avait une substitution de Mn^{..}.

ИЗУЧЕНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО РАЗЛОЖЕНИЯ АНКЕРИТОВ

В. КОБЛЕНЦ и В. ТОЛЬНАИ

Мы изучали термическое разложение анкеритов. Наши исследования, повидимому, подтверждают интерпретацию механизма разложения, изложенную КУЛЬПОМ и его сотрудниками. Под действием солей щелочных металлов кривые термического разложения анкеритов изменяются аналогично таковым доломитов. При наших исследованиях была найдена и такая анкеритовая проба, в которой имеется замещение Mn^{..} (Сăкăрымб, кутнагорит).

INTÉZETÜNKBEN HASZNÁLT VÍZVIZSGÁLATI MÓDSZEREK FEJLŐDÉSE ÉS A LEGUTÓBBI KÉT ÉVBEN BEVEZETETT ÚJABB MÓDSZEREK

Írta: RAPPNÉ SÍK STEFÁNIA

Az utóbbi 8 év folyamán a Földtani Intézet vegyi laboratóriumában több ezer részletes vízelemzést végeztünk. Az elemzések egyrészét az Alföldkutató- és talavízterképező csoport, másik részét a Vízföldtani osztály tervmunkájához készítettük. Ezenkívül esetenként bányavíz-betörésekből, perspektivikus fúrásokból származó és ásványvíz jellegű vizeket elemeztünk.

A vízelemzések eredményét mi magunk nem értékeljük ki, munkánk azonban geológusaink számos problémájának megoldásához vezet. Így pl. a vizek kémiai összetételéből következtetni lehet a vízáadó réteg korára. Azonos korú rétegekből származó vizek jellege általában azonosnak adódik. Sok esetben, ha a vízáadó réteg kora más adatokból nem, vagy csak nehezen állapítható meg, éppen a víz kémiai összetétele lehet döntő. Talajvizek esetében, ha a víz kevés oldott só-t tartalmaz és összetétele közel áll a csapadékvíz összetételéhez megállapítható, hogy a víz főleg csapadékból táplálkozik és kevésbé oldható, kavicsos, homokos rétegeken folyik át, hosszú utat még nem tett a talajban, tehát só-tartalma számottevően nem gyarapodott. Ha pl. mélyebb talajrétegekből kapunk erősen nátriumhidrokarbonátos vizet, gondolni lehet a mélyebb talajrétegek elszikesedésére is. Ha helyenként a talajvíz nagy klorid-tartalma elsősorban nátriumhoz van kötve, és a felszínről való szennyezés kizárt, valószínű, hogy mélyebb tengeri rétegekből való migrációval van dolgunk. Ez az adat bizonyos esetekben a szerkezet nyomozására is alkalmas. Talajvizek nagy szulfáttartalma származhat a környező agygrétegek pirittartalmának bomlásából, de lehetséges, hogy a víz mélyebben fekvő mocsári üledéken halad át s a szulfátiónt a tőzegréteg szervesanyag-tartalmának bomlásából származik.

A fent röviden vázoltakból is kitűnik, hogy a vízvizsgálatnál az egyes alkotórészek pontos meghatározása igen fontos. Mivel a vizek összetétele és származása különböző, oldott só-tartalmuk tág határok

1. táblázat

	Sukoró (Velencei-hg.) Angellika-forrás		Pácín (Borsod m.) F6-u. 33	
	mg/l	Than-féle egyen- érték %	mg/l	Than-féle egyenérték %
Kationok				
Na ⁺	9,8	21,50	222,0	15,24
K ⁺	5,5	7,12	534,0	21,58
Ca ⁺⁺	19,6	49,37	508,9	40,11
Mg ⁺⁺	5,3	22,01	177,5	23,05
Fe ⁺⁺	0	—	0	—
NH ₄ ⁺	0	—	0,2	0,02
Mn ⁺⁺	0	—	nyom	—
		100,00		100,00
Anionok				
Cl ⁻	1,3	1,85	744,0	33,88
HCO ₃ ⁻	48,8	41,18	942,1	24,92
SO ₄ ⁼⁼	53,1	56,96	606,5	20,39
NO ₃ ⁻	0	—	799,1	20,81
NO ₂ ⁻	0	—	0	—
H ₂ SiO ₃	0	—	13,0	—
Össz. oldott anyag	143,4	99,99	4547,3	100,00
Lugosság	0,80	—	15,44	—
Össz. keménység (német fok)	3,98	—	112,16	—
Karbonátkeménység (német fok)	2,24	—	43,23	—

között változik, egyedenként kell megítélni, hogy a vizsgálati módszert az egyes vizekre hogyan és milyen módosítással alkalmazzuk. A vizek változó összetételének szemléltetése céljából két szélsőséges példát mutatunk be az 1. táblázatban. A táblázat egyúttal feltünteti mindazokat az alkotórészeket, amelyeket vízvizsgálásaink során meghatározunk. A két szélső határérték között bármilyen összetételű, oldott sótartalmú víz előfordulhat. Ásványvizek oldott sótartalma ennek még a sokszorosa is lehet. Ezért nem kis feladat ilyen, egymástól nagyon is eltérő összetételű vizekből pontos és a kívánalmaknak megfelelő elemzést készíteni.

A nagyszámú vizsgálat kapcsán az évek folyamán Intézetünkben kialakult vizsgálati módszer alkalmas arra, hogy lehetőleg rövid idő alatt kielégítő pontossággal és az igényeknek megfelelő részletességgel sok vizsgálatot tudjunk elvégezni. A módszerek ahhoz a szükséglethez igazodnak, amelyeket a hidrogeológiai kutatások igényelnek.

A kémiai elemzések felhasználhatóságának egyik alapja a helyes mintavétel. A kifogástalan mintavétel céljából követjük SÁRÓ K. (8)

eljárását. Az ő javaslatára a mintavételhez olyan üvegeket használunk, melyeknek nyakán 2—3 mm-es \emptyset -jú lyuk van. Erre egy kb. 20 mm széles gumigyűrűt húzunk. A vizsgálandó vízzel színültig, buborékmentesen töltött palack felmelegedésekor a gumigyűrű alatt a kitágult víz kiszivároghat. A gumigyűrű megakadályozza, hogy esetleges lehűléskor levegő juthasson a vízhez. Ha a mintát ezzel a módszerrel vesszük, még erősen vasas, vagy nagyobb mennyiségű kénhidrogént, vagy szénsavat tartalmazó vizekben sem történik változás a szállítás, vagy hosszabb állás után.

A vélelemzésben az egyes alkotórészek meghatározására fizikai—kémiai, színösszehasonlításra alapuló, térfogatos és ritkább esetben súly szerinti meghatározáson alapuló módszereket alkalmazunk.

A laboratóriumba beérkező mintákat a mintavételnél gyakorolt óvatosság ellenére is lehetőleg rövid idő alatt feldolgozzuk, hogy azok vegyi összetételében változás ne következhessek be.

Az elemzés menetében azt az elvet követjük, hogy a bomló alkotórészek mennyiségét vizsgáljuk meg először.

A vasion, az ammoniumion és a vízben oldott kovasav mennyiségét kolorimetriásan határozzuk meg a vízvizsgálati szabvány szerint. A víz lúgosságát ugyancsak a vízvizsgálati szabvány szerint 0,1 n sósavval való titrálással határozzuk meg és az elfogyott 0,1 n sósav ml-einek számából számítjuk ki a vizsgálandó víz hidrogénkarbonát tartalmát. A lúgosság meghatározása után ugyanabban az oldatban mérjük meg a kalcium- és magnéziumionok mennyiségét, azaz az összes keménységet. A régebbi súlyszerinti meghatározás helyett CSAJÁGHY G. vezette be az *etiléndiamin-tetraecetsavas dinátriummal* (verzenát, komplexon III.) történő meghatározást megfelelő puffer és indikátor alkalmazásával. Az eljárás előnye az, hogy igen gyors és pontos. Természetes vizekben normális mennyiségben jelenlevő oldott ionok a meghatározást nem zavarják. Nagyobb kovasavtartalmú vizeknél a verzenátos titrálással pontosabb eredményt kapunk, mint a súly szerinti meghatározással és a kovasavat nem is kell az oldatból eltávolítani. Ezt a meghatározást CSAJÁGHY G. és TOLNAY V. (2) terepen is alkalmazható módszerré dolgozták ki.

A kloridion meghatározását káliumkromát indikátor jelenlétében ezüstnitrát oldattal való titrálással végezzük.

A nitrit meghatározására csak a vizek szennyezettsége szempontjából van szükség, ezért csak félmennyiségi becsléssel határozzuk meg *a-naftilamin* és *szulfanilsav* kémszerekkel. Ugyancsak a vizek szennyezettségére következtethetünk a vizek oxigén-, helyesebben permanganát-fogyasztásából. A víz oxigénfogyasztását a víz által elhasznált lúgos káliumpermanganát mennyiségéből számítjuk.

A szulfátion mennyiségét ma is a WINKLER-féle súly szerinti meghatározással végezzük, ha a szulfáttartalom nagyobb, mint 200 mg/l.

Ennél kisebb szulfáttartalom meghatározására térfogatós módszert használunk. A térfogatós módszer előnye a súly szerintivel szemben az, hogy lényegesen gyorsabb, továbbá igen kis — 50 mg/l alatti — szulfát-mennyiségek esetén pontosabb. A térfogatós módszer lényege az, hogy a vizekben oldott szulfátiont feleslegben alkalmazott báriumklorid oldattal leválasztjuk. A leválasztáshoz el nem fogyott báriumklorid mennyiségét meghatározzuk. A báriumkloridfelesleg meghatározását kétféle módon végezhetjük:

a. SARLÓ K. káliumpalmitáttal dolgozott. Ezt a módszert ő alkalmazta terepvizekre (7) és módszerét sok kloridot és sok nitrátot tartalmazó vizekre is módosította (9).

b. 1957-ben vezettem be a verzenátos szulfátmeghatározást, vagyis a leválasztásnál el nem fogyott báriumklorid feleslegét verzenát-oldattal mértem vissza. A módszer előnye a káliumpalmitátos módszerrel szemben az, hogy a verzenát mérőoldat előállítás egyszerűbb, a végpont észlelése pontosabb, mint az előbbinél, továbbá a leválasztott bárium-szulfát-csapadékot az oldatból nem kell eltávolítani.

A verzenátos szulfát-meghatározást CSAJÁGHY G. és TOLNAY V. (3) terepen alkalmazható módszerré dolgozták ki. Ennek nagy jelentősége az, hogy a terepmódszerek között eddig nem volt megbízható eljárás a szulfátion pontos meghatározására.

A nitrátion a legnehezebben meghatározható, de igen fontos alkotórésze a víznek. Ha a nitrátion mennyisége kisebb, mint 50 mg/l, akkor kolorimetriásan határozható meg tömény kénsavas közegben ecetsavas brucinoldattal. Ezt a módszert írja elő a vízvizsgálati szabvány is a kis nitráttartalmakra. Megfigyeltem azonban, hogy a kénsavtól forró oldatok színe állás közben elmélyül, ezért a színösszehasonlítást az elegyítés után azonnal el kell végezni. Ha a nitráttartalom nagyobb, mint 50 mg/l, akkor a víz hígítása után végzett kolorimetriás meghatározás igen pontatlan és a keletkezett szín erőssége nem arányos a vízben oldott nitrátion mennyiségével. Ezért a nitrát meghatározására új módszereket kerestünk az irodalomban (1, 4, 5, 6, 10), amelyek — gyorsaságuk és pontosságuk mellett — sorozatmérésre is alkalmasak. ERRE BABKIN és EPEIKINA (1) módszere bizonyult alkalmasnak. Ők tömény kénsavas közegben a víz várható nitráttartalmától függő töménységű indigókarminoldattal való titrálással határozzák meg a nitráttartalmat. Éspedig kisebb nitráttartalomnál hígabb, nagyobb nitráttartalomnál töményebb indigókarmin oldatot használnak. A módszer pontosságát ismert nitráttartalmú oldatokkal ellenőriztem. A vizekben jelenlevő egyéb alkotórészek a meghatározást nem zavarták számottevően. Megjegyzem azt is, hogy nagy nitráttartalmú talajvizeknél (500 mg/l és ennél nagyobb) a nitráttartalom nem állandó és néhány napi állás után erősen csökken, amit valószínűleg a víz nitrátbontó baktériumai okoznak.

A legutóbbi esztendőig a vizek nátrium- és káliumion tartalmát együttesen adtuk meg nátriumionban kifejezve. Összegüket az anionok és a kationok milligrammejénértékeinek különbségéből számítással nyertük. (Analitikai különválasztásuk hosszadalmas, ezért nagyszámú vizsgálat esetén nem alkalmazható.) Ezt a számítási módot írja elő a vízvizsgálati szabvány is és ezt a módszert ajánlják külföldi szakkönyvek és szabványok. Az eljárás azonban két okból kifogásolható:

a. Az anionok vagy a kationok meghatározásánál elkövetett hibát mind az alkáliákra számoljuk.

b. A nátrium és kálium mennyiségének együttes megadása nátriumban számolva csak olyan vizeknél nem kifogásolható, amelyekben a kálium mennyisége a nátrium mellett elenyészően kicsi. Vannak azonban olyan vizek, amelyekben a két alkotórész egyenlő mennyiségben található, sőt vannak nem kis számmal olyan vizek is, amelyekben igen nagy mennyiségű kálium mellett csak kevés nátrium fordul elő.

Geológus munkatársaink részéről felmerült az a kérdés, hogy a két alkotórészt lehetőség szerint válasszuk szét a vízelemzésekben. Gyors és pontos módszert kellett keresnünk és erre a célra a lángfotometriás vizsgálat bizonyult a legalkalmasabbnak.

A módszer lényege az, hogy a vizsgálandó vizet komprimált levegővel ködkamrás porlasztón keresztül acetilénlángba juttatjuk, ahol az oldatból keletkező ködcseppek elpárolognak, a láng magas (kb. 2200 C°) hőmérsékletén gerjesztett atomok emissziós színeképet adnak. Az egyes fématomok emissziós színeképeinek erőssége arányos az illető anyagnak a vizsgált oldatban levő koncentrációjával. A mérés pontossága szempontjából igen fontos a ködkamrában keletkezett köd diszperzitásfoka, mely a gáznyomás és a gáz összetétele, a porlasztó típusa és adatai mellett függ a porlasztandó folyadék töménységétől, a folyadék belső sűrűdésétől és a felületi feszültségtől is. Minél nagyobb ugyanis a köd diszperzitásfoka, azaz minél kisebbek a ködcseppecskék és minél homodiszperzebb a köd, annál érzékenyebb és pontosabb a meghatározás. A különböző oldott anyagok, kationok és anionok is befolyásolják egymás emissziós színeképet. Mivel az általunk vizsgált vizekben az oldott sótartalom igen eltérő, az ezek által okozott felületi feszültség és a belső sűrűdés közötti különbséget ki kell küszöbölnünk. Ez úgy történik, hogy híg oldatoknál kapilláraktív anyagot — pl. magasabb alkoholokat — alkalmazunk, töményebb oldatoknál pedig ún. sugárzási puffert, és pedig olyan tömény sóoldatot használunk, mely a vizsgált alkotórészt nem tartalmazza.

Az ismeretlen oldatok, vizek kálium- és nátriumtartalmának meghatározása céljából ismert nátriumklorid, illetve káliumklorid-oldatokkal kalibráló görbét vettünk fel, mert az oldatok emissziójából a kalibráló oldatok segítségével meghatározhatjuk az ismeretlen koncentrációt.

1958. júliusától hat hónap alatt több, mint 300 terepvízben hatá-

roztuk meg ilyen módon a nátrium- és káliumtartalmat. Méréseink igen pontos eredményeket adtak, mert a meghatározott kationok és anionok mennyisége közötti különbség minden esetben 2%-on belül volt, ami a vízvizelmezésekben a megengedett eltérés.

Összefoglalva az elmondottakat, az elmúlt két évben egyrészt arra törekedtünk, hogy az elemzések számának megnövekedése miatt az elemzés menetét meggyorsítsuk, ezért vezettük be a verzenátos szulfát-meghatározást. Másrészt felülvizsgáltuk a legnehezebben meghatározható ionok meghatározási módját és új, pontosabb módszereket kerestünk. Ilyen például a nitrát meghatározása indigókarminnal. Ezenkívül a hidrogeológusok kívánsága szerint különválasztottuk az elemzésekben az alkálifémeket. Ilyen módon kettővel kiterjesztettük a meghatározandó alkotórészek számát. Ezzel egyúttal pontosabbá tettük az egész elemzést és ellenőrizni tudtuk az egyes alkotórészek meghatározásának pontosságát is.

A továbbiakban arra törekszünk, hogy a vízben ritkábban és kis mennyiségben előforduló alkotórészek meghatározására is gyors és pontos módszereket vezessünk be.

IRODALOM

1. BABKIN, R. L. — EPEIKINA, K. P.: Rapid determination of nitrates in boiler water. — *Energetik* **4**, No. 8, pp. 13—14. 1956.
2. CSAJÁGHY G. — TOLNAY V.: A víz összes keménységének, valamint kalcium- és magnéziumtartalmának helyszíni meghatározása. — *Hidr. Közl.* **32**, pp. 438. 1952.
3. CSAJÁGHY G. — TOLNAY V.: A víz szulfátion tartalmának félmikro helyszíni meghatározása. — *Hidr. Közl.* **34**, p. 511. 1954.
4. HARTMANN, H. — BÜTHGE, G.: Neues Reagens zur gewichts- und massanalytische Bestimmung des Nitrats. — *Angew. Chem.* **65**, pp. 107—109. 1952.
5. MÜLLER, R. — WIDEMANN, O.: Die Bestimmung des Nitrat-Ions in Wasser. — *Vom Wasser.* **22**, p. 247. 1955.
6. RANDELL, E. — HAHN, C. — DEAN WITHROW: Polarographic Nitrate Determination. — *Anal. Chem.* **27**, pp. 1913—15. 1955.
7. SÁRLÓ K.: Ivó- és ásványvizek SO_4 -iontartalmának káliumpalmitátos meghatározása. — *Hidr. Közl.* **29**, p. 331. 1949.
8. SÁRLÓ K.: Vizek szakszerű mintavételére szolgáló üvegek. — *Hidr. Közl.* **33**, p. 73. 1953.
9. SÁRLÓ K.: Félmikro eljárás ivó- és ásványvizek SO_4 -iontartalmának káliumpalmitátos meghatározására, igen sok NO_3 - és Na-ion mellett. — *Hidr. Közl.* **34**, p. 251. 1954.
10. SZABÓ J. — SIMON FIALA J.: A nitrátok sztannometriás meghatározása. — *M. Kém. Folyóir.* **59**, p. 42. 1953.

NOS MÉTHODES D'ANALYSE D'EAU ET MÉTHODES NOUVELLES, INTRODUITES DANS LES DEUX DERNIÈRES ANNÉES

Par Mme S. RAPP—Sík

Pendant les deux dernières années le nombre des analyses d'eau a bien augmenté, par conséquent nous sommes efforcés d'introduire des méthodes plus rapides, p. e. le dosage de sulfate par versenate. En outre, nous avons révisé les méthodes de dosage des ions dont le décellement était le plus difficile et nous avons cherché de nouvelles méthodes plus précises, comme p. e. le dosage de nitrate par indigo carminé. Puis, en réalisant les désirs des hydrogéologues, nous avons décelé les métaux alcalins un à un ce qui a augmenté de deux le nombre des composants à doser. En même temps, toute l'analyse est devenue plus précise, et on peut contrôler la précision du dosage de chaque composant.

РАЗВИТИЕ ПРИМЕНЯЕМЫХ В НАШЕМ ИНСТИТУТЕ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОДЫ И НОВЫЕ МЕТОДЫ, ВНЕДРЕННЫЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ДВА ГОДА

Ш. РАПП—ШИК

В течение последних двух лет, вследствие увеличения числа анализов, с одной стороны мы старались ускорить ход анализов. Поэтому было внедрено определение сульфатов посредством версената. С другой же стороны, был подвержен ревизии способ определения наиболее трудно определяемых ионов, и мы пытались найти новые, более точные методы. Например, таким методом является определение нитрата индигокармином. Кроме этого, согласно желанию гидрогеологов, щелочные металлы были зейгерованы при анализах. Таким образом, число подлежащих определению компонентов увеличилось на два компонента. В силу этого все определение стало точнее, и мы можем проверить и точность определения отдельных компонентов.

NÖVÉNYSZARVÁNYOK A GYÖNGYÖSPATAI MEDENCE KOVAFÖLDÜLEDÉKEIBŐL

(XXVI. sz. melléklettel)

Írta: HAJÓS MÁRTA — PÁLFALVY ISTVÁN

A medence alapja piroxénandezit-tufa és -agglomerátum, amelyre DDK-i dőléssel tortónai üledékek települnek. Szurdokvölgy és Gyöngyospata felé ezek eredeti helyzetükből ÉK—DNy és erre merőleges ÉNy—DK-i csapású törések mentén lépcsősen lezökkenve átlag 12—17°-os dőléssel mélyen a felszín alá süllyednek.

Az egyenetlen, erodált térszint kitöltő kovaföldrétegek közé 23 m vastag riolittufa települ, mely a kovaföldösszetet alsó és felső telepre osztja. A medence peremén a kovaföldüledékekre lemezes-kovás mészkőrétegek következnek. A felsorolt képződményeket helyenként pleisztocén-holocén barnaföld, nyirok és lejtőtörmelék 10—16 m-es takarója fedi.

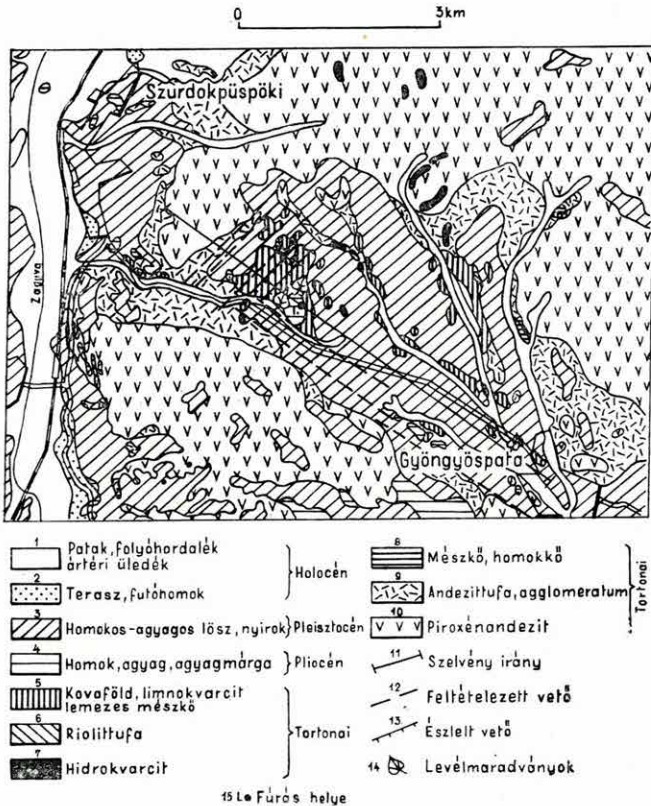
Az üledékek települési körülményeit a csatolt szelvényen tüntetjük fel (XXVI. sz. melléklet).

Ősnövénytanilag jelentősek az utóvulkáni működések következtében képződött kovaföldtelepek. Az alsó kovaföldtelep kissé sósvízű, a tufaösszlet felé kiédesülő, gazdag flórájú. Kovaalga vizsgálataink során csupán 4 rétegmintából ezideig 114 formát határoztunk meg. Ezek közül a *Melosira dickiei* (THWAIT) KÜTZ., *M. bituminosa* PANT., *M. marginata* n. sp., *Fragilaria rotunda* n. sp., *F. leptostauron* (EHR.) HUST. var. *dubia* GRUN., *Synedra tabulata* (AG.) KÜTZ., *Cocconeis placentula* EHR., *C. californica* GRUN., *Navicula hungarica* GRUN., *N. cincta* (EHR.) KÜTZ., *Amphora hevesensis* PANT., *A. sp.*, *A. miocenica* n. sp., *Gomphonema olivaceum* (LYNGBYE) KÜTZ., *Epithemia eruciformis* PANT., *Nitzschia frustulum* (KÜTZ.) GRUN., *Surirella costata* NEUP., *Campylodiscus clypeus* EHR. fajok és ezek variációi a leggyakoribbak.

A formagazdagság sekélyvízű, kissé sós (0,0—0,5% NaCl), lefűződött, helyenként iszaposodott lagunás élettérre utal.

A felső, faunával igazolt (*Pereirea gervaisi* VÉZ., *Aloidis* (*Varicorbula*) *gibba* OLIVI stb.) tengeri kovaföldtelep diatomái főként nyílttengeri

plankton formák. Jellegzetesebb alakjait — *Melosira westii* W. SMITH, *Paralia sulcata* (EHR.) CL., *Macrora stella* (AZPEITIA) HANNA., *Coscinodiscus obscurus* A. SCHMIDT, *C. macropunctatus* n. sp., *Triceratium condecorum* BRIGHT, *Actinoptychus undulatus* (BAIL) RALFS., *Dimero-gramma marinum* (GREG.) RALFS., *D. biseriata* (GRUN.), *D. dubium*



1. ábra. A Gyöngyöspatai medence földtani vázlata

Fig. 1. Esquisse géologique du bassin de Gyöngyöspata. Légende: Holocène: 1. Alluvions de fleuve et ruisseau, dépôts de terrain d'inondation, 2. terrasse, sable mouvant. Pléistocène: 3. loess sableux et argileux, limon. Pliocène: 4. sable, argile, marne argileuse. Tortonien: 5. diatomite, limnoquartzite, calcaire lamellaire, 6. tuf rhyolitique, 7. hydroquartzite, 8. calcaire, grès, 9. tuf andésitique, agglomérat, 10. andésite pyroxénique. 11. Direction de profil, 12. faille hypothétique, 13. faille observée, 14. restes de feuilles, 15. forage

Рис. 1. Геологическая схема Дьёндёшпатайского бассейна, Легенда: Голоцен: 1. Аллювий ручья и реки, пойменные осадки, 2. Терраса, эолические пески; Плейстоцен: 3. Песчанисто-глинистый лёсс, саман; Плиоцен: 4. Песок, глина, глинистый мергель; Тортон: 5. Диатомит, лимнокварцит, плитчатый известняк; 6. Риолитовый туф, 7. Гидрокварцит, 8. Известняк, песчаник, 9. Андезитовый туф; аггломерат; 10. Пироксеновый андезит 11. Направление разреза; 12. Предположенный сброс; 13. Обнаруженный сброс; 14. Остатки листьев; 15. Место бурения

GRUN., *Raphoneis amphiceros* EHR., *R. nitida* (GREG.) GRUN., *Pleurosigma neogradense* PANT., *Navicula hennedyi* W. SMITH, *Denticula biseriata* n. sp., *Stephanopyxis turris* (GREV. & ARN.) RALFS., — szivacstűk, szferaszterek és számos szilikoflagelláta társaságában észleltük. A meghatározott fajok recens rokonai ma a Földközi-tengerben és az Adriában élnek.

E felső kovaföldtelep makroflóra-maradványokban szegény. Mindössze a telep legalsó, közvetlen a riolittufára települő rétegeiből került elő néhány *Myrsine* levéllenymat.

A növénymaradványok a szurdokpüspöki kovaföldfejtőkben és Gyöngyöspatától ÉNy-ra, a volt marhavásártér és delelő keleti oldalán feltárt diatomapalából származnak. A gyűjtött levél- és termésmaradványok vizsgálati eredménye a következő:

Szurdokpüspöki alsó kovaföldtelep

Laurentia sp. (cf. *L. pinnatifida* GR.)
Cinnamomophyllum polymorphum (A. BR.) KR. et WLD.
Ceratonia emarginata HEER (gyakori)
Podogonium oeningensis (KOENIG) KIRCHH. (igen gyakori)
Podogonium sp.
Daphne protogea ETT.
Sapindus falcifolius A. BR. (gyakori)
Celastrus pyrrhae ETT.
Rhamnus sp.
Zizyphus paradisiacus (UNG.) HEER
Cornus sp.
Myrsine celastroides ETT.
Myrsine doryphora UNG. (igen gyakori)
Myrsine formosa HEER (gyakori)
Myrsine sp. (cf. *M. variabilis* BL.)
Bumelia oreadam UNG.
Diospyros brachisepala (A. BR.) HANTKE
Ulmus sp. (cf. *U. longifolia* UNG.)
Ulmus brauni HEER
Zelkova ungeri KOV.
Celtis sp. (fol.)
Ostrya atlantidis UNG.
Quercus mediterranea UNG. (igen gyakori)
Myrica elongata SAP.
Myrica lignitum (UNG.) SAP.
Myrica sp.
Salix longa A. BR.
Typha latissima A. BR.
Gramineae et *Cyperaceae* indet.

Gyöngyöspatai diatomapala

Pinus sp.
Pinus sp. (semina)
Gleditschia sp.
Podogonium oeningensis (KOENIG) KIRCHH. (igen gyakori)
Acer sp. (fol.) sect. *Campestris*

Acer sp. (fructus)
Sapindus falcifolius A. BR. (gyakori)
Berchemia multinervis (A. BR.) HEER
Myrsine celastroides ETT.
Myrsine sp. (cf. *M. urvillei* DC.)
Diospyros brachisepala (A. BR.) HANTKE
Fagus sp.
Quercus mediterranea UNG. (igen gyakori)
Myrica lignitum (UNG.) SAP.
Typha latissima A. BR.
Gramineae et *Cyperaceae* indet.

A maradványegyüttesben szubtrópusi babérlevelű fák, illetve cserjék maradványai uralkodnak. Ezekhez néhány trópusi elem, keménylevelű örökzöld és több lombhullató fanem járult. A mediterrán rokonságon (*Quercus mediterranea* UNG., *Ceratonia emarginata* HEER stb.) kívül a makarónéziai (*Myrsine*, *Pleiomeropsis*), közel- és távolkeleti (*Zelkova ungeri* KOV., *Diospyros*), továbbá atlanti észak-amerikai (*Ostrya atlantidis* UNG., *Myrica* stb.) az említésre méltó. A flóra tehát területi rokonságra, de ökológiai típusra is rendkívül eltérő fajokból áll. ANDREÁNSZKY (1, p. 138) a hazai harmadidőszaki flórák tagolásában ezt a flóra-típust a második szubtrópusi szakaszba sorolta

Az ismert hazai miocén flórák közül elsősorban a mecseki (2, 3, 4) helvéti maradványegyütteshez áll legközelebb, de sok kapcsolata van az erdőbényei szarmata flórával is.

Az összehasonlító flórarokonság alapján szárazabb, csapadék-szegény, de kiegyenlített éghajlatot kell feltételeznünk. Hasonlót, mint amilyen ma a Kanári szigeteken és a Földközi-tenger keleti részén uralkodik. Túlnyomóan téli esőzések lehettek száraz, meleg nyarakkal.

IRODALOM

1. ANDREÁNSZKY G.: A hazai fiatalabb harmadidőszak flóratörténete és a flórák tagolódása. — M. Áll. Földt. Int. Évkönyve **44**. 1. Budapest, 1955.
2. PÁLFALVY I.: Miocén növénymaradványok a Mecsek-hegységből. — Földtani Közl. **82**. 10–12. Budapest, 1952.
3. PÁLFALVY I.: A Mecsekhegység középsőmiocén flórája. — Kézirat, 1957.
4. PÁLFALVY I. — VÉGH S.: Vulkáni tufa vizsgálatok a Mecsekhegység északkeleti részén. — Földtani Közl. **83**. 1. Budapest, 1958.
5. HAJÓS M.: Előzetes jelentés a Szurdokpüspöki nagy kovaföldbánya kovaföld-üledékeinek anyagvizsgálatáról. — Földtani Int. Évi Jel. 1954. Budapest, 1954.
6. HAJÓS M.: Összefoglaló földtani jelentés és készletszámítás a Szurdokpüspöki kovaföld előfordulásáról. — M. Áll. Földt. Int. Adattár. Budapest, 1956.
7. HAJÓS M.: A Szurdokpüspöki kovaföld algái. — Földtani Közl. **89**. 2. Budapest, 1959.

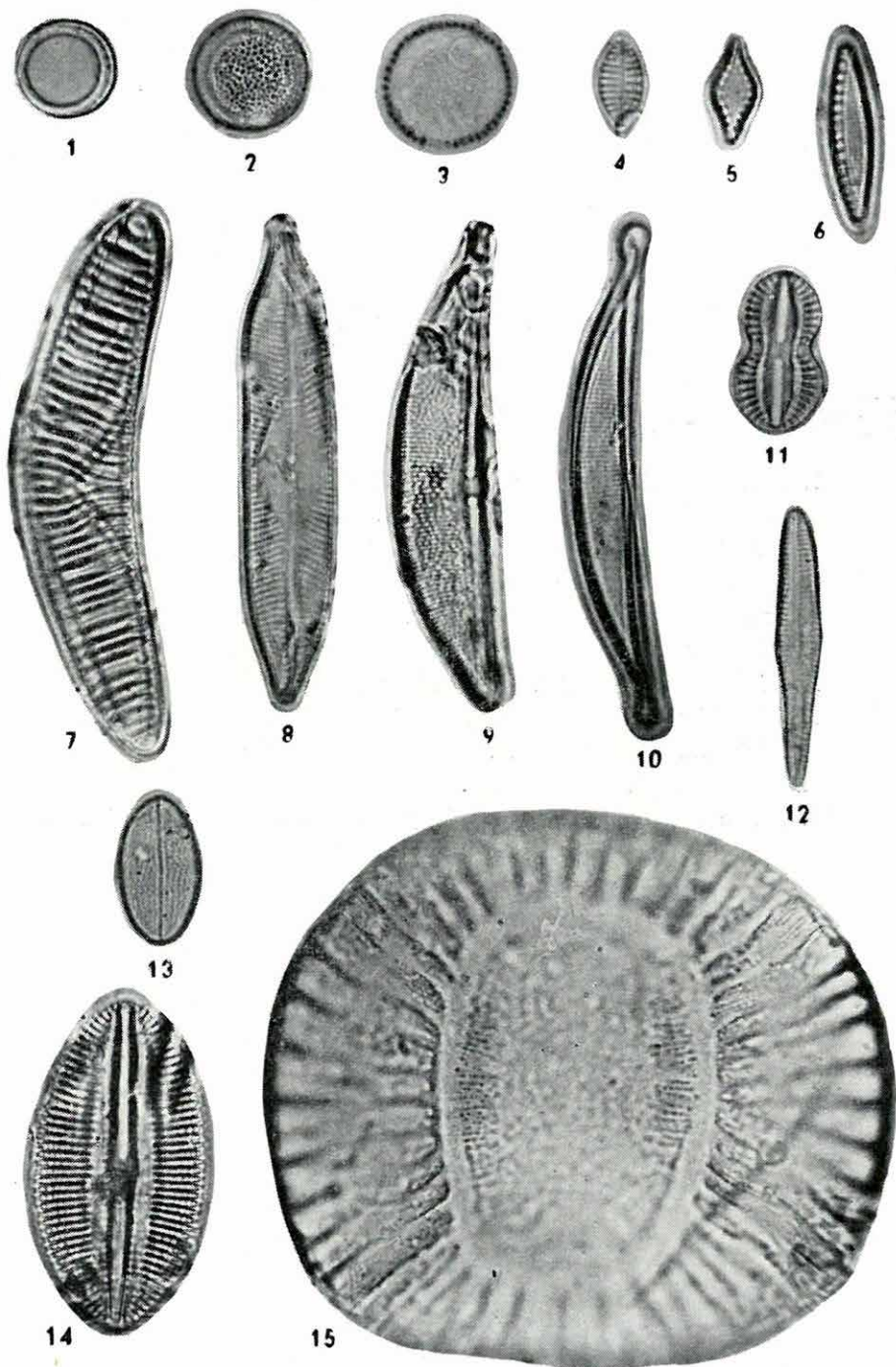
Táblák — Planches — Таблицы

I. Tábla — Planche I. — Таблица I.

Édesvízi — aligsósvízi kovaalgák — *Algues siliceuses d'eau douce et saumâtre* — Пресноводные и смешанноводные креминстые водоросли

1. *Melosira dickiei* (THW.) KÜTZ.
2. *Melosira bituminosa* PANT.
3. *Melosira marginata* n. sp.
4. *Fragilaria pinnata* EHR.
5. *Fragilaria leptostauron* (EHR.) HUST. var. *dubia* GRUN.
6. *Nitzschia frustulum* (KÜTZ.) GRUN.
7. *Epithemia erucaeformis* PANT.
8. *Navicula bituminosa* PANT.
9. *Amphora hevesensis* PANT.
10. *Amphora* sp.
11. *Diploneis interrupta* (KÜTZ.) var. *fossilis* PANT.
12. *Gomphonema olivaceum* (LYNGBYE) KÜTZ.
13. *Cocconeis californica* GRUN. var. *menilitica* PANT.
14. *Diploneis ovalis* (HILSE) CL. var. *tortonica* n. var.
15. *Campylodiscus clypeus* EHR.

(1 : 1000 ×)

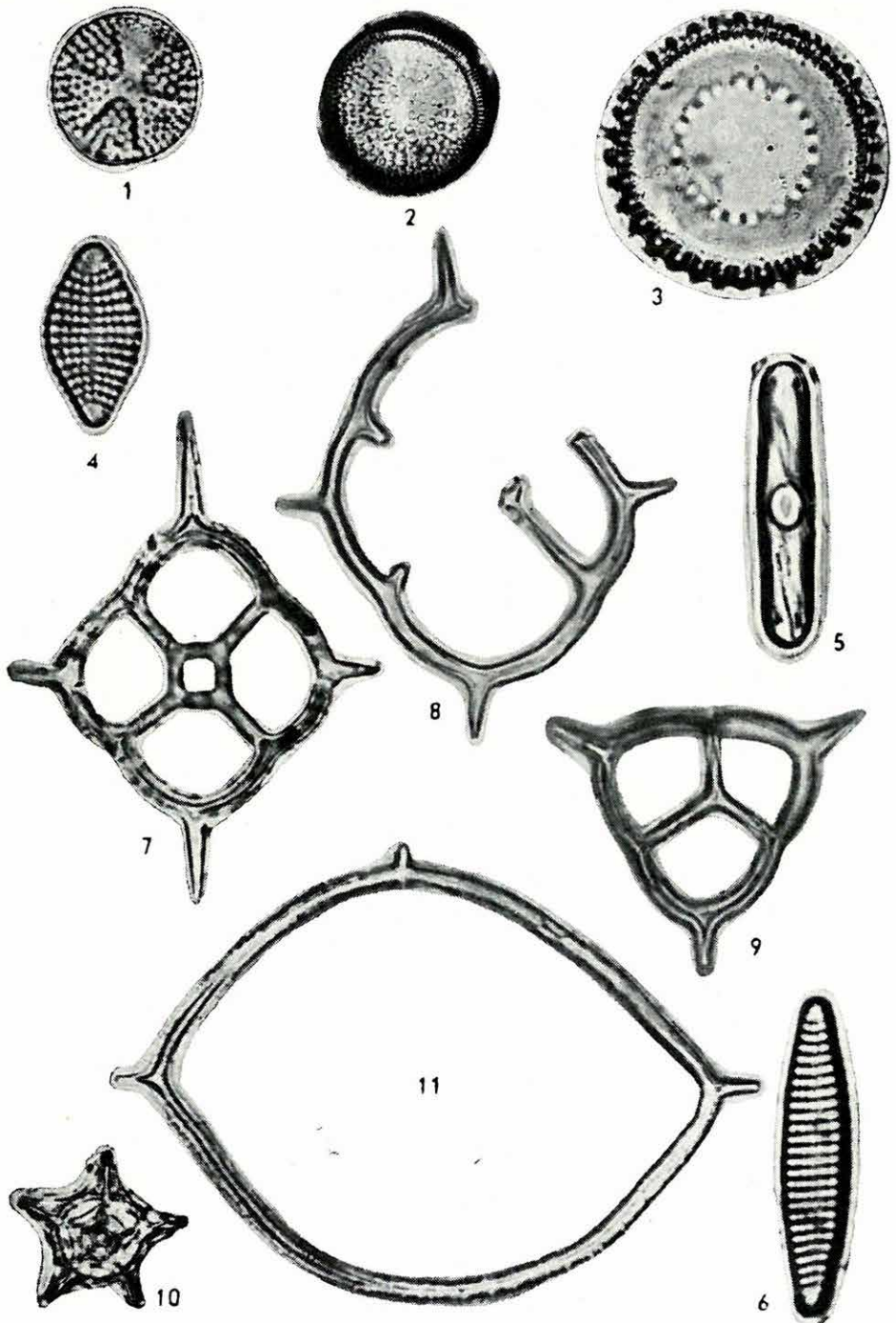


II. Tábla — Planché II. — Таблица II.

Tengeri kovaalgák és szilikoflagelláták — *Algues siliceuses et silico-flagellés marins* — Морские кремнистые водоросли и силикофлягеллаты

1. *Actinoptychus undulatus* (BAIL.) RALFS.
2. *Coscinodiscus macropunctatus* n. sp. (830 ×)
3. *Paralia sulcata* (EHR.) CL. var. *genuina* GRUN. f. *coronata* GRUN.
4. *Rhaphoneis amphiceros* EHR.
5. *Grammatophora stricta* EHR. var. *fossilis* GRUN.
6. *Dimerogramma dubium* GRUN.
7. *Distephanus crux* var. *schauinslandii* (LEMM.) SCHULZ.
8. *Dictyocha fibula* (EHR.) f. *rhomboica* SCHULZ.
9. *Dictyocha triacantha* EHR.
10. *Stephanogonia danica* GREV.
11. *Mesocena polymorpha* var. *triangulata* (EHR.) LEMM. f. *glabra* SCHULZ.

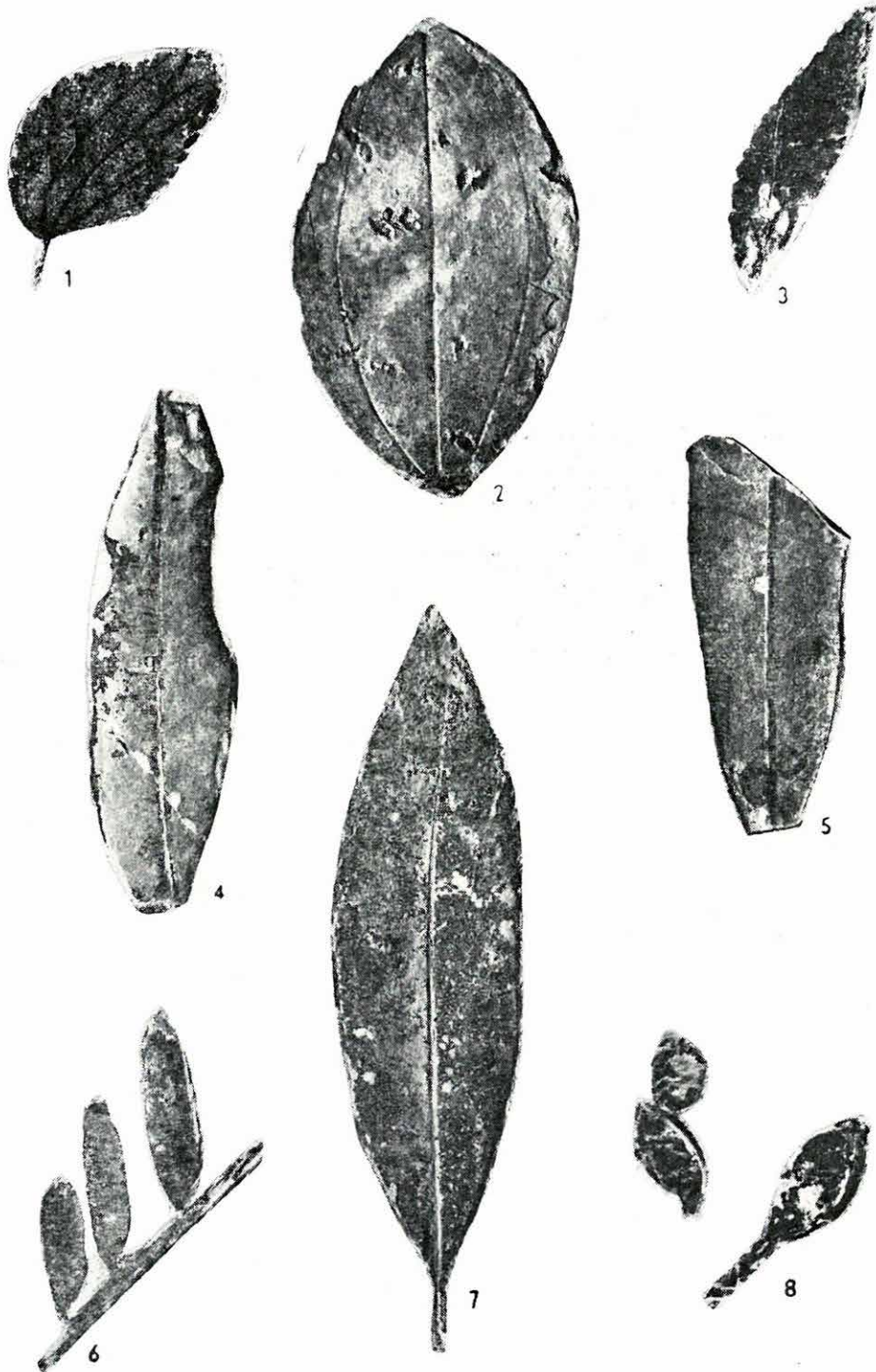
(1 : 1,000 ×)



III. Tábla — Planché III. — Таблица III.

1. *Cellis* sp.
2. *Zizyphus paradisiacus* (UNG.) HEER
3. *Ulmus* sp.
4. 5. *Myrsine* sp.
6. 8. *Podogonium oeningensis* (KOENIG) KIRCHH.
7. *Myrsine doryphora* UNG.

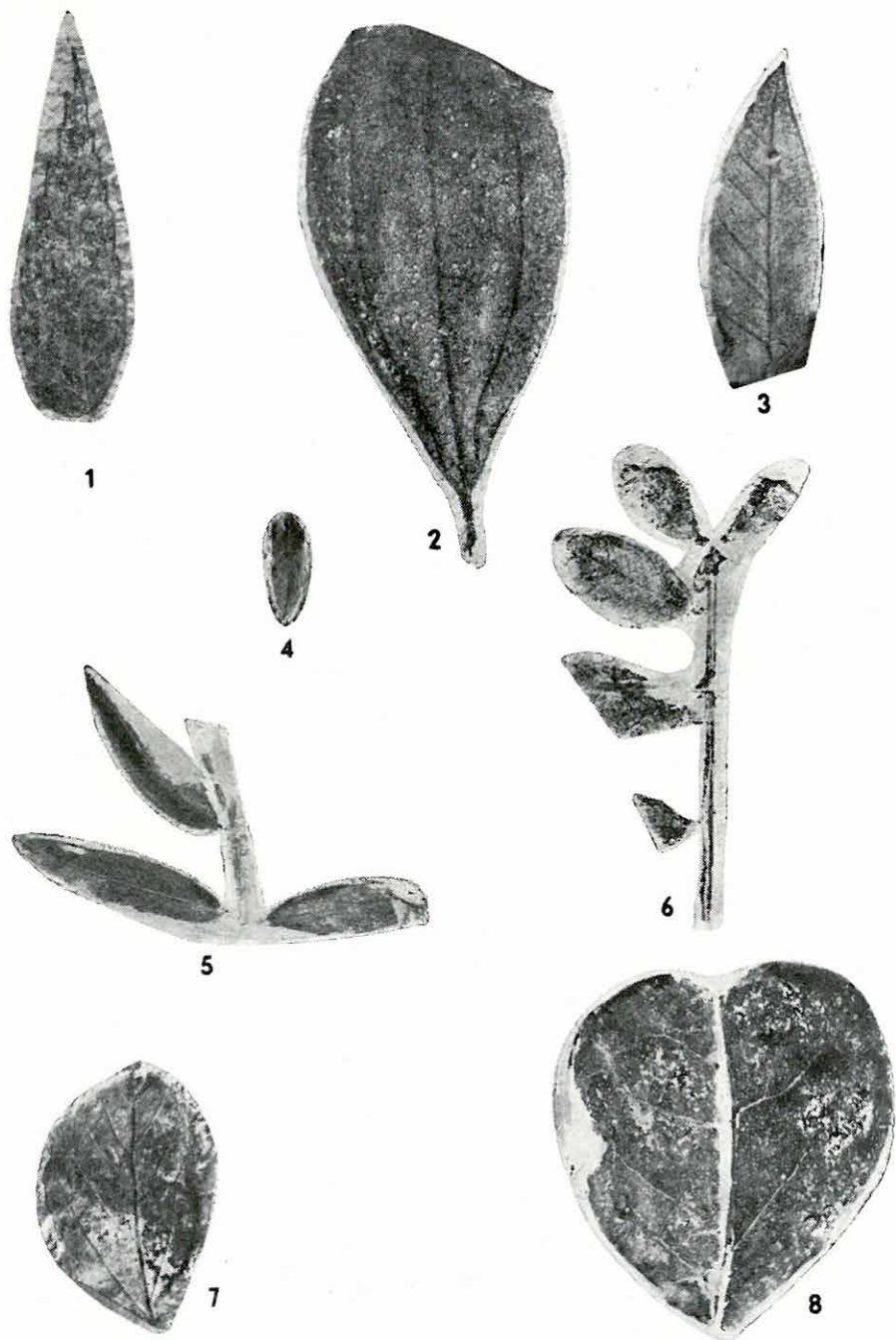
(1 : 1×)



IV. Tábla — Planche IV. — Таблица VI.

1. *Zelkova ungeri* Kov.
2. *Cinnamomophyllum polymorphum* (A. BR.) KR. et WLD.
3. *Sapindus falcifolius* A. BR.
4. *Podogonium* sp.
5. *Podogonium oeningensis* (KOENIG) KIRCHN.
6. *Ceratonia emarginata* HEER
7. *Cornus* sp.
8. Kétszikű örökzöld levél. — Feuille de dicotylédone, persistante. —
Двудольный, вечнозеленый лист

(1 : 1×)



PLANTES FOSSILES DES DIATOMITES DU BASSIN DE GYÖNGYÖSPATA

Par M. HAJÓS et I. PÁLFALVY

Le fond du Bassin de Gyöngyöspata se compose d'andésite pyroxénique, tuf andésitique et agglomérat andésitique. Sa surface inégale, érodée, faillée le long des fractures de NE—SW et NW—SE, est remblayée d'une série tortonienne. Dans ces sédiments, ce sont les diatomites qui sont importantes du point de vue paléophytologique.

Sur la base de nos examens de diatomées, nous avons établi deux gisements de diatomite: un complexe inférieur, d'eau saumâtre, et un complexe supérieur, marin. Entre ces deux gisements-là, on trouve une couche de tuf, épaisse de 23 m.

Les algues fossiles ont été examinées par le moyen des méthodes statistiques, par couches. D'après l'interprétation quantitative et qualitative, ce territoire fut d'abord un biotope d'eau peu profond, un peu salé (0,0 à 0,5% de NaCl), détaché, par endroit vaseux, lagunaire, puis il s'adoucissait et remblayait peu à peu.

Après un jet de tuf considérable — déjà en eau peu profonde, adoucie — le territoire s'affaissait graduellement mais assez vite, ce qui a amené à la transgression de la mer, communiquant avec la haute mer.

C'était alors que se forma le gisement supérieur de diatomite dont les algues calcaires représentent des formes planctoniques pélagiques, avec des spicules de Spongiaires, Spheraster, Steraster, Silicoflagellés.

Les espèces voisines vivantes de ces plantes-là vivent dans la Méditerranée et la Mer Adriatique.

Les restes de la macroflore ont été récoltés des sédiments d'eau saumâtre ou douce. Ce sont surtout les restes des lauriers et buissons, arbres à feuilles dures, subtropiques, puis des arbres à feuilles caduques. Ces plantes appartiennent aux associations des régions méditerranéenne et atlantique de l'Amérique du N, *sensu lato*.

Sur la base des analogues floristiques, on peut supposer un climat assez sec, à pluviométrie faible, semblable à celui actuel des îles Canaries et de la partie orientale de la Méditerranéenne.

Il y avait probablement des puies hivernales, auxquelles suivaient des étés secs et chauds.

Annexe XXVI. Profil géologique du bassin de Gyöngyöspata.

Légende: 1. alluvions, éboulis, loess, limon, sable, 2. calcaire lamellaire, 3. diatomite—limnoquartzite, 4. tuf rhyolitique, 5. tuf andésitique, agglomérat, 6. andésite piroxénique, 7. faille hypothétique, 8. faille relevée, 9. endroit et N° de forage, 10. localité de découverte de restes de feuilles.

РАСТИТЕЛЬНЫЕ ОСТАТКИ ИЗ ДИАТОМИТА
ДЬЕНДЁШПАТАЙСКОГО БАССЕЙНА

М. ХАЙОШ — И. ПАЛЬФАЛЬВИ

Основание Дьёндьёшпатайского бассейна сложено пироксеновыми андезитами, андезитовыми туфами и андезитовыми аггломератами. На неровную, эродированную, вдоль разломов СВ—ЮЗ-ного и СЗ—ЮВ-ного направлений, понижившуюся поверхность этого основания налегает толща тортонских отложений.

На основании изучения диатомовых установлено наличие двух залежей диатомита: нижней смешанноводно-опресняющейся свиты и верхней свиты морского диатомита. Между обеими залежами залегает туфовый слой мощностью в 23 м.

Изучение остатков водорослей производилось послойно, по статистическому методу. Согласно количественной и качественной оценкам данный район первоначально был биотопом в виде, солонатоводной (0,0—0,5% NaCl), отшнурованной, местами заиливавшейся лагуны, которая постепенно опреснела и заполнялась осадками.

После более интенсивных туфовых выбросов, отлагавшихся уже в опресненном мелководье, с постепенным, но сравнительно быстрым опусканием данного района, произошла трансгрессия моря и осуществилась непосредственная связь с открытым морем.

В это время верхняя диатомитовая залежь, диатомовые водоросли которой представляют собой пелагические планктонные формы, встречающиеся вместе со спикулами губок, сферастерами, стерастерами и силикофлагеллатами.

Современные родственники определенных видов живут в настоящее время в Средиземном море и в Адриатическом море.

Остатки макрофлоры были найдены в смешанноводно-пресноводных отложениях. Они представляют собой главным образом остатки субтропических, лавровых, твердолиственных деревьев, кустарников, а также листопадающих деревьев. Эти растительные остатки обнаруживают родственные связи главным образом с средиземноморскими растениями, взятыми в более широком смысле слова, и атлантическими—северо-американскими.

На основании родства флоры можно предполагать наличие более сухого, выравненного климата, бедного атмосферическими осадками, аналогичного господствующему в настоящее время на Канарских островах и восточной части Средиземного моря. Здесь дожди могли преобладать подавляющей частью зимой, и лета бывали, повидимому, сухие и жаркие.

Приложение XXVI. Геологический разрез Дёндьёшпатайского бассейна.

Легенда: 1. Нанос, осыпь, лесс, саман, песок; 2. Плитчатый известняк; 3. Диатомит-лимнокварцит; 4. Риолитовый туф; 5. Андезитовый туф, аггломерат; 6. Пироксеновый андезит; 7. Предположенный сброс; 8. Замеренный сброс; 9. Место бурения и его номер; 10. Местонахождение остатков листьев.

ÚJ NÖVÉNYFAJOK A MECSEKI KÖZÉPSŐ-MIOCÉN RÉTEGEKBŐL

Írta: PÁLFALVY ISTVÁN

A Baranya megyei Magyaregregy környékén fosszilis növénymaradványokban gazdag lelőhelyeket tártunk fel. Az egyes feltárásokat összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy a miocént megelőző hosszú szárazföldi időszak után, a helvétii emelet idején mintegy 500 m vastag rétegösszlet halmozódott föl.

A rétegösszlet alján szárazföldi—folyóvízi eredetű kavics, konglomerátum, édesvízi mészkő, meszes homok, homokkő, tarkaagyag van horzsaköves riolittufa- és tufit-közbetelepüléssel. A jellegzetes faunájú (kongériás) édesvízi mészkő, homokkő *Juglans* terméseket, a riolittufa szenesedett ágacskákat tartalmaz.

Az említett képződményekre kavicsos homokkő, lazább-kötöttebb homok, nagyobbbrészt mocsári térszínre utaló növénylenyomat, halpikkelyes agyag, agyagmárga települ, kis termetű *Congériákat* tartalmazó meszes homokkőrétegekkel, vékonyabb fás barnakőszéncsíkokkal, -lencsékkel Fölöttük aprókavicsos homok, agyag, növénylenyomat, riolittufit, majd helyenkint gazdag flórájú diatomás, palás agyagmárga, homokos agyag következik. Az üledéksor felső része általában erősen átdolgozott, homokkal, kavicssal kevert, végül konglomerátummal zárul.

Makro- és mikroflóra-, továbbá faunavizsgálatok alapján a rétegösszlet alja előbb általában édesvízi, majd tengeri eredetű diatomákat tartalmazó, felfelé ismét fokozatosan kiédesedő csökkentsósvízi üledékek következnek.

Ezekre a képződményekre általában növénymaradványoktól mentes, riolittufa-közbetelepüléses glaukonittartalmú molluszkás tufit, slir jellegű foraminiferás tengeri agyag, agyagmárga, agyagos-homokos lajtamészkő, zoogén jellegű kövületes durva homok, homokkő, továbbá konglomerátum települ.

A Leánykő-völgyrendszer árkaiban, a több szintben megismétlődő konglomerátumon és durva breccsán kívül tufás közbetelepüléseket, nö-

vénytörmelékes szenesedett ágakat tartalmazó molluszkás durva homok, homokkő, lithothamniumos lajtamészke zárja le a tortónai rétegsort.

Az ismertetett növénymaradványos rétegekből több mint 5500 levél-, virág- és termésmaradványt gyűjtöttünk. A meghatározott szubtrópusi jellegű flóraegyüttesben a következők az új fajok:

Család: CERATOPHYLLACEAE

CERATOPHYLLUM L.

Ceratophyllum hungaricum PÁLFALVY

(I. tábla, 5)

1952 *Ceratophyllum hungaricum* n. sp. PÁLFALVY — 5, p. 178. T. 1. f. 2.

Holotypus: Levélmaradvány, mely a M. Áll. Földtani Int. ősnövénygyűjteményében van. Leltári sz.: F. 1.

Locus typicus: Magyaregregy.

Stratum typicum: Leánykő-völgyrendszer, helvétai, szürke, csillámos agyagmárga.

Derivatio nominis: Magyarországról elnevezve.

Diagnosis: A levelek egy-kétszeresen villásan elágazók, kettő-négy fonalszerű sallangra osztottak. A szeleteken ritkás fogacskázottság látszik.

Gyűjtéseink során egyetlen növénymaradványt találtunk ellennyomatóval, amely kétségtelenül a *Ceratophyllum* nemzetséghez tartozik. A jellegzetes ízeltség és a helyenként sűrűn elhelyezkedő örvök jól láthatók. A levelek egy-kétszeresen, villásan elágazók, finom hegyes csúcsban végződő, fonalszerű sallangokra osztottak. Az ágacskákon helyenként téli rügyek is mutatkoznak. A hinárszerű növénymaradvány szára 1—1,5 mm vastag és 40—60 mm hosszban van meg. A beágyazódás következtében erősen görbült. A nodusok 3,5—6 mm távolságban következnek. Az örvökben elhelyezkedő levelek 9—18 mm hosszúak, sallangjai egyenesek és néhol 1—1,5 mm távolságban, nagyjátva igen gyöngén, ritkás fogacskázottság látszik.

Az irodalomban STRAUS (10—319. 38. t. 11—13. á.) Willerhausen felső-pliocénjéből közöl *Ceratophyllum* sp. néven néhány leveles maradványt. Tábláján egyetlen örvös, kettéágazó, túalakú és három nagyobb, de rossz megtartású növényrész látható. Ezekkel a leánykői lelet nem egyeztethető. BERGER (1—101. szövegközi 2. á.) a bécsi alsó-pliocén kongériás rétegekből *C. vösendorfense* néven példányunkhoz hasonló leveles hajtást ismertetett. Maradványai épszélűek és így a mienktől eltérnek. Hazánkban STAUB (8—25.) közölt *Ceratophyllum* magvakat.

Jelenleg a genusznak két faja, a *C. submersum* L. és a *C. demersum* L. nagy elterjedésű. Mindkettő állóvizek alámerült növénye. A sarki tájak

kivételével csaknem mindenütt otthonosak. Közép-Európa pliocén rétegeiből mindkét faj terméseit ismerjük. Vegetatív részek hazánkból ezideig még nem ismeretesek.

Növénymaradványunk lényegében a *Ceratophyllum demersum* L. fajhoz közelálló alak.

Család: HAMAMELIDACEAE

HAMAMELIS L.

Hamamelis mecsekensis n. sp.

(I. tábla, 1.)

1952. *Hamamelites* sp. PÁLFALVY — 5, p. 178.

Holotypus: Levélmaradvány, mely a M. Áll. Földtani Intézet ősnövénygyűjteményében van. Leltári sz.: F. 2.

Locus typicus: Magyaregregy.

Stratum typicum: Leánykő-völgyrendszer, helvétai palás agyagmárga.

Derivatio nominis: Mecsekhegységről elnevezve.

Diagnosis: A hiányos megtartású levél tojásdad, kissé szíves vállú, szabálytalanul hullámos élű, főleg a közép felett gyengén kicsúcsosodóan csipkézett. A közép-érből, a levél vállából kiinduló erektől eltekintve, szabályos távközben, egy-egy oldalon, hegyesszög alatt, ívben hajlóan 6–7 másodrendű ér halad a levél széle felé és ott rövid fogakban végződik. A másodrendű erekből a perem közelében több harmadrendű ér fut a perem öbleibe, illetve a fogakba. A vállból kiinduló másodrendű érből öt ívben hajló, fejlettebb harmadrendű ér halad a levél széle felé. Ezek anasztomizálnak. A másodrendű erek közti teret jól kivehető, szabályosan átfutó finom erezet tölti ki.

Gyűjtéseink folyamán egyetlen, a beágyazódás során a főér mentén összehajtott, aszimmetrikus levelet gyűjtöttünk. A töredékes levél hossza 75 mm, szélessége a közép felett 34 mm. Alak és erezet kifejlődése alapján ősmaradványukat a *Hamamelis* nemzetségbe soroljuk.

HU és CHANEY (3—45. 22. t. 1, 4, 5, 7. á.) Shanwang miocén rétegeiből *H. miomollis* néven közölt faja a mecsekihez hasonló, de attól a vállból kiinduló oldalér és a levélél kifejlődésében, fogazottságában eltér. Az amerikai szerzők Nebraska felső-miocénjéből közöltek *Hamamelis* leveleket. Irodalom hiányában azokat felhasználni nem tudtuk.

A rendelkezésünkre álló hazai és külföldi irodalmat tekintve példányunk az eddig ismert *Hamamelis* levelektől eltér, ezért új fajnak írjuk le.

Itt meg kell említenünk, hogy e nemzetségbe tartozó termésmaradványokat, magvakat már az eocéntól ismerünk. ZABLOCKI (11—148. 12. t. 13. á.) a wieliczka közepső-miocén kőszénösszletből ismertetett *Hamamelis*-magvakat.

Összehasonlításként a Japánban élő *H. japonica* S. et Z. és az Appalache hegység lejtőin élő *H. virginiana* L. fajokat említjük.

Család: **CYRILLACEAE****CYRILLA** GARD.**Cyrilla hungarica** n.sp.

(I. tábla, 4.)

Holotypus: Levélmaradvány, mely a M. Áll. Földtani Intézet ősnövénygyűjteményében van. Leltári sz.: F. 3.

Locus typicus: Magyaregregy.

Stratum typicum: Leánykő-völgyrendszer, helvéti palás márga.

Derivatio nominis: Magyarországról elnevezve.

Diagnosis: A levél keskeny, lándzsás, épszelű. Csúcsa és alapja felé fokozatosan keskenyedő. A csúcsrészt kissé tompa. A levéllemez meglehetősen vékony, bőrnemű lehetett. A jól fejlett középréből számos, mérsékelten sűrű, hegyes szögben kiinduló másodrendű ér halad a széle felé és finom érhálózatba olvad. A közties erecskék csaknem hasonló vastagságúak, szembetűnők. Az érhálózat a lemezt kisebb szögletes mezőkre osztja, az érhurkok erősen hajlottan a másodrendű erek irányában megnyúltak.

A Leánykő-völgyrendszer helvéti rétegeiből néhány kis levél került elő, amelyeket első látásra a *Myricaceae* családkhoz soroltunk. Behatóbb vizsgálattal kitűnt, hogy érhálózatuk a kisebb-nagyobb, épszelű *Myrica* levelekétől lényegesen eltér. A Magyar Nemzeti Múzeum herbáriumának tanulmányozása közben különösen a *Cyrillaceae* családnál találtunk igen hasonló levéleresztet.

A rendelkezésünkre álló irodalomban a család ősi elterjedésére csak néhány adatot találtunk. BARGHOORN (2) a Vermont állambeli bardoni óharmadkori barnakőszén-összletből mutatott ki olyan törzsmaradványokat, melyeknek szerkezete a ma élő *Cyrilla racemiflora* L. faj törzsszerkezetétől alig különböztethető meg.

Európában WEYLAND-ék szerint THOMSON a *Cyrilla* nemzetség fajainak pollenjéhez hasonlót talált a rajnai barnakőszénösszletben. Levélmaradvány ezideig csak a heerleni barnakőszénflórából ismeretes. KRÄUSEL és WEYLAND (4—151) a heerleni levélmaradvány epidermis vizsgálata alapján THOMSON pollenvizsgálatainak helyességét is igazolta. Szövegközti 20. ábrájuk a mecseki példányokétól alak, érezet és nagyság tekintetében eltér. A maradványt epidermis szerkezet és alak-tani bélyegek alapján a *Cyrilla racemiflora* L., *C. parvifolia* ROF. és bizonyos mértékben a *C. antillana* MICHX. fajokkal hozták kapcsolatba.

A *Cyrillaceae* család ma korlátozott elterjedésű, kizárólag Amerikában él. Fő elterjedési területe az egyenlítő-től északra lévő trópusi és szubtrópusi táj. Egyes fajok azonban az Egyesült Államok déli részéig nyúlnak fel. Vizsgálatainknál különösen a *Cyrilla* nemzetség fajait vetjük figyelembe. Így a *Cyrilla racemiflora* L., a vele közel rokon *C. par-*

vifolia ROF. és a tőlük alig megkülönböztethető *C. antillana* MICHX. fajt vizsgáltuk. Összehasonlításaink alapján megállapítottuk, hogy példányaink különösen a *C. racemiflora* alakköréhez tartozó levélformákhoz sorolhatók. Ezek cserjék vagy alacsony fák, amelyek az atlanti partvidéken Louisianától Floridáig, Georgiáig a homokos, humuszban gazdag, mocsaras, savanyú talajokon találhatóak. Egyrészt az év nagy részében vízzel borított *Taxodium* mocsarak jellegzetes *Myrica* formációinak kísérője.

Levélpéldányainkat a *Cyrilla thomsoni* KR. et WEYL. faj közti különbségek és a herbáriumi vizsgálatok alapján célszerűbbnek tartjuk új fajként leírni. Ezzel megerősítést nyert, hogy a *Cyrilla* nemzetség az európai *Myrica* formációkban még a középső-miocénben is megtalálható.

Család: **ULMACEAE**

CELTIS L.

***Celtis hungarica* n. sp.**

(I. tábla 3.)

Holotypus: Levélmaradvány, amely a M. Áll. Földtani Intézet ősnövénygyűjteményében van. Leltári sz.: F. 4.

Locus typicus: Magyaregregy.

Stratum typicum: Leánykő-völgyrendszer helvétai agyagos homokos márga.

Derivatio nominis: Magyarországról elnevezve.

Diagnosis: A levél tojásdad, hosszukásan kihúzott. Válla aszimmetrikus, csúcsa hegyes. A levéllemez éle alsó harmadában ép, a felsőben durván fűrészfogas. A középérből 7, illetve 8 másodrendű ér indul ki. Közülük néhány a levél széle közelében villásan elágazik. A vállból kiinduló oldalerek egyikén 4–5, ívbén hajló harmadrendű ér látszik. A levél erezte kamptodrom.

A Leánykő-völgyrendszer felső-helvétai agyagos mészmárga rétegeiből egyetlen, a *Celtis* nemzetséghez tartozó levelet gyűjtöttünk. A levéllemez hossza 40 mm, legnagyobb szélessége 18 mm. Irodalmi összehasonlítás alapján az ismert ősi fajok egyikéhez sem sorolható, új fajnak bizonyult.

A nemzetség mai képviselői közül — alak és erezet tekintetében — ősmaradványunk legnagyobb mértékben a *Celtis chinensis* PERS. fajjal egyezik, amely Kelet-Ázsiában Kína területén nagy elterjedésű. Példányaink különösen a Magyar Nemzeti Múzeum Növénytára herbáriumában megtalálható, Sangháj és Honkong környékéről gyűjtött egyes levél-típusokhoz hasonlítanak.

Celtis miocenica PÁLFALVY

(I. tábla 2.)

1957. *Celtis occidentalis miocenica* n. sp. PÁLFALVY — Földtani Közlöny **87.** 1. p. 32. 6. t. 7. á.

Holotypus: Levélmaradvány, mely a M. Áll. Földtani Intézet ősnövénygyűjteményében van. Leltári sz.: F. 5.

Locus typicus: Magyaregregy.

Stratum typicum: Almáspatak. Riolittufit.

Derivatio nominis: Miocén időszakról elnevezve.

Diagnosis: A levél alakja tojásdad. Válla aszimmetrikus, gyengén szívalakúan lekerekített. A levéllemez széle a közép felett durván fűrészelt. Az erezet kampodrom. A vállból kiinduló három ér közül a középső a levélváll közelében a legvastagabb, a csúcs felé elvékonyodik. A két oldalsó érből 3–7 kevésbé ívbehajló külső ér halad a levéllemez széle felé. Ezek az alsó másodrendű érpárral hosszú lekerekített hurokkal kapcsolódnak. A másodrendű erek közül némelyik villásan elágazik.

Az almáspataki riolittufit felsőbb szintjéből három töredékes levelet gyűjtöttünk. A legépebb levél csúcsi része hiányzik. A levél szélének fűrészfogacskái a töredezettség miatt csak helyenként figyelhetők meg.

Ősmeradványaink a rendelkezésünkre álló irodalomban ismertektől eltérnek. Az észak-amerikai szerzők ugyan közölnek olyan levélmaradványokat, amelyek a *Celtis occidentalis* L. fajhoz igen közel állnak, vagy azzal megegyeznek, de ezek az adatok sajnos nem állnak rendelkezésünkre.

A leírt maradványok alaktanilag a *Celtis occidentalis* L. faj alakkörébe tartozó levelekkel egyeznek meg. Az összehasonlító faj mai elterjedési területe Észak-Amerika. Kanadában a St. Lawrence völgyében és az Ontario vidékén csak szórványos. Az Egyesült Államokban Massachusettstől nyugatra Washingtonig, a Szikláshegységben dél felé a Coloradoig terjed, az atlanti partokon viszont Georgiáig. Elterjedési területén északon és a mexikói határ közelében szórványos; csak a folyóparti nedves, termékeny talajokon fordul elő. Ezzel szemben a Mississippi völgyében gyakori.

Család: **FAGACEAE****CASTANOPSIS** SPACH**Castanopsis andreánszkyi** n. sp.

(I. tábla 6.)

Holotypus: Levélmaradvány, mely a M. Áll. Földtani Intézet ősnövénygyűjteményében van. Leltári sz.: F. 6.

Locus typicus: Magyaregregy.

Stratum typicum: Almáspatak, helvétii riolittufit.

Derivatio nominis: ANDREÁNSZKY G.-ról elnevezve.

Diagnosis: A levél keskeny lándzsás. Csúcsán röviden kihegyezett, ékvallú. A fejlett középeréből 10—12 pár váltakozó állású, ívben hajló másodrendű ér halad a levél széle felé. A levéllemez bőrnemű lehetett, hossza 80 mm, szélessége 25 mm.

Az Almáspatak medrében közvetlenül a forrás feletti riolittufa- és tufitfeltárásból 20, többségében épszélű, egyes töredékeken igen gyengén fogazott örökzöld levelet gyűjtöttünk. A levelek hossza 60—85 mm, szélessége 20—29 mm között változik. A hegyesszögben kiinduló másodrendű ereket összekötő köztes erecskék jól megfigyelhetők. Példányainkhoz hasonló levelek leginkább a *Castanopsis*, *Pasania* és egyes örökzöld *Quercus* fajoknál fordulnak elő.

Közép-Európa harmadidőszaki üledékeiből néhány, e nemzetségbe tartozó levél és termés-maradványt írtak le. Példányaink az irodalomból ismert fosszilis fajok egyikéhez sem sorolhatók, ezért új fajként írjuk le.

A nemzetség mai elterjedési területe az indomaláji szigetektől Hátsó-Indián, Kínán keresztül Japánig terjed, ahol fajai a hegyvidéki erdők örökzöld fái vagy cserjéi. Észak-Amerika csendes-óceáni részén viszont a parti hegység területén, Kaliforniától Oregonig csak kisebb areában fordul elő. Az általunk ismert ma élő fajok közül ősmaradványunk leginkább a kelet-ázsiai *Castanopsis hystrix* A. DC. leveleihez hasonlít

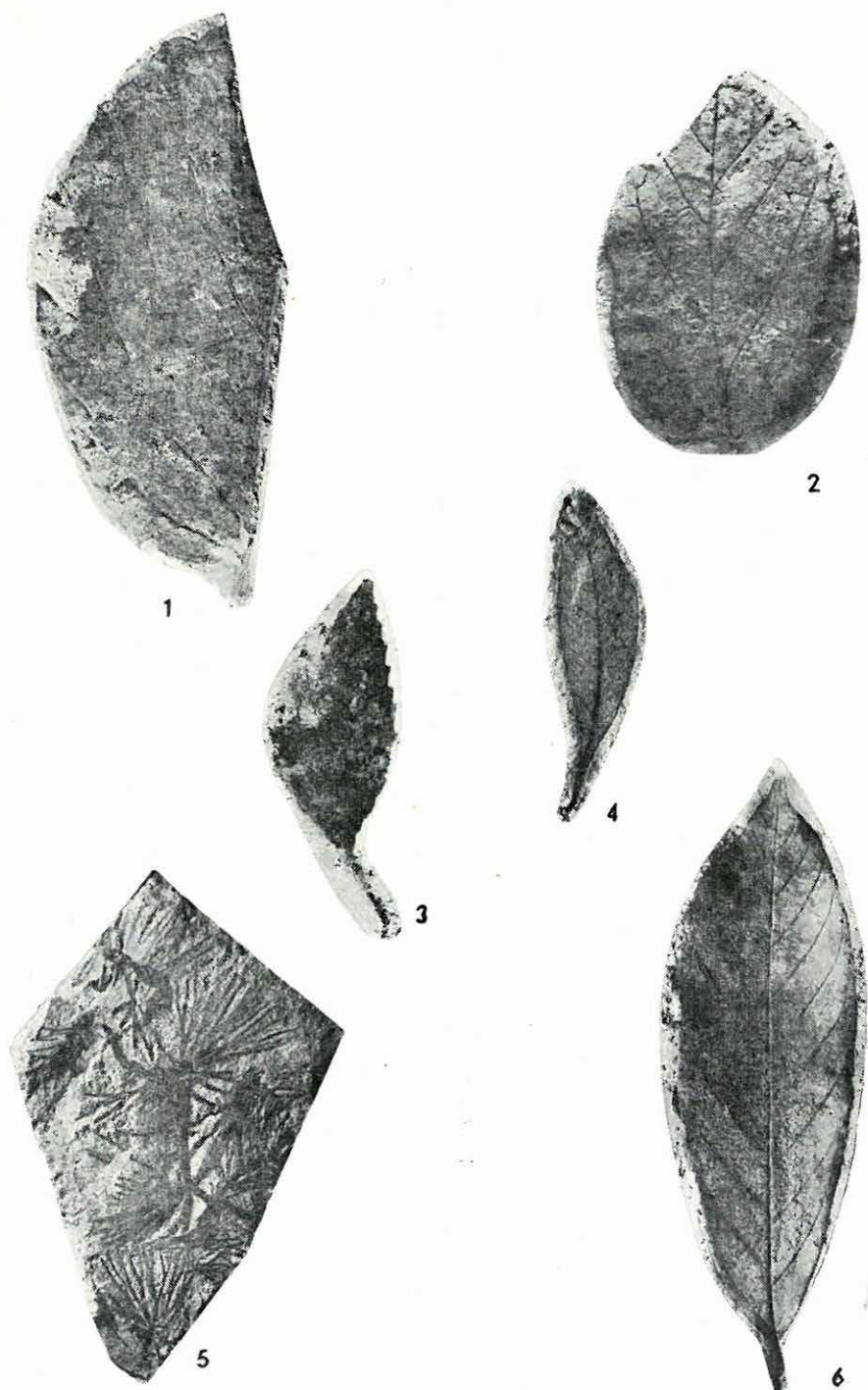
IRODALOM

1. BERGER, W.: Die altplozäne Flora der Congerienschichten von Brunn-Vösendorf bei Wien. — *Palaeontogr.* **92**. B. 3—6. Stuttgart, 1952.
2. BARGHOORN, E. S.: The Brandon Lignite. — *Joint. Bull. Vermont Bot. et Bird Club* 18. Burlington, 1950.
3. HU, H. — CHANEY, R. W.: A miocene flora from Shantung Province, China. — *Carnegie Inst. Wash. Publ.* 507. Washington, 1940.
4. KRÄUSEL, R. — WEYLAND, H.: Kritische Untersuchungen zur Kutikularanalyse tertiärer Blätter II. — *Palaentogr.* **96**. B. 3—6. Stuttgart, 1954.
5. PÁLFALVY I.: Középső-miocén növények Magyarereggy környékéről. — *Földtani Intézet Évi Jel.* 1950-ről. Budapest, 1953.
6. PÁLFALVY I.: A Mecsekhegység középsőmiocén flórája. (Kand. dissz. Kézirat). Budapest 1957.
7. PÁLFALVY I. — VÉGH S.: Vulkáni tufa vizsgálatok a Mecsekhegység északkeleti részén. — *Földtani Közöny* **88**. 1. Budapest, 1958.
8. STAUB M.: Magyarország jégkorszaka és flórája. *Földtani Közöny* **21**. Budapest, 1891.
9. STRAUS, A.: Dicotyle Pflanzenreste aus dem Oberpliocen von Willershausen. 1. — *Jahrb. preuss. geol. L.-A.* **51**. 1. Berlin, 1930.
10. ZABLOCKI, J.: Tertiäre Flora des Salzlagers von Wieliczka II. — *Acta Soc. Bot. Polon.* **7**. Warszawa, 1930.

I. Tábla — Tafel I. — Таблица I.

1. *Hamamelis mecsekensis* n. sp.
2. *Celtis miocenica* PÁLFALVY
3. *Celtis hungarica* n. sp.
4. *Cyrilla hungarica* n. sp.
5. *Ceratophyllum hungaricum* PÁLFALVY
6. *Castanopsis andreánszkyi* n. sp.

(Méret 1:1)



NEUE PFLANZENARTEN AUS DEN MECSEKER
MITTLEREN MIOZÄNEN SCHICHTEN

Von I. PÁLFALVY

Verfasser bestimmte aus etwa 5,500 eingesammelten Blatt-, Blüten- und Fruchtresten der helvetischen Ton- und Tonmergelschichten von Magyaregregy (NO von Pécs) 250 verschiedene Formen (sp., genus). Ausserdem wurden noch weitere 57 Pollen- und 30 Diatomenformen nachgewiesen. Im Fossilienmaterial finden sich am häufigsten die Vertreter der Familien *Taxodiaceae*, *Lauraceae*, *Leguminosae*, *Juglandaceae* und *Myricaceae* vor. Die Zusammensetzung der Flora ist derjenigen der subtropischen Gebiete Südost-Asiens und atlantischen Nord-Amerikas ähnlich. Als neue Arten wurden folgende gefunden:

Familie: **CERATOPHYLLACEAE**

CERATOPHYLLUM L.

Ceratophyllum hungaricum PÁLFALVY

(Tafel I., Abb. 5)

1952 *Ceratophyllum hungaricum* n. sp. PÁLFALVY — 5, p. 178. T. 1. f. 2.

Holotypus: Blattrest, Phytopaläontologische Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt, Nr. F. 1.

Locus typicus: Magyaregregy.

Stratum typicum: Talsystem Leánykő, helvetischer, grauer, glimmeriger Tonmergel.

Derivatio nominis: Nach Ungarn (Hungaria) benannt.

Diagnosis: Ein-zweifach gabelig verzweigte Blätter auf zwei-vier fadenförmige Abschnitte geteilt. Auf den Segmenten kommt eine spärliche Zackung zum Vorschein.

Familie: **HAMAMELIDACEAE**

HAMAMELIS L.

Hamamelis meesekensis n. sp.

(Tafel I., Abb. 1)

1952 *Hamamelites* sp. PÁLFALVY — 5, p. 178.

Holotypus: Blattrest, Phytopaläontologische Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt, Nr. F. 2.

Locus typicus: Magyaregregy.

Stratum typicum: Talsystem Leánykő, helvetischer schieferiger Tonmergel.

Derivatio nominis: Nach dem Mecsek-Gebirge benannt.

Diagnosis: Ein unvollständig erhaltenes Blatt mit eiförmigem herzförmigem Blattgrund, unregelmässig welliger Kante, hauptsächlich über die Mitte schwach zugespitzt gekerbt. Aus der Mittelader, abgesehen von den Nerven die aus dem Blattgrund ausgehen, laufen in regelmässigen Abständen auf je einer Seite spitzwinkelig, bogenartig gebeugt 6—7 Sekundärnerven dem Blattrande zu und enden dort in kurzen Zähnen. Aus den Sekundärnerven laufen in der Nähe des Blattrandes mehrere Tertiärnerven in die Einbuchtungen, bzw. in die Zacken des Randes ein. Aus dem vom Blattgrund auslaufenden Sekundärnerv gehen fünf bogenartige, stärker entwickelte Tertiärnerven dem Blattrande zu. Diese Nerven anastomosieren. Der Zwischenraum zwischen den Sekundärnerven ist von einer gut sichtbaren, regelmässigen feinen Nervatur ausgefüllt.

Familie: CYRILLACEAE

CYRILLA GARD.

Cyrilla hungarica n. sp.

(Tafel I., Abb. 4)

Holotypus: Blattrest, Phytopaläontologische Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt, Nr. F. 3.

Locus typicus: Magyaregregy.

Stratum typicum: Talsystem Leánykő, helvetischer schieferiger Mergel.

Derivatio nominis: Nach Ungarn benannt.

Diagnosis: Schmales, lanzettliches, ganzrandiges Blatt, das sich dem Blattscheitel und dem Blattgrund zu allmählich verschmälert. Blattscheitel etwas stumpf. Die Blattspreite soll ziemlich dünn doch lederartig gewesen sein. Aus der gut entwickelten Mittelader laufen mehrere, spitzwinkelig ausgehende, mässig dicht stehende Sekundärnerven dem Blattrand zu aus, die sich in eine feine Nervatur verschmelzen. Die kleinen intermediären Adern besitzen fast die gleiche Dicke und sind gut sichtbar. Blattspreite durch die Nervatur auf kleinere winkelförmige Felder geteilt. Aderschlingen stark nach vorne geneigt, in der Richtung der Sekundärnerven ausgestreckt.

Familie: ULMACEAE

CELTIS L.

Celtis hungarica n. sp.

(Tafel I., Abb. 3)

Holotypus: Blattrest, Phytopaläontologische Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt, Nr. F. 4.

Locus typicus: Magyaregregy.

Stratum typicum: Talsystem Leánykő, helvetischer toniger sandiger Mergel.

Derivatio nominis: Nach Ungarn benannt.

Diagnosis: Länglich gestrecktes eiförmiges Blatt. Blatt am Grunde asymmetrisch, an der Spitze zugespitzt. Unteres Drittel der Blattspreite ganzrandig, das obere grob doppeltgesägt. Aus der Mittelader laufen 7, bzw. 8 Sekundärnerven aus. Einige davon verzweigen sich in der Nähe des Blattrandes gabelförmig. Auf einem der aus dem Blattgrund ausgehenden Seitennerven sind 4–5 bogenartig geneigte Tertiärnerven sichtbar. Nervatur kamptodrom.

Celtis miocenica PÁLFALVY

(Tafel I., Abb. 2)

1957. *Celtis occidentalis miocenica* n. sp. PÁLFALVY. — Földtani Közlöny **87**. 1
p. 32. T. 6. f. 7.

Holotypus: Blattrest, Phytopaläontologische Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt, Nr. F. 5.

Locus typicus: Magyaregregy.

Stratum typicum: Almáspatak, Rhyolittuffit.

Derivatio nominis: Nach dem Miozän benannt.

Diagnosis: Blatt eiförmig. Blattgrund asymmetrisch, leicht herzförmig abgerundet. Blattspreite breit, im oberen Teil grob gesägt. Nervatur kamptodrom. Von den drei, aus dem Blattgrund auslaufenden Nerven ist der mittlere in der Nähe des Grundes am dicksten, der Spitze zu aber verschmälert. Aus den zwei Seitennerven gehen 3–7 nicht allzu sehr bogenartig geneigte äussere Nerven dem Blattrand zu aus. Sie verbinden sich mit dem unteren Nervenpaar mittels einer langen, abgerundeten Schlinge. Einige Sekundärnerven verzweigen sich gabelartig.

Familie: **FAGACEAE**

CASTANOPSIS SPACH

Castanopsis andreánszkyi n. sp.

(Tafel I., Abb. 6)

Holotypus: Blattrest, Phytopaläontologische Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt, Nr. F. 6.

Locus typicus: Magyaregregy.

Stratum typicum: Almáspatak, helvetischer Rhyolittuffit.

Derivatio nominis: Nach G. ANDREÁNSZKY benannt.

Diagnosis: Schmales, lanzettliches Blatt. Scheitel kurz zugespitzt, Blattgrund keilförmig. Aus der gut entwickelten Mittelader laufen dem Blattrande zu 10–12 abwechselnde, bogenartige Sekundärnerven aus. Blattspreite soll lederartig gewesen sein; Länge 80 mm, Breite 25 mm.

НОВЫЕ ВИДЫ РАСТЕНИЙ ИЗ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ СЛОЕВ ГОР МЕЧЕК

И. ПАЛЬФАЛЬВИ

Из гельветских глинистых, глинисто-мергелистых слоев окрестности села Мадярегрень, к СВ-у от города Печ, автором были собраны свыше 5500 остатков листьев, цветков и плодов. Из этих остатков автором было установлено 250 различных форм. Кроме этого ему удалось выявить также и 57 различных форм пыльцы и 30 форм диатомов. В сообществе этих остатков наиболее часто встречаются представители семейств *Taxodiaceae*, *Lauraceae*, *Leguminosae*, *Juglandaceae* и *Myricaceae*. Состав флоры сходна с составом флоры, произрастающей в субтропических районах Юговосточной Азии и атлантического побережья Северной Америки. В качестве новых видов были определены следующие:

Семейство: **CERATOPHYLLACEAE**

CERATOPHYLLUM L.

***Ceratophyllum hungaricum* PÁLFALVY**

(Табл. I. рис. 5.)

1952. *Ceratophyllum hungaricum* n. sp. PÁLFALVY — 5, p. 178. Т. 1. f. 2.

Голотип: Листовой остаток, находящийся в палеоботанической коллекции Венгерского Геологического Института, № F. 1.

Locus typicus: Мадярегрень.

Stratum typicum: Система долин Леанькё, гельветский, серый, слюдястый глинистый мергель.

Derivatio nominis: Вид получил свое название от Венгрии (Hungaria).

Диагноз: Листья одно-двукратно развилисто разделены на две-четыре нитевидные бахромы. На сегментах видна умеренная зазубренность.

Семейство: **HAMAMELIDACEAE**

HAMAMELIS L.

***Hamamelis meesekensis* n. sp.**

(Табл. I. рис. 1.)

1952. *Hamamelites* sp. PÁLFALVY — 5, p. 178.

Голотип: Листовой остаток, находящийся в палеоботанической коллекции Венгерского Геологического Института, № F. 2.

Locus typicus: Мадярегрень,

Stratum typicum: Система долин Леанькё, гельветский сланцевый глинистый мергель.

Derivatio nominis: Название от гор Мечек.

Диагноз: Лист нехорошей сохранности яйцевидной формы с слегка сердцевидным плечом; край листа неправильно волнистый, главным образом над срединной частью слабо выдающимся образом вызубренный. Из средней жилки, несмотря на жилки, исходящие из плеча, правильными промежутками, на каждой стороне, под острым углом и дугообразно загибающимися протягиваются в направлении края 6—7 жилок второго порядка, которые и оканчиваются там короткими зубами. Из жилок второго порядка, в близости листового края, в выемки, то есть в зубы края идут несколько жилок третьего порядка. Из исходящей из плеча жилки второго порядка в направлении края протягиваются пять дугообразно загибающихся более развитых жилок третьего порядка. Эти жилки анастомозируют. Промежуток между жилками второго порядка наполнен хорошо различимой, правильной тонкой нервацией.

Семейство: CYRILLACEAE

CYRILLA GARD.

Cyrilla hungarica n. sp.

(Табл. I. рис. 4.)

Голотип: Листовой остаток, находящийся в палеоботанической коллекции Венгерского Геологического Института, № F. 3.

Locus typicus: Мадярегредь.

Stratum typicum: Система долин Леанькё, гельветский сланцевый мергель.

Derivatio nominis: Название от Венгрии.

Диагноз: Лист узкий, ланцетовидный, цельнокрайный. К верхушке и к основанию лист постепенно суживается. Листовая пластинка была по всей вероятности довольно тонкой, кожанистой. Из хорошо развитой средней жилки исходят под острым углом многочисленные, умеренно густо расположенные жилки второго порядка, которые идут в направлении к краю и сливаются в тонкую сеть. Промежуточные жилочки почти такой же толщины, бросаются в глаза. Сеть, образованная жилками, разделяет листовую пластинку на угловатые поля, петли жилок сильно согнутые, вытянутые в направлении жилок второго порядка.

Семейство: ULMACEAE

CELTIS L.

Celtis hungarica n. sp.

(Табл. I. рис. 3.)

Голотип: Листовой остаток, находящийся в палеоботанической коллекции Венгерского Геологического Института, № F. 4.

Locus typicus: Мадярегредь.

Stratum typicum: Система долин Леанькё, гельветский глинистый песчанистый мергель.

Derivatio nominis: Название от Венгрии.

Диагноз: Лист яйцевидный, удлинено вытянутый. Плечо асимметричное, верхушка острая. Край листовой пластинки в ее нижней трети цельный, в верхней же грубо пилообразно-зубчатый. Из средней жилки исходят 7, соответственно 8 жилок второго порядка. Некоторые из них в близости края развилитые. На одной из боковых жилок, исходящих из плеча видны 4—5 другообразно загибающиеся жилки третьего порядка. Нервация листа камптодромная.

Celtis miocenica PÁLFALVY

(Табл. I. рис. 2.)

1957. *Celtis occidentalis miocenica* n. sp. PÁLFALVY — *Földtani Közlöny* **87**. 1. р. 32. Т. 6. f. 7.

Голотип: Листовой остаток, находящийся в палеоботанической коллекции Венгерского Геологического Института, № F. 5.

Locus typicus: Мадярегреть.

Stratum typicum: Алмашпатак, гельветский риолит-туффит.

Derivatio nominis: Название от миоцена.

Диагноз: Лист яйцевидный. Плечо асимметричное, слабо сердцевидно закругленное. Пластинка широкая, над серединой частью грубо пилообразно-зубчатая. Нервация камптодромная. Среди исходящих из плеча трех жилок средняя наиболее толстой является в близости листового плеча, но к верхушке она утончается. Из двух боковых жилок исходят 3—7 не так сильно загибающиеся внешние жилки в направлении к краю листовой пластинки. Они связываются с нижней парой жилок второго порядка при посредничестве закругленной петли. Некоторые из жилок второго порядка являются развилитыми.

Семейство: **FAGACEAE**

CASTANOPSIS SPACH.

Castanopsis andreánszkyi n. sp.

(Табл. I. рис. 6.)

Голотип: Листовой остаток, находящийся в палеоботанической коллекции Венгерского Геологического Института, № F. 6.

Locus typicus: Мадярегреть.

Stratum typicum: Алмашпатак, гельветский риолитовый туф.

Derivatio nominis: Назван именем Г. АНДРЕАНСКИ.

Диагноз: Лист узкий, ланцетовидный. Верхушка обострена, плечо клиновидное. Из развитой средней жилки в направлении к краю пластинки исходят 10—12 пар дугообразно загибающихся поочередно расположенных жилок второго порядка. Листовая пластинка была по всей вероятности кожанистой, длиной в 80, и шириной в 25 мм.

FELSŐ-PANNÓNIAI NÖVÉNYEK RUDABÁNYÁRÓL

Írta: NAGY LÁSZLÓNÉ — PÁLFALVY ISTVÁN

Rudabánya környékén a pannóniai barnakőszéncsikos agyag- és homokrétegek legjobban a külszíni vasércbányászat területén tanulmányozhatók. A maximálisan 50 m-es rétegsor alsó részén kékesszürke agyag van homokos közbetelepülésekkel, agyagos szennyeződésű barnakőszéncsikokkal, 10—20 cm-es kőszéntepekkel. Felső részében homokos, helyenként kavicsos kifejlődésű, keresztarétegzett.

A fás barnakőszén anyagában gyakran fuzitos részek vagy alig szénült fatörzsdarabok találhatók; a meddő rétegekben többé-kevésbé jó megtartású levéllenymatokkal. Ezek a rétegek gazdag spóra-pollenegyüttest is tartalmaznak.

Ősnövényeket a bányászat területén levő Vilmos és Andrassy III. külfejtésekből gyűjtöttünk. Ezek a következők:

Vilmos külfejtésből:

- Gombaspórák*
- Lycopodium* sp. (spóra)
- Osmunda* sp. (spóra)
- Ginkgo adiantoides* (UNG.) HEER
- Ginkgo* cf. *biloba* L. (pollen)
- Pinus* sp.
- Pinus silvestris* típus, RUDOLPH
- Pinus haploxyylon* típus, RUDOLPH
- Picea* típusú pollen
- Cedrus* sp. (pollen)
- Tsuga* sp. (pollen)
- Taxodium distichum miocenicum* HEER
- Glyptostrobus europaeus* (BRNGT.) HEER
- Taxodiaceae* sp. (pollen)
- Cercidiphyllum crenatum* (UNG.) BROWN
- Nymphaeaceae* sp. (pollen)
- „*Ficus tiliaefolia*” (A. BR.) HEER
- Ulmus* sp. (pollen)
- Zelkova* sp. (pollen)
- Carpinus* sp. (pollen)
- Betula* sp. (pollen)
- Alnus* sp. (cf. *A. incana* MNCH.)
- Alnus* sp. (pollen)
- Fagus* sp. (cf. *F. orientalis* LIPSKY)
- Carya* sp.
- Salix* sp. (cf. *S. fragilis* L.)

Salix sp. (? *S. purpurea* L.)
Typha latissima A. BR.
 Gramineae et Cyperaceae indet.

Andrássy III. külfejtésből:

Gombaspórák
Osmunda sp. (spóra)
Ginkgo adiantoides (UNG.) HEER
Pinus silvestris típus, RUDOLPH
Pinus haploxyton típus, RUDOLPH
Picea típusú pollen
Larix sp. (pollen)
Abies sp. (pollen)
Keteleeria sp. (pollen)
Cedrus sp. (pollen)
Tsuga sp. (pollen)
Taxodium distichum miocenicum HEER
Glyptostrobus europaeus (BRNGT.) HEER
Taxodiaceae sp. (pollen)
Cercidiphyllum crenatum (UNG) BROWN
Laurus sp. (pollen)
Nymphaeaceae sp. (pollen)
Liquidambar sp. (pollen)
Nyssa sp. (pollen)
 ? *Rhus* sp. (pollen)
 ? *Acer* sp. (pollen)
Ilex sp. (pollen)
Aquifoliaceae sp. (pollen)
Tilia sp. (pollen)
Sterculia sp. (pollen)
 cf. *Gentiana* sp. (pollen)
Ericaceae típusú pollen
 „*Ficus tiliaefolia*” (A. BR.) HEER
Ulmus sp.
Ulmus sp. (pollen)
Zelkova ungeri Kov.
Zelkova sp. (pollen)
Carpinus sp. (pollen)
Betula sp. (pollen)
Betulaceae sp. (pollen)
Alnus sp. (cf. *A. incana* MNCH.)
Alnus sp. (pollen)
 cf. *Fagus* sp. (pollen)
 cf. *Fagus grandifolia* EHRH. (pollen)
 cf. *Quercus drymeja* UNG.
Quercus sp.
Quercus sp. (pollen)
Castanea sp. (pollen)
Pterocarya denticulata (O. WEB.) HEER
Pterocarya sp. (pollen)
Carya sp. (pollen)
Engelhardtia macroptera (BRNGT.) ETT.
Engelhardtia sp. (pollen)
Myrica sp. (pollen)
Salix sp. (cf. *S. fragilis* L.)
Salix sp. (pollen)
Palmae sp. (pollen)
Phragmites oeningensis A. BR.
Typha latissima A. BR.
 Gramineae et Cyperaceae indet.

A Vilmos külfejtés barnakőszenes agyagrétegeinek makro- és mikroflóra-együttese szegény. A nyitvatermők közül az *Abietaceae* család, továbbá a *Glyptostrobus europaeus* (BRNGT.) HEER, *Taxodium distichum miocenicum* HEER maradványa a leggyakoribb, ami fiatal harmadidőszaki kőszenes fáciéseink jellemzője. A vizsgálati anyagban mutatkozó sok *Gymnospermára* utaló szövetmaradvány is xylites barnakőszeneink sajátja.

Az uralkodó légzacsós fenyőpollenek (*Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Cedrus*, *Keteleeria*) és a *Tsuga* a partmenti és hegyoldali erdőkből, a légzacsós nélküliek (*Taxodium*, *Glyptostrobus*) pedig a kőszén keletkezését feltételező mocsári, illetve láperdőkből származhatnak.

A zárvatermőket kevés, nedvesebb partmenti és hegyoldali erdőre utaló lombosfa maradványa képviseli.

Az Andrassy III. külfejtés limonitosodott agyag, homokos agyagrétegeinek flóraanyaga az előzőnél jóval gazdagabb. A fenyőfélék közül leggyakoribb a *Glyptostrobus europaeus* (BRNGT.) HEER. A lombosfák közül a *Nyssa*, *Alnus*, *Carya*, *Myrica*, *Salix* nedves parti erdőkben élhettek. A *Cercidiphyllum crenatum* (UNG.) BROWN, a *Tilia*, *Ilex*, *Engelhardtia macroptera* (BRNGT.) ETT. stb. parttól távolabbi területek, hegyoldalak növénye volt.

Vizsgálataink alapján megállapítható, hogy a maradványegyüttes főleg fás, mocsári növényekből áll. Kimondottan vízínövény a *Nymphaeaceae* család képviselője. A partmenti területeken, az egykori szabad vízfelületek szegélyén sás és nádfélék között a *Typha latissima* A. BR. uralkodik. A mocsaras, általában nedvesebb, időszakosan elárasztott területek talaját a *Taxodium distichum miocenicum* HEER, a gyakori *Glyptostrobus europaeus* (BRNGT.) HEER, az uralkodó cf. *Alnus incana* (L.) MNCH., továbbá *Liquidambar*, *Nyssa*, *Carya*, *Salix* és más fanemek borították. A parttól távoli területek szárazabb talaját, a közeli hegyoldalakat dús fenyő- és lomboserdő fedte. Ezeket képviseli a szórványosan előforduló *Ginkgo adiantoides* (UNG.) HEER, *Picea*, *Abies*, *Keteleeria*, *Tsuga*, *Cercidiphyllum crenatum* (UNG.) BROWN, *Engelhardtia macroptera* (BRNGT.) ETT., továbbá a *Tilia*, *Ulmus*, *Fagus*, *Quercus* és más nemzetségek maradványai. A kiterjedt partmenti erdők aljnövénye volt az *Osmunda*, továbbá a *Rhus* és *Ericaceae* cserjék.

A terület egykori vízzel borítottságát jól jellemzi a két külfejtésnél a gombaspórák feltűnően eltérő arányszáma.

A maradványegyüttes összetételét tekintve a maitól eltérő fajkeveredést mutat. Olyan fajok éltek itt egymás közelében, amelyek elterjedési területe ma földrajzilag különböző kontinenseken, tengerek által elválasztva fekszik. A helyi elemeken (*Carpinus*, *Salix*) kívül több-kelet-ázsiai és közel-keleti faj mellett legerősebb az észak-amerikai rokonság. Észak-amerikai a *Taxodium*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Quercus*, *Alnus*, *Carya*; kelet-ázsiai a *Ginkgo*, *Keteleeria*, *Glyptostrobus*, *Cercidiphyllum* és a maláji

szigeten is honos *Engelhardtia*; közel-keleti a *Cedrus*, *Zelkova*, *Fagus* és *Pterocarya*. Ökológiailag ez az együttes leginkább az észak-amerikai *Taxodium*-mocsarak, folyóvölgyek jellegzetes növénytársulásaihoz hasonló.

Az éghajlat a mai szubtrópusi és közepesen mérsékelt éghajlatú területek határán uralkodónak feleltethet meg. Az összehasonlító flóra csapadékiigénye is kontinentális mérsékelt éghajlatra utal (leghidegebb hó —1 —7 C°, legmelegebb 22—27 C°, évi átlag 11—17 C°; évi csapadék 1100—1200 mm körül lehetett).

A flóra összetétele lényegében a mátraalji fás barnakőszén felső-pannóniai maradványegyütteséhez hasonló, azzal egykorú. Földrajzilag a Bécsi-medence pannóniai flóraegyütteséhez csatlakozik és a SZAFER-féle ún. belső zónának felel meg.

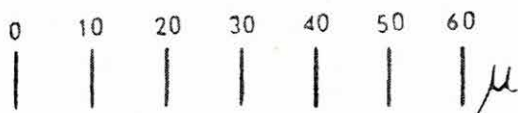
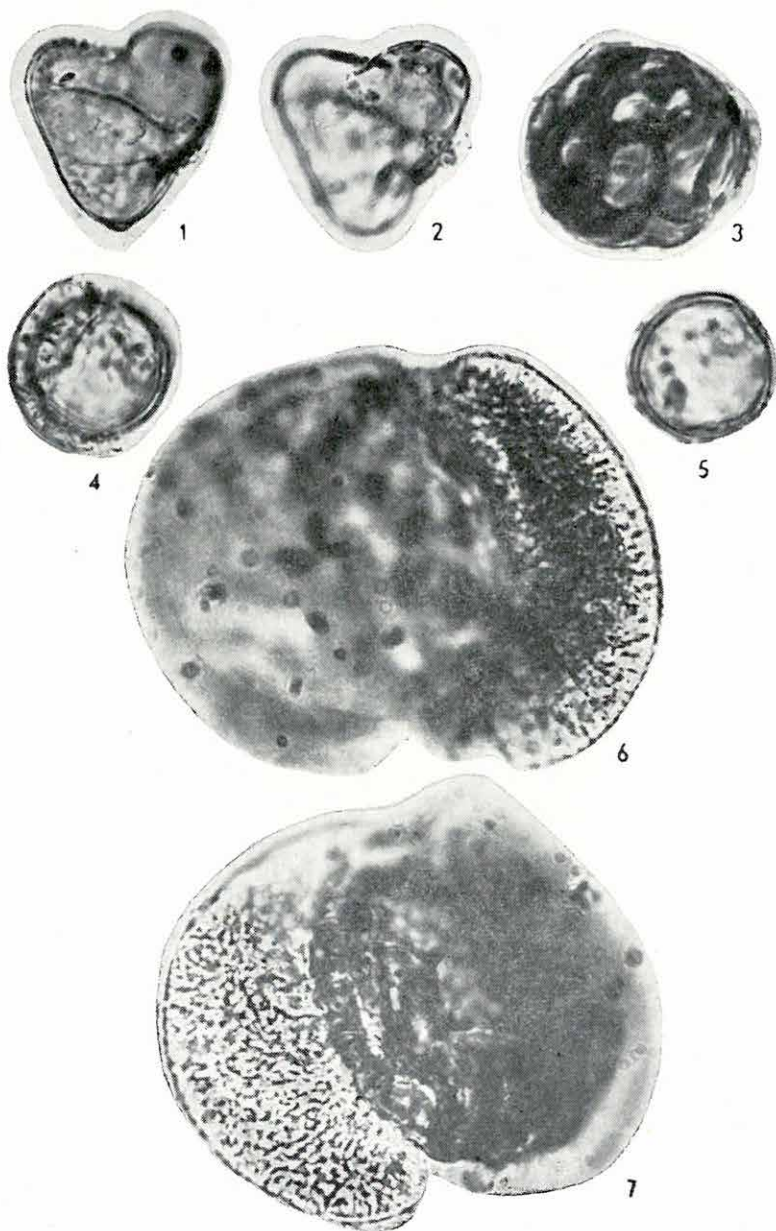
Az ősnövénytani adatokból levonható következtetések összhangban vannak a faunisztikai megállapításokkal. KRETZOI M. a barnakőszéntelepekből többek között a *Gomphotherium longirostre* (KAUP.), *G. grandincisivum* (SCHLESINGER), *Zygodolophodon tapiroides-americanus* (SCHLESINGER), *Aceratherium incisivum* KAUP. fajokat mutatta ki. A maradványokat beágyazó üledékek tehát a pannóniai emelet felső részébe sorolhatók.

IRODALOM

1. NAGY L.-NÉ: A mátraaljai felső-pannóniai barnakőszénrétegek pollenvizsgálata. — Földt. Közl. **87.** 3. 1957.
2. NAGY L.-NÉ: A mátraalji felső-pannóniai korú barnakőszén palynológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évk. **47.** 1. 1958.
3. PANTÓ G.: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. — Földt. Int. Évk. **44.** 2. 1956.
4. PÁLFALVY I.: Alsó-pliocén növénymaradványok Rózsaszentmárton környékéről. — Földt. Int. Évi Jel. az 1949 évről. 1952.
5. VÖRÖS I.: A rózsaszentmártoni felső-pannóniai flóra. — Földt. Int. Évk. **44.** 1. 1955.

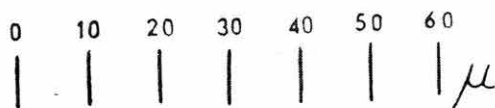
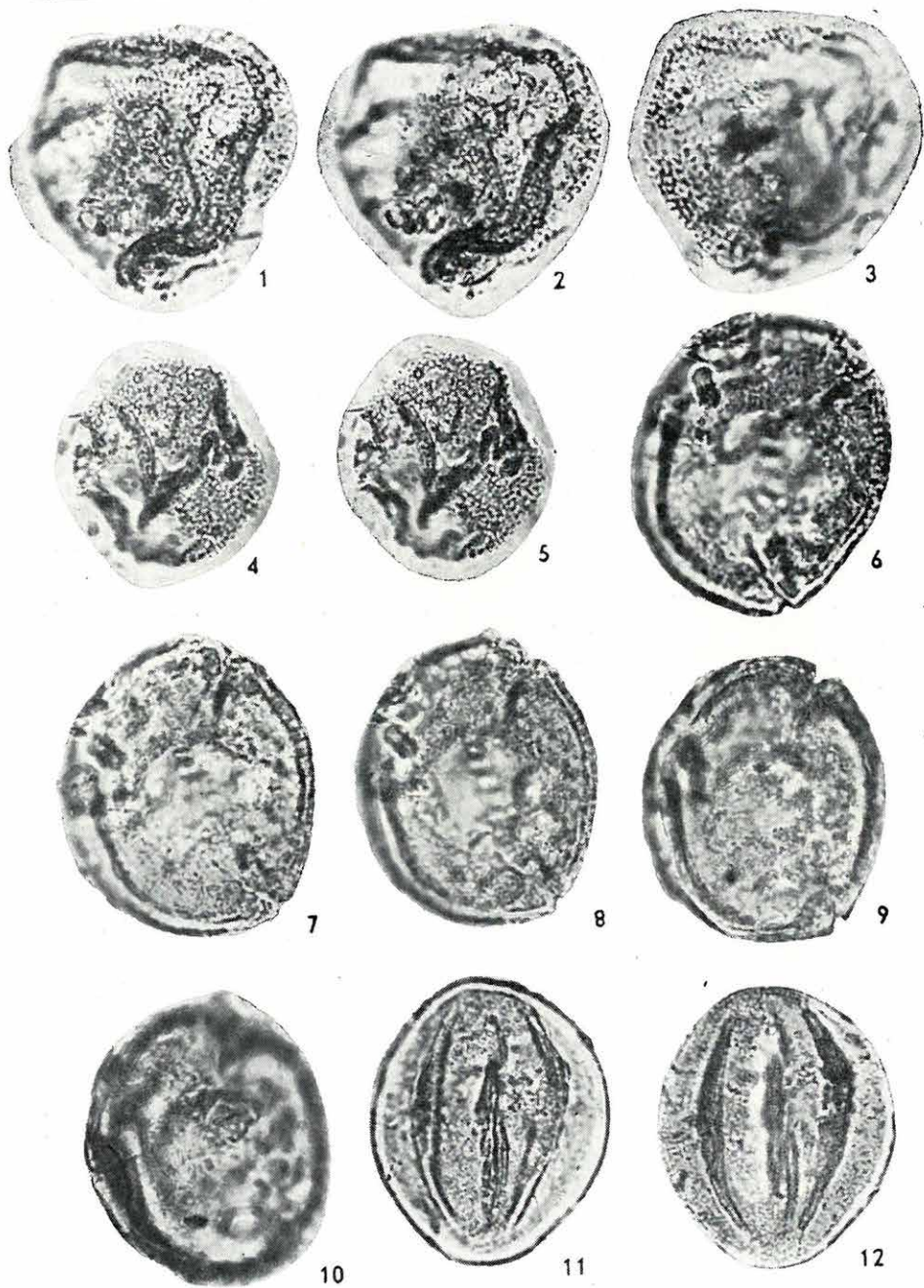
I. Tábla — Planche I. — Таблица I.

- 1—3. Gombaspórák — Spores de champignon — Споры грибов
 4—5. Kis kör — Petit cercle — Кружечки
 6—7. *Coniferae*



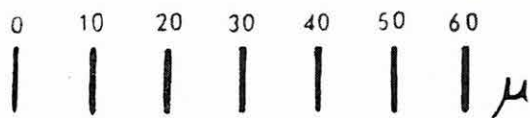
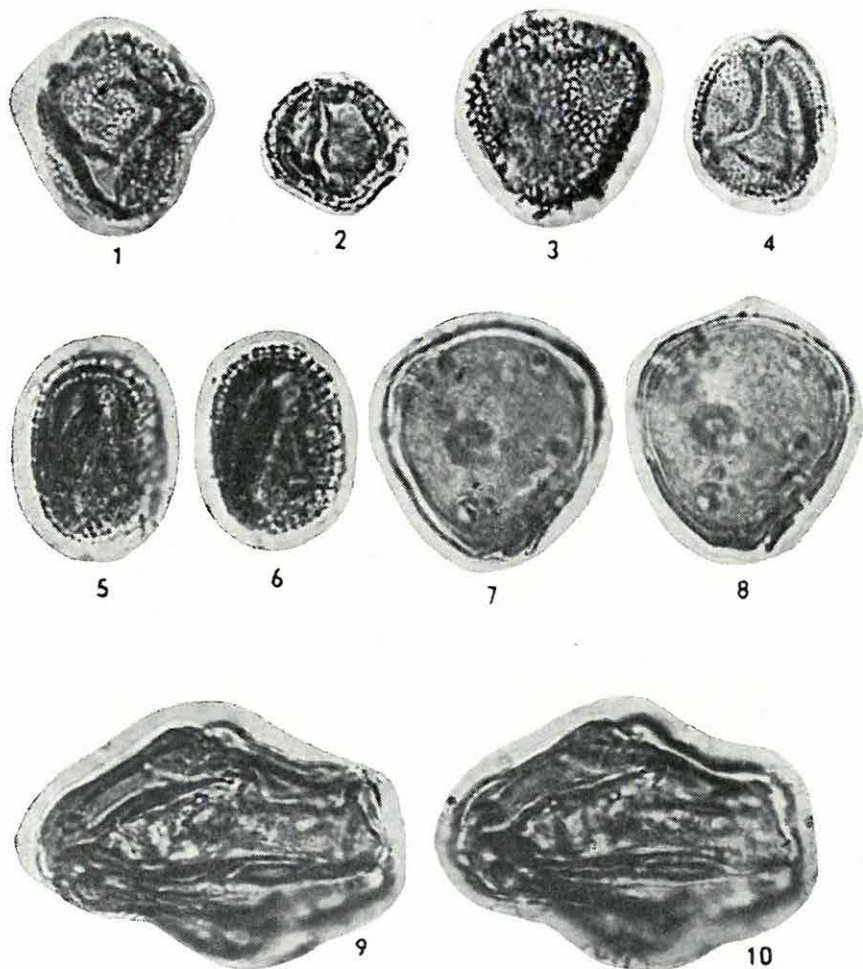
II. Tábla — Planche II. — Таблица II.

- 1 — 3. *Tricolporopollenites margaritatus* (R. Pot.) f. *major* P.F. Th. *Pollenites margaritatus* R. Pot. *Aquifoliaceae*
- 4 — 5. *Tricolporopollenites spinuosus* (R. Pot.) P.F. Th. *Poll. spinuosus* R. Pot. *Lauraceae*
- 6 — 10. *Subtriporopollenites scissus* P.F. cf. *Fagus grandifolia* poláris helyzetben — en position polaire — полярное положение
- 11 — 12. cf. *Gentianaceae*



III. Tábla — Planche III. — Таблица III.

1. *Tricolpopollenites spinuosus* (R. Pot.) P.F. Th.
2. *Sterculia* sp. kis alak — petite forme — мелкая форма
3. *Monocolpopollenites papillosus* MÜRR. P.F. *Palmae*?
4. *Sterculia* sp. nagy alak poláris helyzetben — forme grande en position polaire — полярное положение крупной формы
- 5—6. *Tricolporopollenites margaritatus* (R. Pot.) f. *minor* P.F. Th. *Pollenites margaritatus* R. Pot. *Aquifoliaceae*
- 7—8. *Tripoporopollenites robustus* P.F. *Betulaceae*
- 9—10. *Pterocarya* sp.



PLANTES DU PANNONIEN SUPÉRIEUR DANS LES ENVIRONS DE RUDABÁNYA

Par Mme E. NAGY et I. PÁLFALVY

Nous avons exécuté des examens macrofloristiques et microfloristiques des matériaux d'argile et de sable à bandes de houille pannoniens, récoltés de deux endroits de l'exploitation de minerai de fer à ciel ouvert (Andrássy III et Vilmos). Les associations floristiques examinées indiquent une forêt palustre, pour la plupart ligneuse (*Taxodium*, *Glyptostrobust*, *Alnus*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Carya*, *Salix*, *Myrica* sp.). L'autre partie de la flore passa de la végétation des versants des monts voisins à la localité fossilifère actuelle (*Ginkgo*, *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Keteleeria*, *Tsuga*, *Cercidiphyllum*, *Engelhardtia*, *Quercus*, *Fagus*, *Tilia*, *Ulmus*).

Cette association floristique, de même que les flores pannoniennes du pied de la Montagne Mátra, peut être mise en corrélation avec celles des marais à *Taxodium* de l'Amérique du Nord.

ВЕРХНЕПАННОНСКИЕ РАСТЕНИЯ ИЗ РУДАБАНЫ

Е. НАДЬ и И. ПАЛЬФАЛВИ

По пробам, полученным из паннонских глинисто-песчаниковых слоев с угольными ленточками окрестностей с. Рудабанья, из двух точек открытой разработки железной руды (Андрашши III и Вильмош), были нами проведены макро- и микрофлористические исследования. Изученные комплексы флоры указывают преобладающим образом на болотный лес с древесными породами (*Taxodium*, *Glyptostrobust*, *Alnus*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Carya*, *Salix*, *Myrica* sp). Другая часть флоры попала на свое местонахождение из вегетации склонов гор (*Ginkgo*, *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Keteleeria*, *Tsuga*, *Cercidiphyllum*, *Engelhardtia*, *Quercus*, *Fagus*, *Tilia*, *Ulmus* sp.).

Реликтовый комплекс, аналогично паннонским флорам подножья гор Матра, может быть сопоставлен с фитоценозом современных болот с таксодиями Северной Америки.

NÖVÉNYMARADVÁNYOK SAJÓKAZA SZARMATA RÉTEGEIBŐL

Írta: PÁLFALVY ISTVÁN

A lelőhely a Sajó völgy északi oldalán, közvetlenül a Sajókaza nyugati szélén lévő domboldalban van. ALFÖLDI L. és ERDÉLYI M. kőszénkutató fúrás kitzúzésekor fedezte fel.

A terület földtani felépítésében a jelenkori és a pleisztocén képződményeken kívül szarmata kori gömbzárványos riolituffa, konglomerátum, homokos agyag, andezitagglomerátumos tufás összlet, továbbá helvéti kőszéntelepés rétegek vesznek részt.

A feltárt andezitagglomerátum alatt vízben leülepedett, mállott andezittufa van finomszemű homokos, vagy agyagos, máskor kissé bentonitosodott tufitlencsékkel. Ezeknek több rétegében jól meghatá-

1. ábra. Sajókaza és közvetlen környékének földtani térképe. *Jelmagyarázat:* 1. Jelenkori képződmények; 2. Löss és vályog; 3. Gömbzárványos riolituffa; 4. Konglomerátum, homokos agyag; 5. Andezitagglomerátum és tufa; 6. Kőszéntelepés rétegek; 7. Lelőhely

Fig. 1. Carte géologique de Sajókaza et de la région voisine. Légende: 1. Formations holocènes; 2. loess et limon; 3. tuf rhyolitique à intercalations globulaires; 4. conglomérat, argile sableuse; 5. agglomérat andésitique et tuf; 6. couches lignitifères; 7. localité fossilifère

Рис. 1. Геологическая карта с. Шайоказа и его окрестностей. Легенда: 1. Голоценовые образования; 2. Лес и суглинок; 3. Риолитовый туф с шаркообразными включениями; 4. Конгломерат, песчанистая глина; 5. Андезитовые аггломераты и туфы; 6. Угленосные слои; 7. Местонахождение



A feltárások alsó és felső rétegének flóraösszetétele

Fajok neve	Sajókaza		Bánhorvátli	
	a. %	f. %	a. %	f. %
<i>Cercidiphyllum crenatum</i> (UNG.) BROWN	2,2	2,5	16,9	—
cf. <i>Cercidiphyllum andreánszkyi</i> KOV. É.	0,4	—	1,6	—
<i>Sassafras ferretianum</i> MASSAL	0,8	1,6	0,3	—
<i>Liquidambar</i> sp. (<i>L. pseudoprotensa</i> ANDREÁNSZKY)	—	0,8	—	—
<i>Banisteriaecarpum giganteum</i> (GOEPP.) KR.	9,3	13,2	—	—
<i>Acer bruckmanni</i> A. BR.	6,3	2,5	—	—
cf. <i>Acer jurenaki</i> STUR	0,4	—	—	—
<i>Acer pseudodecapiens</i> ANDREÁNSZKY	0,8	0,8	1,4	—
<i>Acer trilobatum</i> (STRNBG.) A. BR.	8,5	8,3	7,3	—
<i>Acer</i> sp. (fructus)	0,9	—	—	—
<i>Acer</i> sp. (fructus)	1,3	0,8	—	—
<i>Cornus</i> sp. (cf. <i>C. sanguinea</i> L.)	1,8	—	4,1	1,4
? <i>Sterculia cinnamomea</i> ETT.	—	1,6	—	—
<i>Büttneria aequifolia</i> (GOEPP.) MEY.	42,7	41,6	—	—
<i>Fraxinus</i> sp.	0,8	0,8	—	0,6
<i>Diospyros</i> sp.	0,4	0,8	—	—
<i>Ulmus plurinervia</i> UNG.	0,4	0,8	0,8	5,4
<i>Ulmus</i> sp. (cf. <i>U. longifolia</i> UNG.)	0,8	—	—	1,4
<i>Ostrya</i> sp.	—	0,8	—	0,6
cf. <i>Betula prisca</i> ETT.	0,4	—	—	0,6
<i>Alnus</i> sp. (cf. <i>A. japonica</i> THB.)	—	0,8	—	—
<i>Quercus alexejevii</i> POJARK.	0,4	—	—	—
<i>Pterocarya denticulata</i> (O. WEB.) HEER	0,8	—	4,1	17,3
<i>Carya</i> sp.	1,3	0,8	—	—
<i>Salix cordata-lanceolata</i> A. BR.	4,9	5,0	—	—
<i>Salix varians</i> GOEPP.	7,1	10,8	2,7	22,6
<i>Salix</i> sp.	0,4	2,5	0,3	0,6
<i>Phragmites oeningsensis</i> A. BR.	0,8	0,8	—	—
<i>Typha latissima</i> A. BR.	0,4	0,8	—	—
Gramineae et Cyperaceae indet.	6,7	1,6	—	—

rozható növénymaradványok vannak. Az egyes szintek flóraösszetétele, amint az az 1. táblázatból is kitűnik, lényegében azonos.

A maradványegyüttes többsége lombhullató fás-növény, amelyeket ma Közép-Európában csak ültetve ismerünk és észak-amerikai, közel- és távol-keleti fajoknak számítanak.

A felsorolt fajok összehasonlító rokonsági körét tekintve Észak-Amerika atlanti tájain honos a *Sassafras*, *Acer*, *Fraxinus*, *Diospyros*, *Ulmus*, *Ostrya*, *Quercus*, *Carya*; Kelet-Ázsiában a *Cercidiphyllum*, *Banisteriaecarpum* (? *Ryssopteris* BL.), *Büttneria*, *Betula*, *Alnus*, stb. Helybeli rokonságú a *Salix* és *Cornus* nemzetség megfelelő képviselője.

Feltűnően idegenszerű a trópusi-szubtrópusi rokonságúnak tartott nagy példányszámú *Büttneria aequifolia* (GOEPP.) MEY. és *Banisteriaecarpum giganteum* (GOEPP.) KR. faj. Rendszertani helyük kellően nem tisztázott.

A meghatározott fajok többsége folyóparti mocsaras területek növénye. Ezek közül leggyakoribb fanem az *Acer trilobatum* (STRNBG.) A. BR., *A. bruckmanni* A. BR., *Salix varians* GOEPP., *S. cordata-lanceolata* A. BR., *Banisteriaecarpum* és a *Büttneria* volt. Kisebb számban fordul elő a *Liquidambar*, *Fraxinus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Betula*, *Alnus*, *Carya*, *Pterocarya* nemzetség képviselője. A *Cercidiphyllum* viszont távolabbi, magasabb fekvésű szárazabb helyeken tenyésztett. A *Cornus* és *Ostrya* a cserjeszintet képviselte. A fűneműek közül a *Typha latissima* A. BR. és a *Phragmites oeningensis* A. BR. az említésre méltó.

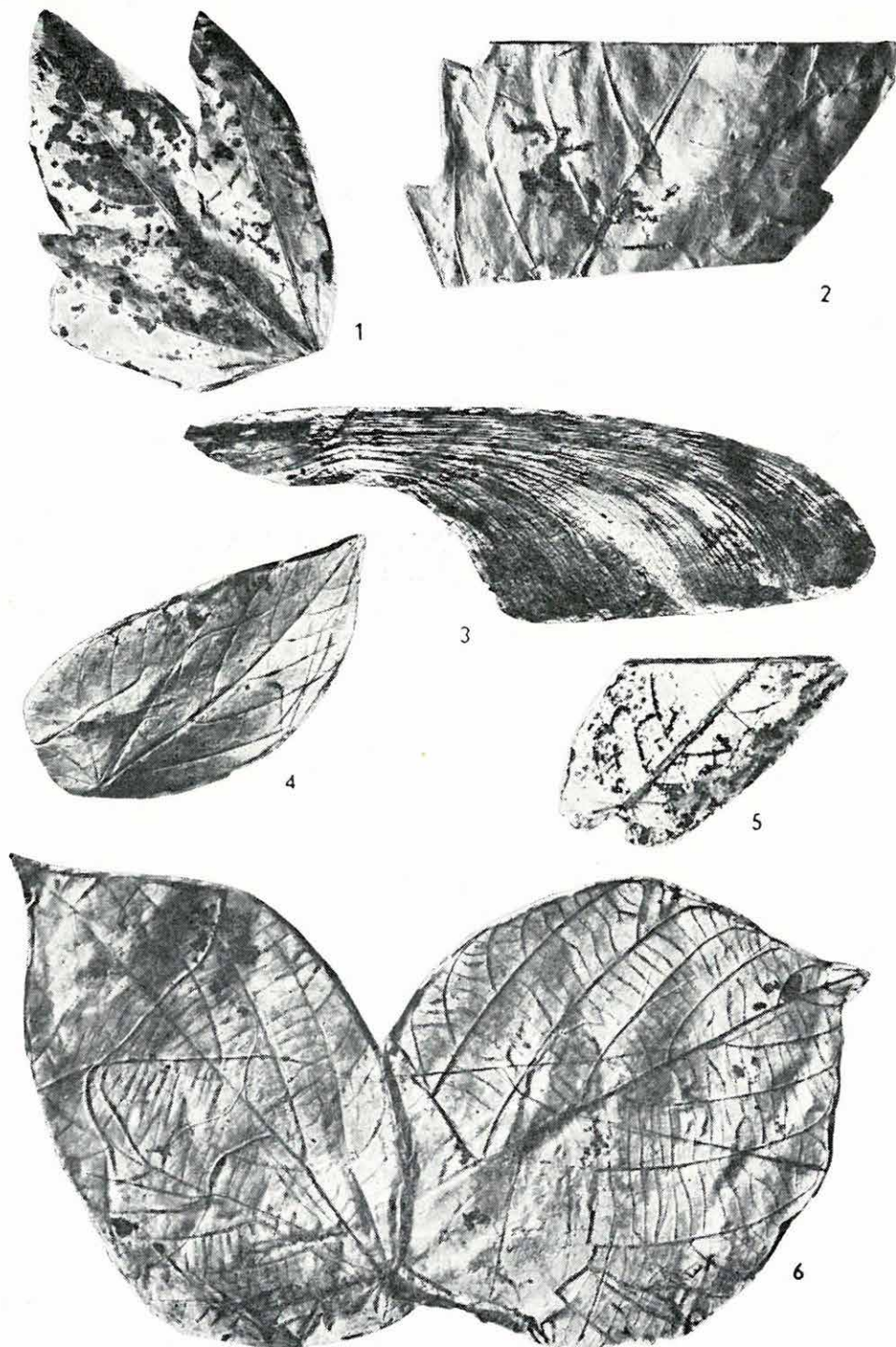
A maradványegyüttes összetétele szerint az ismert hazai és környező szarmata flórától eltér. Legnagyobb a különbség a Tokaj vidéki kelet-mediterrán rokonságú flórákhoz képest, amelyekben ANDREÁNSZKY (1, p. 133) megállapítása szerint a keménylevelű örökzöldek uralkodnak, míg e maradványegyüttesből ezek hiányoznak. A fennálló különbségek ellenére leginkább a területileg is hozzá legközelebb eső Bánhorváti szarmata andezittufájából gyűjtött flórával egyezik. Sok a megegyező közös faj a Balaton község melletti szarmata riolittufa maradványegyüttesével is. Mindhárom flórában az atlanti, észak-amerikai és kelet-ázsiai rokonság a legerősebb.

IRODALOM

1. ANDREÁNSZKY G.: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flóra története és a flórák tagolódása. — M. Áll. Földt. Int. Évk. 44. 1. Bp. 1955.
2. KRÄUSEL, R.: Der tertiäre „Reisenahorn“ *Banisteriaecarpum* nov. gen. — Abhandl. der Senckenb. naturf. Ges. 485. Frankfurt am Main. 1951.
3. PÁLFALVY I.: Miocén növénymaradványok a Mecsekhegységből. — Földt. Közl. 82. Bp. 1952.
4. PÁLFALVY I.: Fiatal harmadidőszaki növénymaradványok Füzérradvány környékéről. M. Áll. Földtani Int. Évi Jel. 1950-ről. Bp. 1953.

I. Tábla — Planche I. — Таблица I.

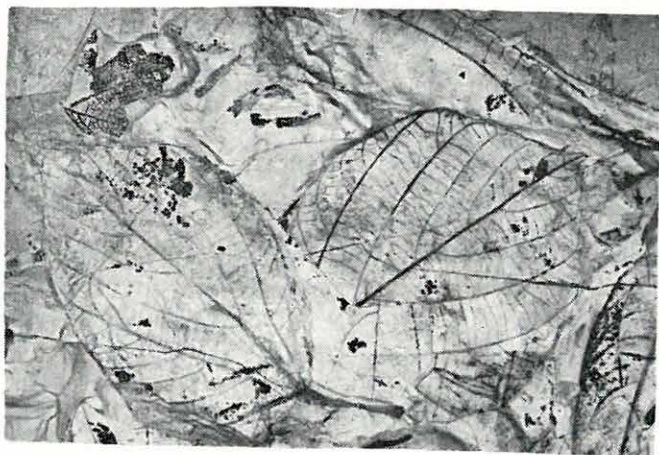
1. *Acer trilobatum* (STRNBG.) A. BR.
2. *Quercus alexejevi* POJARK.
3. *Banisteriaecarpum giganteum* (GOEPP.) KR.
- 4, 6. *Büttneria aequifolia* (GOEPP.) MEY.
5. *Salix cordata-lanceolata* A. BR.



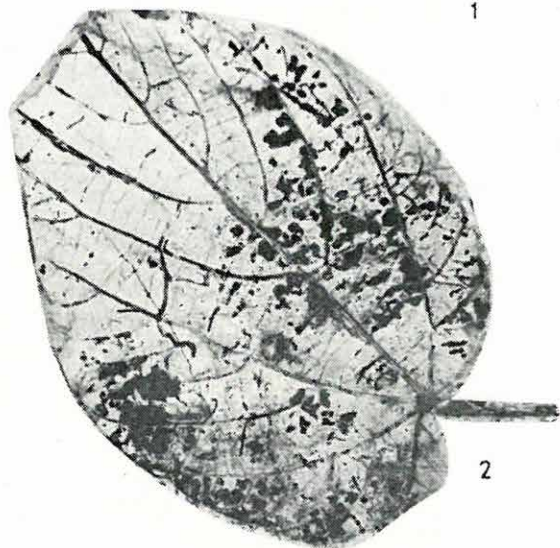
II. Tábla — Planche II. — Таблица II.

1, 2, 4. *Büttneria aequifolia* (Goepp.) Mey.

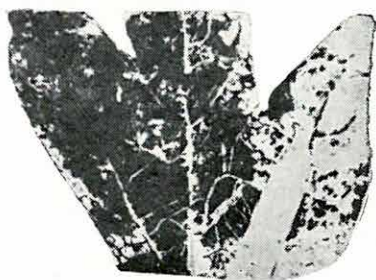
3. *Sassafras ferretianum* Massal.



1



2



3



4

Foto: Dömök-Pellérdyné

PLANTES FOSSILES DES COUCHES SARMATIENNES
DE SAJÓKAZA

Par I. PÁLFALVY

Les formes les plus fréquentes de l'association floristique récoltée des couches de tuffite andésitique de Sajókaza (Département de Borsod) sont les espèces suivantes: *Büttneria aequifolia* (GOEPP.) MEY., *Banisteriaecarpum giganteum* (GOEPP.) KR., *Acer trilobatum* (STERNBG.) A. BR., *Salix varians* GOEPP. La plupart des espèces déterminées sont des plantes des bords marécageux de fleuve. La composition de cette flore diffère des flores sarmatiennes connues de la Hongrie. Malgré ces différences, elle montre des analogies surtout avec la flore récoltée dans le tuf andésitique sarmatienne, qui en est la moins distante.

РАСТИТЕЛЬНЫЕ ОСТАТКИ ИЗ САРМАТСКИХ СЛОЕВ
ОКРЕСТНОСТЕЙ С. ШАЙОКАЗА

И. ПАЛЬФАЛВИ

В составе комплекса растительных остатков, собранных из слоев андезитовых туффитов в окрестностях с. Шайоказа (комитат Боршод) наиболее частыми формами являются следующие: *Büttneria aequifolia* (ГОЕРР. МЕУ.), *Banisteriaecarpum giganteum* (ГОЕРР.) КР., *Acer trilobatum* А. ВР. и *Salix varians* ГОЕРР. Большинство определенных видов представляет собой растения приречной болотной области. По своему составу флора отличается от известных сарматских флор Венгрии. Несмотря на существующие разницы она скорее всего соответствует флоре, собранной из сарматских андезитовых туфов Банхорвата, находящегося и территориально наиболее к вышеуказанному местонахождению.

ADATOK A HAZAI MEZOZÓOS FATÖRZSEK ISMERETÉHEZ

Írta: GREGUSS PÁL — KEDVES MIKLÓS

Pécsbányatelepről liászkori, Eplényről kréta időszi rétegekből származó famaradványokon végeztünk xylotómiai vizsgálatokat.

I. Liászkori kovásodott fatörzsek

1. Szövetteni vizsgálatra a beküldött anyagból mindössze két darab volt alkalmas. Az *András-akna VIII. szintjéből*, a főkeresztvágattól É-ra előkerült kovásodott famaradvány helyenként igen jó szöveti megtartású. Kiválóan alkalmas a fosszilizáció egyes szakaszainak tanulmányozására is.

A keresztcsiszolaton az évgűrűhatár kifejezett (I. tábla 1), a szűklümenű őszi fa csupán 1—4 sejt széles. A tracheidák négy-, öt- vagy hat-szögletűek, a bélsugarak 1 sejt szélesek. Ugyanannak a csiszolatnak valamivel rosszabb megtartású részén az eredetileg kifejezetten szögletes tracheidák már lekerekítettek, illetve kör, vagy ellipszis alakúak, a sejtfalak pedig a bomlás következtében igen vastagok (I. tábla 2). A csiszolat egy részén az előrehaladt dezorganizáció következtében a sejtes szerkezet már alig ismerhető fel (I. tábla 3).

A megfigyelt jelenség arra a feltevésre ad alapot, hogy sok fosszilis törzsön megfigyelt vastag tracheidafal és a lekerekített alak másodlagos elváltozás következtében jött létre, így sokszor félreértésre ad alkalmat.

A bélsugarak a tangenciális csiszolaton egyrétegűek, ritkán egy sejt magasságban kétrétegűek, magasságuk 1—2—15 sejt (I. tábla 3). Hosszparenchyma némely részen elég gyakori, a vízszintes falak simák (I. tábla 5). A tracheidák tangenciális falán ritkán elszórt udvaros gödörkék vannak.

A radiális fal udvaros gödörkéi modern jellegűek, szórtan egysorban, vagy két sorban opponáltan helyezkednek el (I. tábla 7). A keresztveződesi mezőkben sok, 3—6 taxodioid gödörke van (I. tábla 8, 9.).

A keresztveződesi mező jellegzetes taxodioid gödörkéi és a hosszparenchyma vízszintes falának szerkezete a recens *Sequoiákra* emlékeztetnek.

Az összehasonlító xylotómiai munkák (5, 7) alapján a keresztteződési mező gödörkézettsége a *Sequoia sempervirens*, a bélsugarak magassága pedig a *Sequoia gigantea* fájára utal. Mivel a bélsugármagasság az életkorral változik, így egymagában nem vehető teljes értékű szövettani bélyegnek, ezért a vizsgált fa-maradvány inkább *S. sempervirens* típusú törzsfosz-zília.

Figyelembevéve a kövület földtani korát, nem helyes a ma élő *Sequoia*akkal közvetlen kapcsolatba hozni, hanem a *Taxodioxyton sequoianum* (MERKLIN) GOTHAN gyűjtőfogalomba sorolható.

2. Az *István-akna VIII. telepének* fedőjéből előkerült darab rossz megtartású, ezért a szöveti szerkezet csak kevés helyen tanulmányozható. Évgűrűhatárt nem sikerült megfigyelni. A tracheidák lumene köralakú, vagy lekerített, ez azonban másodlagos elváltozás, de a dezorganizáció következménye is lehet (II. tábla 1).

A bélsugarak egyrétegűek, magasságuk 1—5—17 sejt (II. tábla 2). A fatestben aránylag sok hosszparenchyma sejt van, melyek valamivel szélesebbek a tracheidáknál, vízszintes faluk sima vagy gyöngysorszerűen vastagodott (II. tábla 3).

A tracheidák radiális falának udvaros gödörkéi szórtak, egysorosak, ritkán, elsősorban a tracheidák végződéseinél két sorban alternáltan helyezkednek el (II. tábla 4, 6). A keresztteződési mezőben 1—3 féludvaros gödörke van (II. tábla 6).

Sok helyen a tracheidák falán páros spirális-hoz hasonló vastagodásokat lehetett megfigyelni (II. tábla 5), ezek azonban a valóságban nem spirális lécek, hanem csak másodlagos képződmények, amennyiben a sejtfalban, a sejtfal spirális szerkezete következtében, spirális repedések jöttek létre. Különben is, ez a spirális szerkezet és a fa egyéb anatómiai sajátosságai egymással nem egyeztethetők össze. Az összehasonlítás alapján a fa nem tartozhat sem a *Taxaceae*, sem a *Cephalotaxaceae*, hanem csakis a *Taxodiaceae* családba. Minden valószínűség szerint ez is valamilyen *Sequoia*-féleség lehetett. Kevés valószínűséggel a *Podocarpaceae* családra is gondolni lehetne a tracheidák és a keresztteződési mezők gödörkézettsége miatt.

II. Krétakori szénmaradványok

A minták Eplényről, az apti emelet agyagmárgájából kerültek elő. A 10 db szenesedett rész kivétel nélkül igen rossz megtartású, nagyon összenyomott, ezért csakis a savas kezeléssel készített preparátumaikon lehetett egyes szöveti bélyegeket megfigyelni és azokból következtetéseket levonni.

Az 1, 2, 5, 6. mintáról biztosan csak annyit lehet megállapítani, hogy azok valamilyen fenyőfából származnak.

A 3. mintán egy-két helyen, a radiális tracheidafalon, udvaros gödörkék látszottak, amelyek egysorban és kissé összenyomottan helyezkednek el. Nagyjából ugyanilyen szerkezetet sikerült megfigyelni a 4, 7, 8, 9 mintán is. A 10. mintán a tracheidák gödörkézettsége mellett bélsugarakat, továbbá néhány vízszintes falú hosszparenchyma sejtet is sikerült megfigyelni. Valószínűleg ez is valamilyen *Sequoia*-féleség volt, de a kereszteződési mezőben levő cupressoid gödörkék alapján a *Cupressaceae* családba tartozó fa maradványa is lehetett, viszont a tracheidákban a kissé négyszögletes gödörkék, valamint a bélsugarak tangenciális alakja alapján talán még a *Ginkgora* is lehetne gondolni.

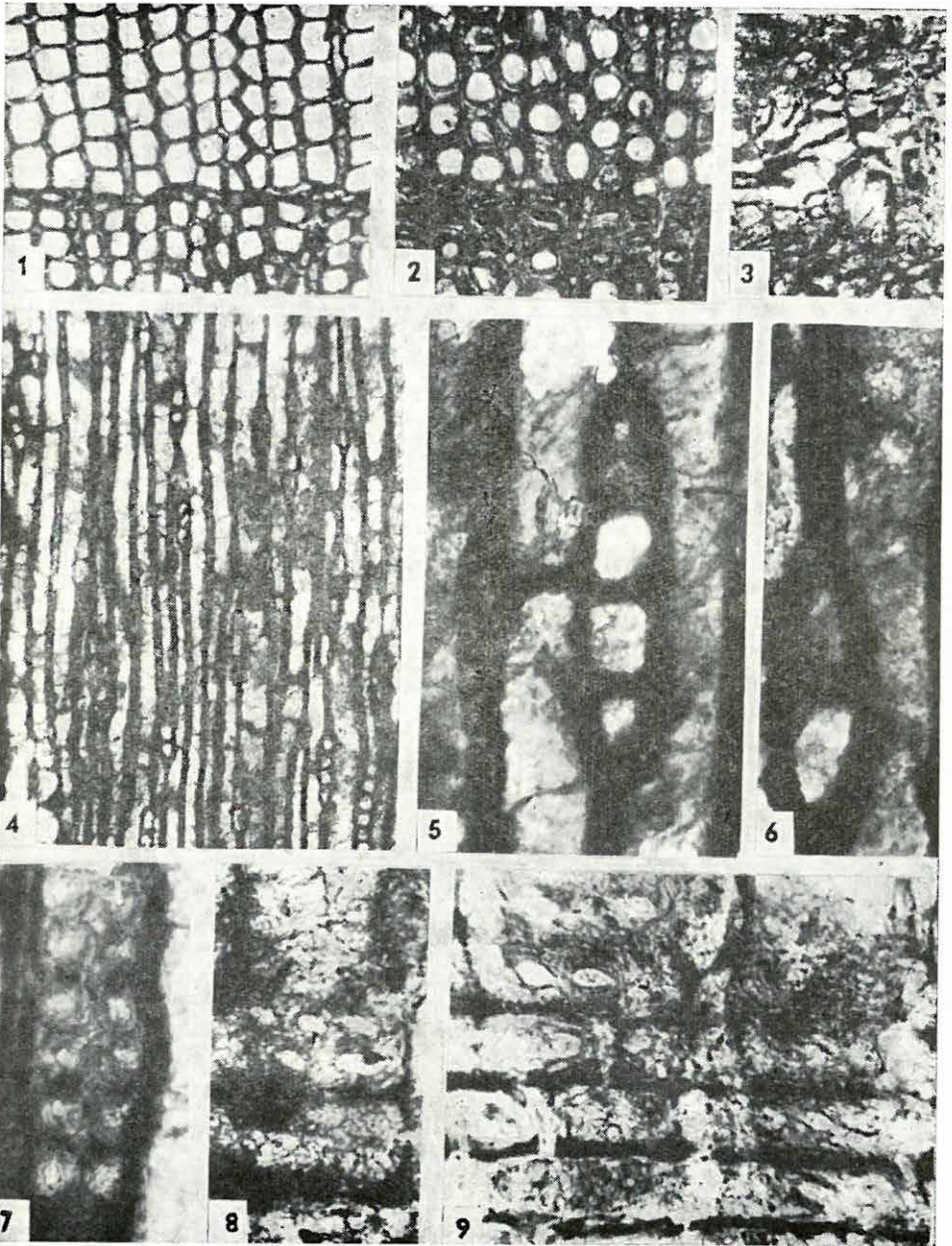
Mindkét lelet vizsgálata azt a gondolatot ébreszti, vajon a minták valóban a liász és a kréta korból származtak-e, mert hiszen a *Taxodiaceae*, illetve a *Cupressaceae* előfordulása ezekben a korokban általunk nem ismert.

IRODALOM

1. ANDREÁNSZKY G.: Ősnövénytan. — Bpest. 1954.
2. BHARDWAJ, D. C.: Jurassic woods from the Rajmahal Hills, Bihar. — The Palaeobot. **2**. pp. 59—70. 1953.
3. GREGUSS P.: Az ajkai felső-krétakorú barnaköszén fuzitzárványának meghatározása (*Podocarpoxylon ajkaense* nov. sp.). — Földt. Közl. **69**. pp. 1—15. Bpest. 1949.
4. GREGUSS P.: Magyarországi mezozóli famaradványok. — Föld. Közl. **82**. pp. 157—180. Bpest. 1952.
5. GREGUSS P.: Xylotomische Bestimmung der heute lebenden Gymnospermen. — Bpest. 1955.
6. GREGUSS P.: Pflanzenreste aus der Kreidezeit von Tata. — Acta Biol. **2**. pp. 39—49. Szeged. 1956.
7. JACQUIST, C.: Atlas d'anatomie des bois des Conifères. — Centre Technique Du Bois, Fonds Forestier National Paris. 1955.
8. MÜLLER—STOLL, W. R.: Mikroskopie des zersetzten und fossilisierten Holzes. — Mikrosk. i. d. Techn. **5**. pp. 727—816.
9. RAMANJAM, C. G. K.: On some silicified woods from near Pondicherry, South India. — The Palaeobot. **3**. pp. 40—50. 1954.
10. SCHÖNFELD, E.: Die Kieselhölzer aus der Braunkohle von Böhlen bei Leipzig. — Palaeontogr. **99**. Abt. B. pp. 1—83. Stuttgart. 1956.
11. SURYANARAYANA, K.: Dadoxylon rajmahalense Sahnii from the Coastal Gondwanas of India. — The Palaeobot. **4**. pp. 89—91. Lucknow. 1955.

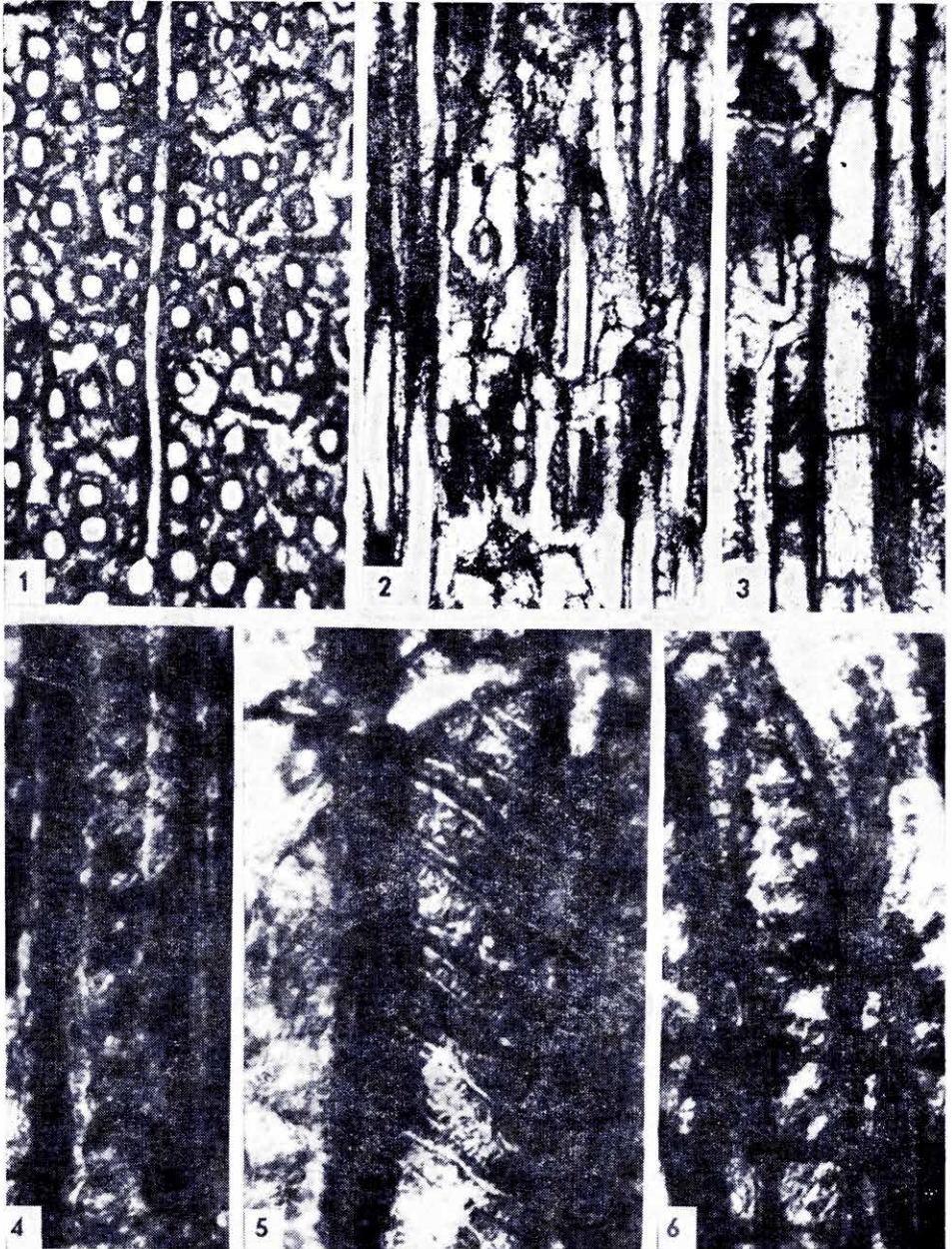
I. Tábla — Planche I. — Таблица I.*Taxodioxyton* sp.

- 1—3. Keresztcsiszolat, 100x. — *Section transversale polie*, 100x. — Поперечный шлиф, 100x.
4. Tangenciális csiszolat, 100x. — *Section tangentielle polie*, 100x. — Тангенциальный шлиф, 100x.
- 5—6. Tangenciális csiszolat, 400x. — *Section tangentielle polie*, 400x. — Тангенциальный шлиф, 400x.
- 7—9. Radiális csiszolat, 400x. — *Section radiale polie*, 400x. — Радиальный шлиф, 400x.



II. Tábla — Planche II. — Таблица II.*Taxodioxylon* sp.

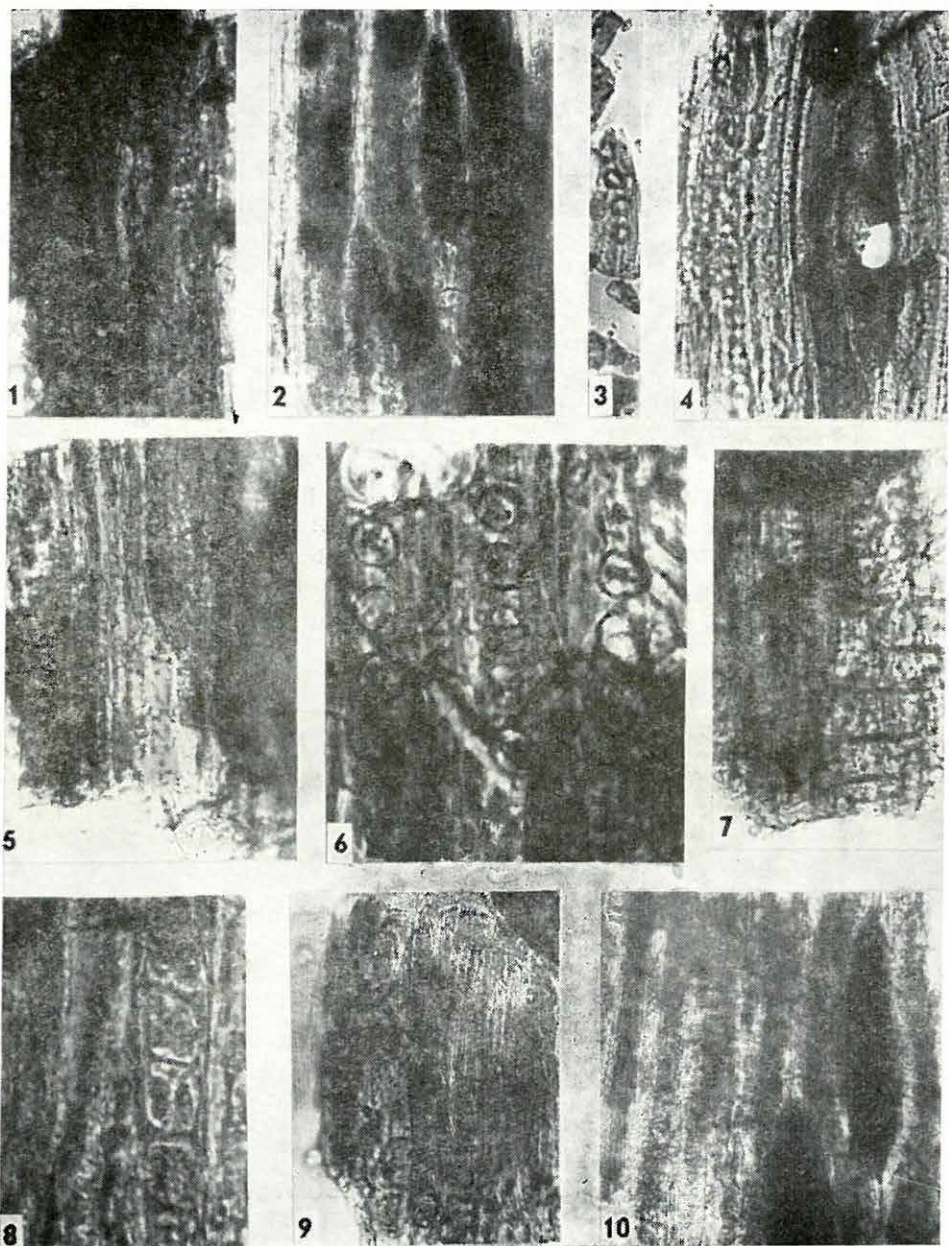
1. Keresztcsiszolat, 100x. — *Section transversale polie*, 100x. — Поперечный шлиф, 100x.
2. Tangenciális csiszolat, 100x. — *Section tangentielle polie*, 100x. — Тангенциальный шлиф, 100x.
3. Radiális csiszolat, 100x. — *Section radiale polie*, 100x. — Радиальный шлиф, 100x.
- 4 — 6. Radiális csiszolat, 400x. — *Section radiale polie*, 400x. — Радиальный шлиф, 400x.



III. Tábla — Planche III. — Таблица III.

?*Taxodiaceae*, ?*Cupressaceae*, ?*Ginkgo*

1.	3. sz. minta (400x) — <i>Échantillon</i>	3. (400x) — Образец 3 (400x)
2.	4. sz. " (400x) — <i>Échantillon</i>	4. (400x) — Образец 4 (400x)
3 — 4.	7. sz. " (400x) — <i>Échantillon</i>	7. (400x) — Образец 7 (400x)
5.	8. sz. " (400x) — <i>Échantillon</i>	8. (400x) — Образец 8 (400x)
6.	8. sz. " (500x) — <i>Échantillon</i>	8. (500x) — Образец 8 (500x)
7.	8. sz. " (400x) — <i>Échantillon</i>	8. (400x) — Образец 8 (400x)
8 — 10.	10. sz. " (400x) — <i>Échantillon</i>	10. (400x) — Образец 10 (400x)



CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES
TRONCS D'ARBRE MÉSOZOÏQUES DE LA HONGRIE

Par P. GREGUSS et M. KEDVES

Dans la mine de Pécsbányatelep, on a trouvé des *Sequoia* liasiques, tandis qu'à Eplény des *Taxodiaceae* et *Cupressaceae* crétacées, en mauvais état de conservation.

СВЕДЕНИЯ К МЕЗОЗОЙСКИМ СТВОЛАМ ВЕНГРИИ

П. ГРЕГУШШ — М. КЕДВЕШ

Остатки лейасовых деревьев, найденные в угольной шахте с. Печбаньятелеп, могли происходить из каких-либо разновидностей *Sequoia*. Эпленьские меловые остатки деревьев — хотя и уже не с такой уверенностью — могут быть возведены к *Taxodiaceae* или *Cupressaceae*.

A LÁBATLANI „FELSŐ-LUTÉCIAI” KÖVÜLETMENTES HOMOKÖSSZLET NÖVÉNYSZARVÁNYOS AGYAGLENCÉJÉNEK PALYNOLÓGIAI VIZSGÁLATA

Írta: KRIVÁNNÉ HUTTER ERIKA

A Szóts E. (27) által felső-lutéciai emeletbe sorolt kövületmentes homokösszlet gyakori agyagközbetelepüléseinek egyikéből, a lábatlani cementgyártól D-re lévő ún. „sertéshizlaldai” feltárából, Szóts E. (27 p. 90) levéllenyomatokban gazdag, 1,5 méterre kivastagodó, szürke, édesvízi agyaglencsét írt le. Ebből az agyaglencséből FÜLÖP J. bőséges makroflóra anyagot gyűjtött, melyet feldolgozásra Kovács É.-nak adott át (8). Miután ez volt az első érdemleges magyarországi eocén flóralelet, szükséges volt az ősnövénytani feldolgozás kiszélesítése a növénymaradványos agyaglencse anyagának palynológiai vizsgálatával is. A flóratartó agyaglencse palynológiai feldolgozását indokolta a Dorogi-medence eocén—oligocén barnaköszén-összletének folyamatban levő palynológiai tanulmányozásán kívül az a körülmény is, hogy eocén vonatkozásban ezúttal adódott az első alkalom arra, hogy a makroflóra-vizsgálat eredményeit a mikroflórákkel egybevegyessük.

Vizsgálati anyagunkat szintén FÜLÖP J. gyűjtötte, az anyagok feltárását az ERDTMAN—ZÓLYOMI-féle eljárással NAGYLAKI M.-NÉ végezte. Az agyaglencse középrészéből gyűjtött minta gazdag spóra-pollen együttest tartalmazott, a szegélyről gyűjtött anyagból viszont az utólagos, oxidációs szelekció következtében csak szegényes, korrodált mikroflóra került elő.

A spóra-pollenegyüttes leírása

Tekintettel arra, hogy a kövületmentes homokösszlet növénymaradványos agyaglencséjének palynológiai vizsgálata és a makroflóra-maradványok vizsgálata párhuzamosan történt, a spóra-pollenegyüttes meghatározásánál az együttműködés érdekében törekedtünk kapcsolatot keresni a mai nemzetségek, fajok felé. Lehetőséghez mérten kerültük a palynológiai mesterséges nevezéktan alkalmazását.

Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a folyamatban levő eocén-oligocén vizsgálataink összefoglalásában és kiértékelésében a lábatlani felső-lutéciai agyaglencsének spóra-pollenegyüttesét is feldolgozzuk és a palynológia korszerű nevezéktana szerinti leírásukat ott adjuk.

Törzs: **MYCOPHYTA**

G o m b a s p ó r á k

1. típus

15—16 μ nagyságú, kör alakú, barna színű spórák.

2. típus

31 μ hosszú, körteszerűen elkeskenyedő, szeptumokra osztott gombaspóra. Exospóriumuma vékony, barna színű.

3. típus

(I. tábla, 1)

31 μ hosszú, csúcsok felé elkeskenyedő, legnagyobb szélességében 15,5 μ , barna színű spóra.

4. típus

(I. tábla, 2)

59 μ hosszú, 28 μ széles, a csúcsok felé elkeskenyedő, barna színű spóra. Felülete finoman pontozott, a csúcsoknál kissé világosabb színű, fénytörő.

G o m b a f o n a l a k

1. típus

(I. tábla, 3)

6 μ hosszú, 8—9 μ széles sejtekből álló fonalak. A végső sejt lekerekített. Barnáslila színű.

2. típus

(I. tábla, 4)

Gombafonalhoz hasonló, 19—20 μ hosszú, 5—7 μ széles sejtekből álló fonalak.

3. típus

(I. tábla, 5)

9—10 μ hosszú, 5—7 μ széles sejtekből álló fonalak.

Vizsgálati anyagunkban gombaspóra és gombafonalmaradványok elég nagy mennyiségben (15%) mutatkoztak.

Törzs: **PTERIDOPHYTA**

Osztály: **LYCOPODINEAE**

Család: **Lycopodiaceae**

Lycopodium sp.

(V. tábla, 12)

46 μ nagyságú, tetraéder alakú, proximális és disztális oldalról nézve kör alakú spóra. Az exospórium 2—2,5 μ nagyságú kidomborodásokkal díszített. Y-vonala gyengén fejlett, példányunkon csak alig érzékelhető. Színe világosbarna.

Ugyanezt a formát megtaláltuk a Borókási-medence oligocén barnakőszénkifejlődésének palynológiai vizsgálata során is (10). Tekintettel arra, hogy az ott talált példányok jobb megtartásúak, ezért közölt ábránk a Borókási-medence oligocén barnakőszénkifejlődésének 18. sz. mintájából való.

? **Lycopodium** sp.

(I. tábla, 9)

70 μ nagyságú, tetraéder alakú, barnás színű spóra. Oldalvonalai erősen domborúak, felületén a kiemelkedő exinevastagodások hálózatot alkotnak. A hálószemek nagysága 8—10 μ . A spóra peremét egy 5—7 μ szélességű fátyol veszi körül (perispórium), amely a csúcsoknál kissé kihegyesedik. Lényegesen világosabb színű, mint maga a spóra, ezért az ábrán alig érzékelhető. A dehiscencia vonal mentén erős megvastagodás látható, amely egészen a szélekig húzódik.

A spóra meghatározása igen sok nehézséget okozott, megjelenésében a *Lycopodiumokra* emlékeztet. Ez ellen szólna nagysága és a dehiscencia vonal mentén levő megvastagodás.

Család: *Selaginellaceae*

Selaginella cf. *pentagona* SPRING

(I. tábla, 6)

Lekerekített tetraéder alakú, $25,8 \mu$ nagyságú spórák. A triradiális vonal a spóra széléig terjed. Az exospóra kicsi, $2 \times 2 \mu$ -os, szorosan egymás mellett levő lekerekített nyúlványokkal díszített.

A *Selaginella* fajok meghatározásánál KNOX, E munkáját (7) vettük alapul.

Selaginella cf. *spanieleva* ALSTON

(I. tábla, 7)

Lekerekített tetraéder alakú, $25,0 \mu$ nagyságú spórák. A triradiális vonal egészen a szélekig terjed. Az apikális oldal sima. Ellentétes oldalán az exospóra vékony, túszerű. 7μ hosszú nyúlványokkal díszített, melyek gyakran meggörbültek s $5-8 \mu$ távolságra vannak egymástól.

Selaginella cf. *sumatrana* HIERON

(I. tábla, 8)

Lekerekített tetraéder alakú, $18,6 \mu$ nagyságú spóra. A triradiális vonal a spóra széléig terjed. A csúcsi (apikális) oldal díszítés nélküli. A szemben levő oldalon az exospóra 9μ hosszú, vesszőszerű nyúlványokat visel, melyek $5-8 \mu$ távolságra vannak egymástól.

Osztály: FILICINAE

Család: *Schizaeaceae*

Schizaea sp.

(I. tábla, 13)

Bab alakú, monolét spóra, felülete sűrűn bordázott. A bordák $2,5 \mu$ szélesek. Nagysága: 60μ hosszú és 34μ széles.

A rendelkezésünkre álló 10 recens *Schizaea* fajt megvizsgálva csak a *Schizaea digitata* mutatott bordás szerkezetet. Itt a bordák $1,2 \mu$ szélesek. Méretben is kisebb a mi példányunknál, $46-25 \mu$.

Példányunk a POTONIÉ, R. (20) által leírt *Cicatricosporites pseudodorogensis*-hez mutat hasonlóságot.

Lygodium cf. smithianum PRESL.

(I. tábla, 12)

Háromszög alakú spóra, a csúcsok lekerekítettek, oldalvonalai egyenesek, illetve a felületen levő domborulatok következtében hullámos lefutásúak. Átmérője $55,8 \mu$. Dehiscencia vonala a rádiusznak mintegy a feléig terjed. A hullámos felszín a dehiscencia vonal mentén erőteljesebben észlelhető.

Recens *Lygodiumokkal* való összehasonlítás alapján úgy találtuk, hogy a *Lygodium smithianum* spórájához áll leginkább közel. A fosszilis irodalmat áttekintve formánk a *Corrugatisporites solidus* csoport spóráival azonosítható.

Lygodium sp.

(I. tábla, 11)

Tetraéder alakú, $43,4 \mu$ átmérőjű spóra. A csúcsok lekerekítettek. Oldalvonalai domborúak. Az exospóra az oldalvonalak mentén $6-8 \mu$ vastagságban sima. A spóra centrális részét $2-3 \mu$ nagyságú kidomborodások díszítik. A két részt éles határvonal különíti el egymástól, amely egyenes vagy gyengén homorú lefutású. Dehiscencia vonala nem látható.

Hasonló $60-68 \mu$ nagyságú formát ír le POTONIÉ, R. — GELLETICH, J. (22) a dorogi eocénből *Zonales-sporites macrospeciosus* néven. Megjegyzi, hogy a Geiseltal-i eocén barnakőszénben (Groube—Cecilie, Oberstrasse Zone 8) egy hasonló, még le nem írt, de kisebb formát talált (41μ).

Lygodium sp.

(I. tábla, 10)

$68-71 \mu$ nagyságú, tetraéder alakú spóra. Az oldalvonalak domborúak, a csúcsok lekerekítettek. Dehiscencia vonala a sugár $\frac{2}{3}$ részéig terjed, a példányon erős gyűrődés miatt kevéssé látható. Az exospóra felszíne finoman pontozott, 1μ vastag, színe sötétsárga vagy világosbarna.

Az irodalommal összehasonlítva POTONIÉ, R. — GELLETICH, J. (22) *Punctatisporites adriennis*-ével egyezik meg leginkább. A szerzők ezt a fajt a dorogi eocénből írták le. Növényrendszertanilag *Lygodium* sp.-nek vélik.

Mohria sp.

(II. tábla, 1-2)

Tetraéder alakú, 62μ nagyságú spóra. Felszíne harántbordázott. A bordák hullámosak, villás elágazásúak, rácsozatot alkotnak. Ezért a

spóra körvonala hullámos, rovátkolt. A bordák 4μ szélesek. Az egyes bordákat ugyancsak 4μ széles csatornák választják el egymástól.

A dorogi eocénből leírt *Cicatrocosisporites dorogensis* R. POT. & GELL. (22) fajjal teljes mértékben azonosítható. Botanikailag *Mohria* sp., *Lygodium japonicum* vagy *Ceratopteris thalictroides*-szel azonosítják. Recens vizsgálati anyag alapján mi is *Mohria* sp.-nek tartjuk.

Család : G l e i c h e n i a c e a e

Gleichenia sp.

(II. tábla, 3–4)

Háromszög alakú spóra. Csúcsa lekerekített, oldalvonalai egyenesek vagy gyengén homorúak. Átmérő 31μ . Dehiscencia vonal a csúcsokig terjed. Exospórium sima.

Család : C y a t h e a c e a e

Cyathea sp.

(II. tábla, 5)

Tetraéder alakú spóra, vékony, sima exinével. Oldalvonalai egyenesek vagy gyengén domború lefutásúak. A pólusok lekerekítettek. Nagysága 37μ . Dehiscencia vonala nem ér egészen a pólusokig. A proximális oldalon, a háromszög oldalainak hosszában, vékony, hullámos exine-redő figyelhető meg.

Család : P o l y p o d i a c e a e

Blechnum sp.

(II. tábla, 11)

Bab alakú monolét spórák, egyágú csírányílásuk a homorú vagy egyenes oldalon fut végig. Exospórium sima. Méretük a hosszabb tengely irányában $44\text{--}46 \mu$, a rövidebb tengely irányában $27\text{--}28 \mu$.

Az irodalomban leírt (23) *Laevigatosporites haardti* R. POT. & VEN. fajjal vethető össze. Növénytanilag perispórium nélküli *Polypodiaceae* spóráknak tartják.

A közelebbi genusmeghatározást a makroflóra és recens vizsgálati anyaggal való összehasonlítás alapján tettük.

? *Actiniopteris* sp. — ? *Anogramma* sp.

(II. tábla, 6–8)

Háromszög alakú, csúcsokon lekerekített, 42–46 μ nagyságú spóra. Oldalvonalai gyengén domborúak. Az exospórium az oldalvonalak mentén 5 μ szélességben sima. Ezen belül durva, 3–4 μ -os kidomborodások láthatók. A dehiscencia vonal az exine sima részéig terjed.

Recens anyaggal való összehasonlítás alapján még nem sikerült minden bizonnal eldönteni, hogy az *Actiniopteris* vagy az *Anogramma* genushoz tartozó spórákkal azonosíthatók-e. Itt még további recens anyaggal való összehasonlítás szükséges.

A fosszilis irodalmat tanulmányozva a *Polypodiaceoisporites marxheimensis* (MÜRR. & PF. 1952) KRUTZSCH 1959 fajhoz hasonlítható, melyet a leírók a marxheimi felső-oligocén rétegekből írtak le. További előfordulása : Heskem (alsó-oligocén).

Monogramma cf. *linearifolia* DESV.

(II. tábla, 9–10)

Lekerekített háromszög alakú spóra. Nagysága 34–40 μ . Exospórium a durván szemcsézett. Dehiscencia vonala, gyűrődés miatt, nem látható jól.

Recens anyaggal való összehasonlítás alapján a *Monogramma linearifolia* specieshez áll közel.

Polypodium sp.

(III. tábla, 1)

Bab alakú, monolét spóra. Két szimmetriasíkja van, ezek egymásra merőlegesek. Nagyságuk 56 μ , illetve 40 μ . A dehiscencia vonal az egyenes vagy homorú oldalon helyezkedik el. A spóra hossz tengelyének mintegy a felét alkotja. Színe sötétsárga. Felülete poligonális bordázatot mutat.

Polypodium sp.

(III. tábla, 2)

Az előbbihez hasonló, 37 μ , illetve 28 μ nagyságú spóra.

Páfrányspóra

(III. tábla, 3)

34,1 μ nagyságú, felülete egész finoman granulált. Kis dehiscencia vonal (?) látható. Valószínűleg páfrányspóra.

Törzs : GYMNOSPERMAE

Osztály : CONIFERAE

Család : Abietaceae

Légzacskós Coniferae pollenek

Pinus haploxyton-típus RUDOLPH

(III. tábla, 4)

A légzacskók félkör alakúak, finomhálózatúak, legnagyobb átmérőjükkel tapadnak a pollentesthez. A két légzacskó tapadási helye egymástól 3—4 μ . Egyenlítői átmérője 65 μ , poláris átmérője 52 μ . A pollentest rövid, 30—35 μ . Magassága a poláris átmérővel egyező. Aprón szemcsés, elég vékonyfalú.

POTONIÉ (21) megemlíti, hogy ilyen alakú pollenek már a paleozóikumból ismertek. THIERGART (29) szerint ezt a típust a legfelső harmadidőszakban a *Pinus silvestris* fokozatosan kiszorítja.

Légzacskó nélküli Coniferae pollenek

A légzacskó nélküli Coniferae polleneket KLAUS (6) „Flügellose Coniferen” pollen sensu lato néven kapcsolja össze.

Larix sp.

(III. tábla, 5)

Átmérője 58—68 μ . Exinéje vékony, síma, ráncosan gyüredezett, világossárga színű. Alakja valószínűleg gömb, ami fosszilizálódás közben deformálódott.

A fosszilis *Larix* pollenek rendszertani helyzete bizonytalan. Először POTONIÉ, R írta le 1931-ben *Sporonites? magnus* néven (18). POTONIÉ után RAATZ (24), THIERGART (28), THOMSON—PFLUG (30) és mások írnak róla különböző elnevezésekkel. THIERGART véleménye szerint a *Larix-pollenites magnus* R. POT. faj a *Larix* vagy *Pseudotsuga* pollenjéhez áll közel. A *Pseudotsuga* az első interglaciálisig követhető, a *Larix* pollenek fellépése pedig, THOMSON—PFLUG szerint, a legfiatalabb harmadidőszakra tehető.

Légzacskó-nélküli s. str. Coniferae pollenek KLAUS

(III. tábla, 6)

Világossárga színű, 24—28 μ nagyságú, erősen gyüredezett pollenek. Exinéjük vékony, síma, vagy kissé szemcsézett.

Pontosabb meghatározást nem tudunk tenni, mert példányainkon a papilla, illetve a pseudoporus nem volt fellelhető, ami a *Taxodiaceae* családba való tartozásukat kétségtelenné tenné.

Törzs: **ANGIOSPERMAE**

Osztály: **DICOTYLEDONES**

Család: **Magnoliaceae**

Magnolia sp.

(III. tábla, 7)

Ellipszoid alakú, néha kissé megnyúlt, 68μ hosszú és 37μ széles monocolpát pollenek. Exine vékony, igen finoman díszített.

Meghatározását recens összehasonlító anyag alapján végeztük.

Család: **Lauraceae**

? **Cinnamomum** sp.

(III. tábla, 8)

31μ nagyságú, apertura nélküli, kerekded pollenek. Felszínük finom tüskeszerű képletekkel borított.

A *Lauraceae* családba tartozó pollenszemek hasonlatosak a *Hernandiaceae* és *Gomortegaceae* családok pollenjeihez. A *Monimiaceae* családba tartozó *Peumus* pollenje is hasonló.

A *Cinnamomum*, de általában a *Lauraceae* család pollenjei nehezen fosszilizálódnak (fosszilis *Cinnamomum* polleneket csak a szovjet irodalom közölte). Feltehető azonban, hogy a vizsgált pollenszemek *Cinnamomum* pollenek.

Család: **Nymphaeaceae**

Nymphaeaceae sp.

(III. tábla, 9)

46μ hosszú és 31μ széles ellipszoid alakú pollen. Felülete apró, 2μ körüli tüskékkel borított. A tüskék egymástól $4-5 \mu$ távolságra helyezkednek el. Az exine a tüskéktől eltekintve sima.

Család: H a m a m e l i d a c e a e

Liquidambar sp.

(III. tábla, 15)

Sokszögletű, lekerekített pólusú, 28μ átmérőjű pollenek. Felületükön 8—12 köralakú, 4—6 μ átmérőjű pórusal. Az exine finoman szemcsézett.

Család: M y r t a c e a e

Myrtaceae sp.

(III. tábla, 10—14)

15—28 μ nagyságú, háromszög alakú pollenek. Oldalaik erősen domborodók. Három erőteljes pórusuk a csúcsokon helyezkedik el. Felületük sima, vagy nagyon finoman szemcsés.

Több típust különböztethetünk meg.

A 15 μ -os (10., 11. ábra) és a 21 μ -os (12. ábra) példányaink a *Triatriopollenites excelsus* R. POT. subsp. *minor* PFLUG ábrázolt példányaihoz hasonlóak. A 28 μ nagyságú (13. ábra) pedig a *Triatriopollenites plicatus* (R. POT.) pollenekhez hasonlítható. Botanikailag mindkét fajt a *Myrtaceae* családba valószínűsítik.

A 14. ábrán látható pollent recens anyaggal való összehasonlítás alapján az *Eucalyptus tereticornis* Sm. speciessel (22 μ) hozhatjuk kapcsolatba. Pórusszerkezetük és méreteik (24,8 μ) egyaránt hasonlóak.

Az *Eucalyptus* fajok pollenszemcséi recens anyagban is nehezen különíthetők el egymástól.

Család: M e l i a c e a e

Cedrela sp.

(IV. tábla, 1)

Poláris átmérője 32,5 μ , egyenlítői átmérője 28 μ . Alakja ennek megfelelően csaknem kör. A pólusok felé négy hosszanti redő húzódik. A redők a sarkok felé elvékonyodók, egyenlítői metszetüknél félkör alakú beöblösödő csírányílásuk van. Exine sima, 1 μ vastag.

Család: A q u i f o l i a c e a e

Ilex sp.

(IV. tábla, 2)

49 μ átmérőjű pollenek, alakjuk kerek, vagy három hasábra felszaktadt. Hosszanti irányban három csíradedő húzódik végig. Poláris nézet-

ből ezek mint három beöblösödés láthatók a pollen körvonalán. Az exine felületén apró nyúlványok vannak. Emiatt a széle kissé hullámosnak látszik.

Család: R h a m n a c e a e

Rhamnus sp.

(IV. tábla, 3)

23 μ poláris átmérőjű, 15 μ egyenlítői átmérőjű, ovális pollenek. A két pólus között három redő húzódik, melyek az egyenlítő felé kissé megvastagodnak és az egyenlítői síkban megnyúlt, jól látható csiranyításokat fogják közre. Az exine finom reticulált szerkezetet mutat. A pollenek poláris helyzetben háromhasábuak.

Család: C o r n a c e a e

Cornus sp.

(IV. tábla, 4)

27 μ poláris átmérőjű, 18,6 μ egyenlítői átmérőjű pollenek, kerekded pólusokkal. Egyenlítői helyzetben a három sima redő közül kettő jól látható, melyek csaknem párhuzamosan haladnak és kihegyesednek a pólusok felé. A redők középrészén, az egyenlítői síkban kis kerek csiranyítások vannak. Exine sima, a pollen körvonala is sima.

Család: C a p r i f o l i a c e a e

? **Viburnum** sp.

(IV. tábla, 5)

Poláris átmérője 28 μ , egyenlítői átmérője 22 μ . Ovális alakú, az egyenlítői síkban kissé kidomborodó pollenek. Egyenlítői helyzetben három redője látszik, melyek éles szögben tartanak a pólusok felé. Exine szemcsézett, a szemcsézettség a redők között kifejezettebb.

Diervilla sp.

(IV. tábla, 6–7)

Három pórúsú pollen. Körvonala lekerekített háromszög, oldalai domborúak. Exine háromrétegű. A pórúsokat az exine két külső rétegének megvastagodásai képezik. A pórúsok belső része az endexinével érintkezik. Az ektexine durva, nagy, 3,5 μ -os és kisebb tüskékkel fedett.

Recens összehasonlító anyag nem állt rendelkezésünkre, meghatározásunkat a ПОКРОВСКАЈА szerkesztésében megjelent szovjet oligocén atlasz (17) alapján tettük.

Család: *S t e r c u l i a c e a e*

Sterculia sp.

(IV. tábla, 8)

Elliptikus körvonalú, három pórusú és három redőjű pollen. Poláris átmérője $43,4 \mu$, egyenlítői átmérője 37μ . A pórusok kicsik, lekerekítettek, egészen a barázdák közepéig nyúlnak. Exine hálózatos díszítésű, a hálózat szemei kissé kiemelkedők. Az exine két rétegű.

Sterculiaceae sp.

(IV. tábla, 9)

Poláris átmérője 46μ , egyenlítői átmérője 25μ . Három pórusú, három barázdás pollen. Exine szemcsézett.

Kovács É. (8) a *Sterculiaceae* családból két genus jelenlétét mutatta ki (*Sterculia*, *Büttneria*). Anyagában a *Büttneria*-fossziliák tömegesek. Sajnos példányainkat recens *Büttneria* fajokkal nem tudtuk összehasonlítani és az irodalomban sem találtunk semmiféle erre vonatkozó adatot.

Család: *O l a c a c e a e*

Anacolosidites luteoides COOKSON & PIKE

(IV. tábla, 10)

Egyenlítői átmérője $21,7 \mu$, poláris nézetben lekerekített háromszög alakú, egyenes vagy gyengén konkáv oldalakkal. A pórusok rendszerint közel vannak a sarkokhoz. Exine $1,5-2 \mu$ széles, sima.

Példányunk teljesen megegyezik COOKSON, I. C. és PIKE, K. M. (3) által a dél-ausztráliai eocénből leírt fajjal. A szerzők recens *Anacolosia* specieseket vizsgáltak és úgy találták, hogy példányuk az *Anacolosia lutea* és az *Anacolosia papuana* ma élő fajok pollenjeihez hasonlít leginkább.

Recens *Anacolosia* vizsgálati anyag nem állt rendelkezésünkre.

Család: *M o r a c e a e*

Moraceae sp.

(IV. tábla, 11)

$14-15 \mu$ nagyságú, háromszög alakú pollenek, a háromszög csúcsain elhelyezkedő pórusokkal. Exine sima, világossárga színű.

Család : B e t u l a c e a e

Carpinus sp.

(V. tábla, 1–2)

Sima, 37μ nagyságú, nagyjából gömb alakú, rendszerint három pórusú pollenek. Morfológiailag hasonlóak a *Betula* pollenjeihez, csak kerekesebbek és az exine vékonyabb. A pórusok körül az ektexine — szemben a *Betulával* — nem vastagodik meg és jobban kiemelkedik a pollen felszínéből. A pórusok rendszerint kör alakúak. Az exine világossárga színű.

Család : F a g a c e a e

? **Castanea** sp. — ? **Castanopsis** sp.

(IV. tábla, 12)

$15,5 \mu$ poláris és $12,4 \mu$ egyenlítői átmérőjű, tojásdad alakú pollenek. A pórusok között három, egymással párhuzamosan fekvő hosszanti redő húzódik. Ezekben a redőkben az egyenlítői síkban helyezkednek el a csírányílások. A csíradedők nem érnek egészen a pórusokig. Az exine sima és erősen fénytörő.

A két genus nagyon nehezen, gyakran nem is különíthető el egymástól.

Ezt a típust először POTONIÉ, R. (18) *Pollenites cingulum*, illetve a kisebb formákat *Pollenites oviformis* néven írta le. THOMSON—PFLUG (30) megvizsgálták a *Castanea* alakkört és a *Castanea* típustól különválasztották a subsp. *fusus*-t és a subsp. *exactus*-t.

cf. **Castanea** sp.

(IV. tábla, 13)

$18,6 \mu$ poláris és $9,3 \mu$ egyenlítői átmérőjű, ovális alakú pollenek. A csíradedőkben levő csírányílások jól láthatók, exinéje sima és fénytörő. A pollen körvonala a pórusoknál kihegyesedőnek látszik.

Család : J u g l a n d a c e a e

Carya sp.

(V. tábla, 3)

34 — 38μ nagyságú, gömbalakú pollenek. Exinájuk sima, világossárga színű, 2μ vastag. Az ábrázolt példány felszíne szakadozott, gyűrődött. A pollen körvonalán belül rendszerint három pórus látható. A pórusok átmérője 3 — 4μ .

Család: *Myricaceae***Myrica sp.**

(V. tábla, 4–6)

21–24 μ nagyságú, háromszög alakú, hárompórusú pollenek. Az oldalvonalak domborúak. A pórusok a csúcsokon helyezkednek el. Az exine sima, világossárga színű. Az endexine a pórusokban ún. atriumot alkot. Gyakran másodlagosan gyűrődött pollenek.

Család: *Salicaceae***Salix sp.**

(V. tábla, 7)

34 μ poláris és 18 μ ekvatoriális átmérőjű, háromhasábú, poláris irányban megnyúlt és a pólusoknál kissé kihegyesedő pollenek. A három hosszanti redőn csírányílás nem található. Exine jól láthatóan szemcsézett.

Osztály: MONOCOTYLEDONES

Család: *Palmaceae***Phoenix-típus**

(V. tábla, 8)

25 μ hosszú, 19 μ széles, tojás alakú, jól látható colpusszal rendelkező pollenek. A pólusok lekerekítettek, az exine sima és 1,5 μ széles, sárga színű. A colpus az ekvátor síkra merőlegesen helyezkedik el.

A formát POTONIÉ, R. (19) *Monocolpopollenites tranquillus* néven írta le. Recens összehasonlító anyagként *Acorus calamus*-t és *Typha angustifolia*-t vizsgált. Később a formát „glatter Palmenpollen” néven jelölte.

Sabal-típus

(V. tábla, 9)

Poláris átmérője 28 μ , ekvatoriális átmérője pedig 22 μ . Az exinén 2 μ nagyságú, tüskeszerű nyúlványok vannak. Példányainkon a colpus nem volt látható.

A típust POTONIÉ, R. (19) *Monocolpopollenites areolatus* néven írta le. Recens összehasonlítóképpen *Iris* sp.-ket (*Iris pseudacorus* és *Iris germanica*) vizsgált. Később, mint „geperlter Sabal-Typus” említi őket.

Pollenites laesus R. Pot.

(V. tábla, 10)

25 μ nagyságú, háromhasítékú pollenek. Lehet *Acer*, vagy más pollenek poláris helyzete.

A formát az irodalomban *Poll. laesus* R. Pot. néven találjuk meg.

Tricolporopollenites sp.

(V. tábla, 13)

25 μ poláris és 15,5 μ ekvatoriális átmérőjű, tojás alakú pollen. Az exine sima és világossárga színű. Két hosszanti redő húzódik a pólusok felé, melyeken az egyenlítő mentén mély bevágás látható.

Triatriopollenites sp.

(V. tábla, 14)

39 μ nagyságú, lekerekített háromszög alakú, hárompórusú pollen. Felülete igen erősen korrodált.

Pollenites inc. sedis

(V. tábla, 11)

20 μ nagyságú, háromkaréjos pollen. Az exine tüskézett. Poláris irányban nyomást szenvedett.

(V. tábla, 15)

40 μ nagyságú, négyszögletes pollen. Exine vastag és erősen korrodált. A sarkok lekerekítettek, az egyik oldalán egy kis bemélyedés látható.

(V. tábla, 16)

37 μ hosszú és 31 μ széles maradvány.

(V. tábla, 17)

28 μ nagyságú, a középrészen sötét, szélén 6—7 μ vastagságban világosabb színű maradvány. Anyagunkban igen sok volt belőle.

A lábatlani „felső-lutéciai” mikroflóra rétegtani értékelése

A lábatlani kövületmentes homok-homokkőösszlet felső-lutéciai emeletbe való sorolása Szórs E. (27) nevéhez fűződik. A Szórs-féle felfogás értelmében a lábatlani ősmaradványmentes, törmelékes kifejlődés a Dorogi-medence felső-lutéciai, barnakőszenes, kövületmentes homokösszletével hasonlítható össze. Bár a térben is közelfekvő törmelékes összletek külső hasonlósága az azonos rétegtani szintbe való sorolást támogatja, meg kell említenünk, hogy Szórs rétegtani állásfoglalását, lábatlani vonatkozásban, az említett homológián kívül csak az egyik feltárás fedőjéből gyűjtött, valószínűleg áthalmazott, konkréciókban megtartott eocén fauna támasztja alá.

Mivel a Dorogi-medence egyik részmedencéjének, a Borókási-medencének felső-lutéciai mikroflóráját már ismerjük, s annak a németországi, geiseltali, szintén a felső-lutéciai emeletbe sorolt mikroflórával való azonosságát megállapítottuk (9), megkíséreltük a felső-lutéciai emeletbe sorolt lábatlani kövületmentes homok-homokkőösszlet rétegtani helyének palynológiai ellenőrzését is. A rétegtani „távazonosítási” módszer a Borókási-medence s a geiseltali felső-lutéciai barnakőszénkifejlődések egybevetése kapcsán kiállotta a próbát. Ezért alkalmazása az adott, közelfekvő területek azonos emeletbe tartozó kifejlődéseinek rétegtani besorolásában is irányadó lehetett.

A lábatlani „felső-lutéciai” mikroflóra azonban a Borókási-medence kétségtelenül felső-lutéciai spóra—pollenegyüttesével nem hangolható össze, így a lábatlani s a dorogi kövületmentes homokösszletek nem sorolhatók azonos rétegtani szintbe. A lábatlani mikroflóra tehát alsó-oligocén jellegű s közvetlen rokonságban van a bánki, ún. „hárshegy” homokkőösszletbe zárt kőszenes agyagtelepek s a Borókási-medence alsó-oligocén barnakőszéntelepének mikroflórájával (10).

Még mielőtt a lábatlani kövületmentes homok-homokkőösszlet korát véglegesen alsó-oligocénben rögzítenők, vizsgálatainkat kiterjesztjük a feltárások többi agyagos kifejlődésére is. Ennek eredményeit azonban a folyamatban levő alsó-oligocén vizsgálatok összefoglaló tanulmányában kívánjuk értékelni.

Ha a lábatlani növénymaradványos agyaglencse valóban a felső-lutéciai emeletbe tartoznék, a rétegtani értékelést követően foglalkoznánk annak őséghajlattani jelentésével is. Alsó-oligocénba sorolásával azonban megnövekedett a vele együttesen értékelésre kerülő adatok száma, így a lábatlani mikroflóra a többi alsó-oligocén mikro- és makroflórával együtt kerül őséghajlattani értékelésre.

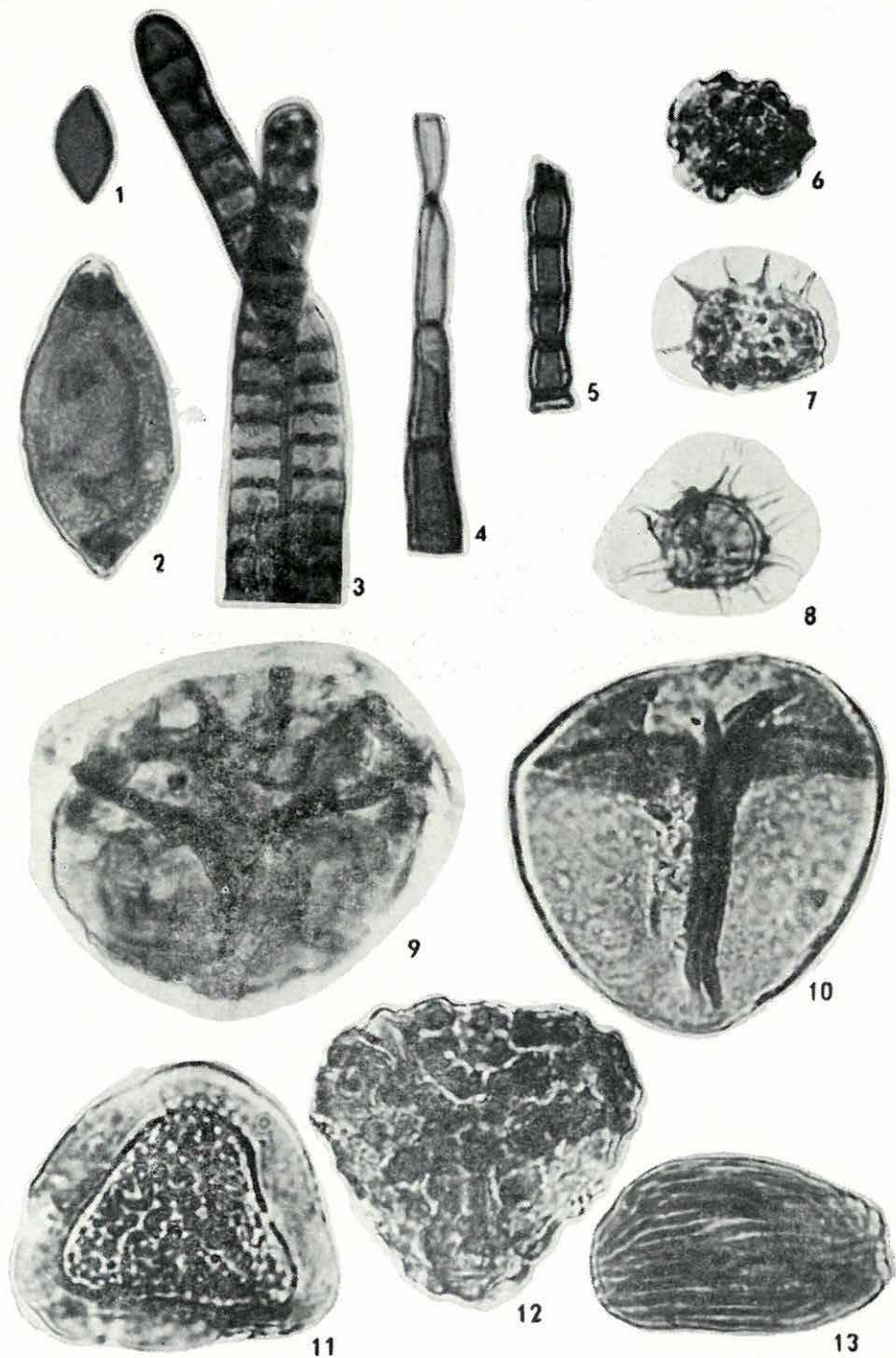
IRODALOM

1. ANDREÁNSZKY G.: Ősnövénytan. — Budapest, 1954.
2. ANDREÁNSZKY G.—S. KOVÁCS É.: A hazai fiatalabb flórák tagolódása és ökológiája. — M. Áll. Földt. Int. Évkönyve. **44.** 1. Budapest, 1955.
3. COOKSON, I. C.—PIKE, K. M.: Some Dicotyledonous pollen types from cainozoic deposits in the Australian region. — Aust. J. Bot., **2.** 2. 1954.
4. ERDTMAN, G.: An Introduction to pollen analysis. — Waltham, Mass. U.S.A., 1943.
5. HOOKER, W. J.—BAKER, J. G.: Synopsis Filicum; or a Synopsis of all known ferns. — London, 1874.
6. KLAUS, W.: Palynologische (pollenanalitische) Untersuchungen an der oberpannonen Braunkohle von Neufeld a. d. L. — Diss. phil. Fak. (Kézirat) Wien, 1950.
7. KNOX, E. M.: The spores of Lycopodium, Phylloglossum, Selaginella and Isoetes and their value in the study of microfossils of paleozoic age. — Trans. Bot. Soc. Edin. **35.** Edinburgh, 1950.
8. KOVÁCS É.: Középső-eocén flóra Lábatlanról. — M. Áll. Földtani Int. Évi Jel. az 1957—58. évről. 1961.
9. KRIVÁNNÉ HUTTER E.: A dorogi borókási-medencérsz középsőeocén barnaköszénösszletének palynológiai rétegtana. — Földt. Közl. **91.** 1. Budapest, 1961.
10. KRIVÁN P.-NÉ: A Borókási-medence oligocén barnaköszénkifejlődésének palynológiai vizsgálata. — M. Áll. Földtani Intézet Adattár. Kézirat. 1960.
11. KRUTZSCH, W.: Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. — Zeitschr. f. angew. Geol. **3.** 11/12. Berlin. 1958.
12. KRUTZSCH, W.: Mikropaleontologische (Sporenpaleontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. — Geologie **3.** 21—22. Berlin. 1959.
13. NAGY L.-NÉ: A mátraaljai felső-pannóniai kori barnaköszén palinológia vizsgálata. — M. Áll. Földt. Int. Évkönyve. **47.** 1. Budapest, 1958.
14. NOREM, W. L.: Pollen, spores and other organic microfossils from the Eocen of Venezuela. — Micropaleontology. **1.** 3. 1955.
15. OBRITZHAUSER—TOIFL, H.: Pollenanalitische (palynologische) Untersuchungen an der untermiozänen Braunkohle von Langau bei Geras. N. Ö. — Sitzungsberichte Abt. I. **163.** 4—5. Wien, 1954.
16. PFLUG, H. D.: Palynologie und Stratigraphie der eozänen Braunkohlen von Helmstedt. — Paläont. Z. **26.** 1/2 Stuttgart, 1952.
17. POKROVSKAJA, J. M.: Atlasz oligocenovűh szporovopülcevűh komplexov razlicsnűh rajonov Sz. Sz. Sz. R. Vszegej, 16. Pal. i sztratigr. Moszkva. 1956.
18. POTONIÉ, R.: Pollenformen der miozänen Braunkohle. (2. Mitt.) — Sitzbericht. Gesellsch. Naturf. Freund. Berlin, 1931.
19. POTONIÉ, R.: Zur Mikrobotanik des eozänen Humodils des Geiseltales. — Arb. Inst. Paläob. u. Petr. Brennst. 4. Preuss Geol. 2. A. Berlin, 1934.
20. POTONIÉ, R.: Revision stratigraphisch wichtiger Sporomorphen des mitteleuropäischen Tertiärs. — Paläontographica **91.** Stuttgart, 1951.

21. POTONIÉ, R.: Stellung der palaeozoischen Sporengattungen im natürlichen System. — Paläontologische Zeitschrift **28**. 3—4. Berlin, 1954.
22. POTONIÉ, R.—GELETICH, J.: Ueber Pteridophyten-Sporen einer eozänen Braunkohle aus Dorog in Ungarn. — Sitzungsber. d. Gesellschaft Naturforsch. Freunde zu Berlin, 1932. 2. Berlin, 1933.
23. POTONIÉ, R.—VENITZ, H.: Zur Mikrobotanik des miozänen Humodils der niederrheinischen Bucht. — Arb. aus dem Inst. für Palaeobot. und Petr. der Brenneite. **5**. Berlin, 1934.
24. RAATZ, G. V.: Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchung der Braunkohle des Muskaner Bogens. — Abh. Preuss. Geol. 2. A. Neue Folge H. 183. Berlin, 1937.
25. Soó R.: Növényföldrajz. — Budapest, 1945.
26. Soó R.: Fejlődéstörténeti növényrendszertan. — Budapest, 1953.
27. Szóts E.: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. **9**. Budapest, 1956.
28. THIERGART, F.: Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung. — Brennstoff-Geologie **13**. Stuttgart, 1940.
29. THIERGART, F.: Vergleich des Finkenheerder Braunkohlenflözes mit der Niederlausitzer Braunkohle auf Grund der Pollenführung. — Braunkohle. **14**. Halle a. S. 1941.
30. THOMSON, P. W.—PELUG, H. D.: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. — Paläontographica **94**, Abt. B. Stuttgart, 1953.
31. VADÁSZ E.: Magyarország földtana. — Budapest, 1953.
32. VADÁSZ E.: Földtörténet és földfejlődés. — Budapest, 1957.
33. WILLIS, J. C.: A dictionary of the flowering plants and ferns. — Cambridge, 1955.

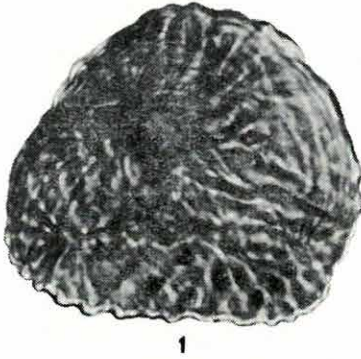
I. Tábla — Planché I. — Таблица I.

1. Gombaspóra (3. típus) — *spore de champignon (type 3)* — споры грибов (тип 3)
2. Gombaspóra (4. típus) — *spore de champignon (type 4)* — споры грибов (тип 4)
3. Gombafonal (1. típus) — *hyphe de champignon (type 1)* — ги́фа (тип 1)
4. Gombafonal (2. típus) — *hyphe de champignon (type 2)* — ги́фа (тип 2)
5. Gombafonal (3. típus) — *hyphe de champignon (type 3)* — ги́фа (тип 3)
6. *Selaginella* cf. *pentagona* SPRING
7. *Selaginella* cf. *spanielema* ALSTON
8. *Selaginella* cf. *sumatrana* Hieron
9. ? *Lycopodium* sp.
10. *Lygodium* sp.
11. *Lygodium* sp.
12. *Lygodium* cf. *smithianum* Presl.
13. *Schizaea* sp.

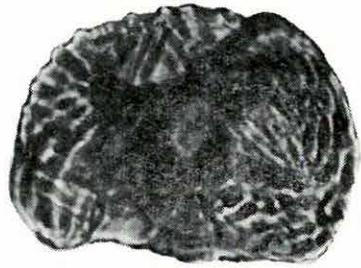


II. Tábla — Planche II. — Таблица II.

- 1 — 2. *Mohria* sp.
3 — 4. *Gleichenia* sp.
5. *Cyathea* sp.
6 — 8. ? *Actiniopteris* sp. — ? *Anogramma* sp.
9 — 10. *Monogramma* cf. *linearifolia* Desv.
11. *Blechnum* sp.



1



2



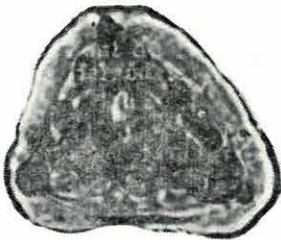
3



4



5



6



7



8



9



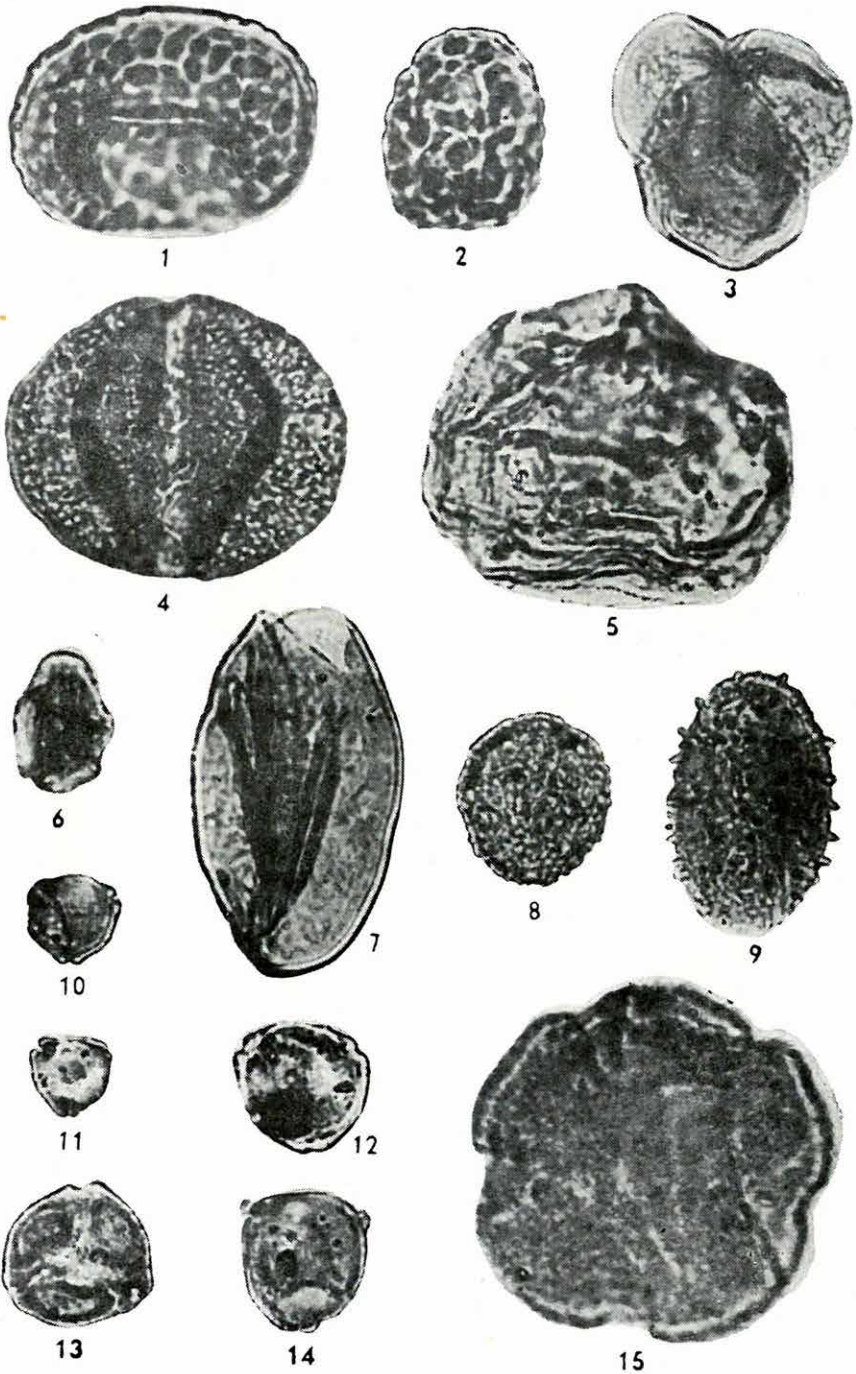
10



11

III. Tábla — Planche — III. Таблица III.

1. *Polypodium* sp.
2. *Polypodium* sp.
3. Páfrányspóra — *spore de fougère* — споры папоротника
4. *Pinus haploxyton*-típus
5. *Larix* sp.
6. Légzacsó nélküli s. str. *Coniferae*-pollenek — *pollens sans sacs à air de Coniferae s. str.* — пыльца без воздушного мешочка *Coniferae s. str.*
7. *Magnolia* sp.
8. ? *Cinnamomum* sp.
9. *Nymphaeaceae* sp.
- 10—14. *Myrtaceae* sp.
15. *Liquidambar* sp.

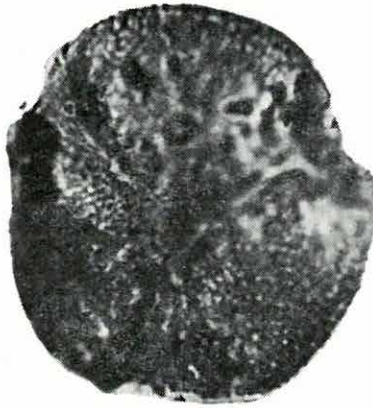


IV. Tábla — Planche IV. — Таблица IV.

1. *Cedrela* sp.
2. *Ilex* sp.
3. *Rhamnus* sp.
4. *Cornus* sp.
5. ? *Viburnum* sp.
- 6—7. *Diervilla* sp.
8. *Sterculia* sp.
9. *Sterculiaceae* sp.
10. *Anacolosidites luteoides* COOKSON & PIKE-
11. *Moraceae* sp.
12. ? *Castanea* sp. — ? *Castanopsis* sp.
13. cf. *Castanea* sp.



1



2



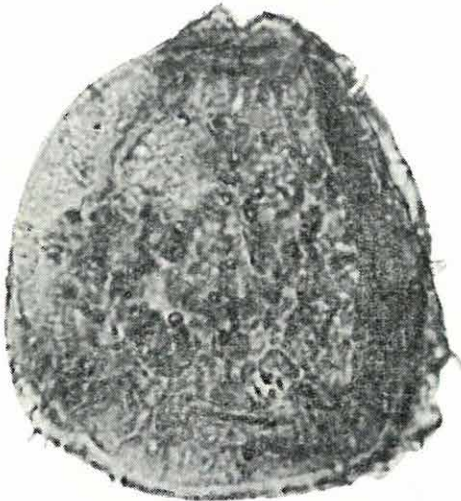
3



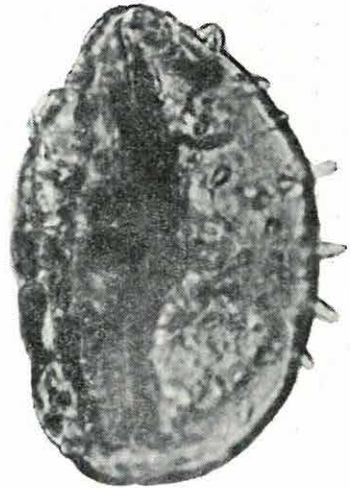
4



5



6



7



8



9



10



11



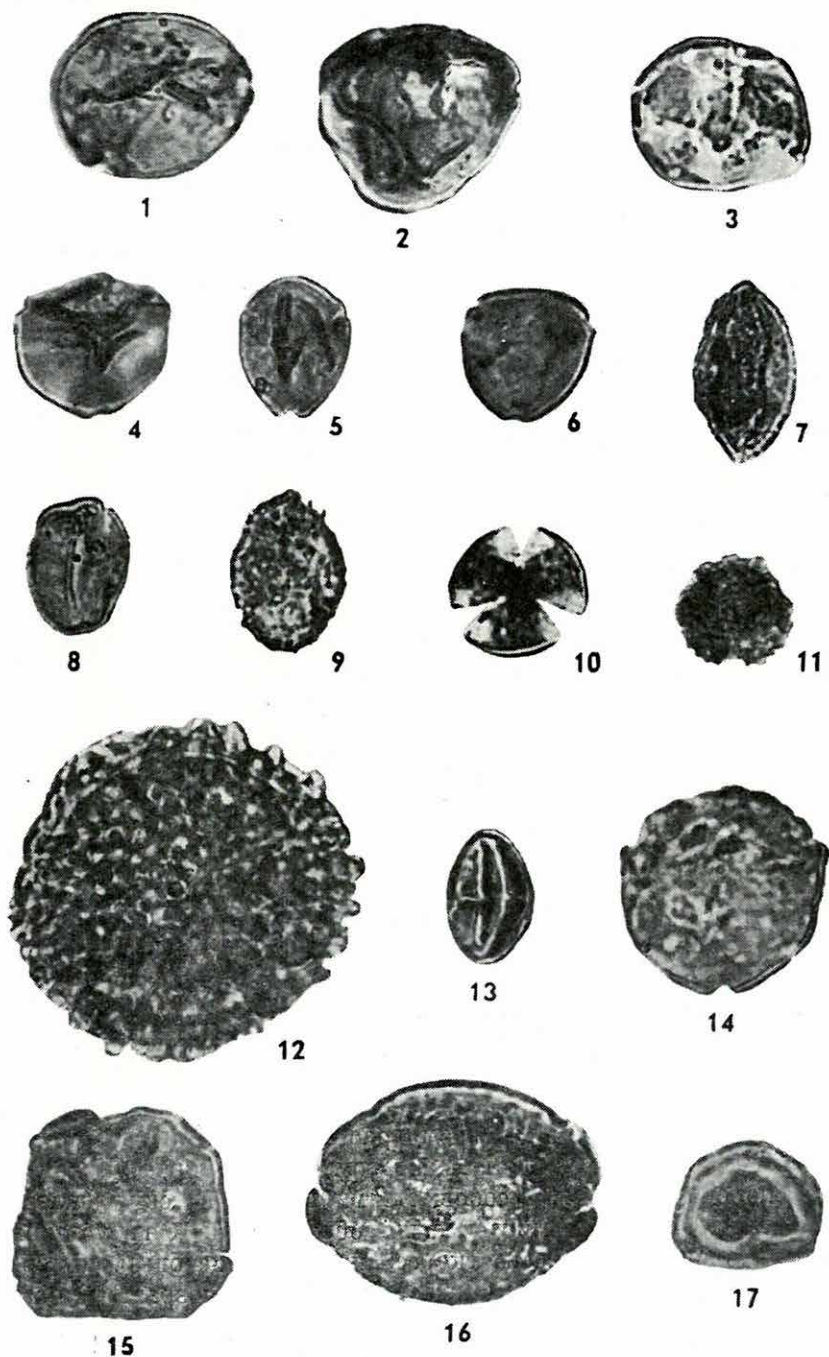
12



13

V. Tábla — Planche V. — Таблица V.

- 1—2. *Carpinus* sp.
3. *Carya* sp.
4—6. *Myrica* sp.
7. *Salix* sp.
8. *Phoenix*-típus
9. *Sabal*-típus
10. *Pollenites laesus* R. Pot.
11. Nem meghatározott pollen — *pollen indéterminé* — неопределенная пыльца
12. *Lycopodium* sp.
13. *Tricolporopollenites* sp.
14. *Triatriopollenites* sp.
15—17. Ismeretlen eredetű növénymaradvány — *restes de plantes d'origine incognue* — растительный остаток неизвестного происхождения



EXAMEN PALYNOLOGIQUE DE LA LENTILLE
D'ARGILE À RESTES DE PLANTES DU COMPLEXE
GRÉSEUX NON-FOSSILIFÈRE „DU LUTÉTIEN
SUPÉRIEUR” DE LÁBATLAN

Par Mme E. KRIVÁN — HUTTER

Dans la lentille d'argile à restes de plantes du complexe de grès de Lábatlan, considéré comme appartenant au Lutétien supérieur, l'auteur a démontré les spores de 18 espèces de fougère, les pollens de 3 espèces de pin, de même que les pollens de 21 dicotylédones et 2 monocotylédones. Les déterminations ont été exécutées sur la base de la comparaison de ces restes-là aux pollens et spores des plantes vivantes.

Du point de vue stratigraphique, cette association microfloristique a été comparée aux associations de spore et pollen des formations du Lutétien supérieur et de l'Oligocène inférieur dont l'âge avait été prouvé par des faunes. On a établi que la microflore examinée était plutôt caractéristique de l'Oligocène inférieur que de l'Éocène moyen. Par ce fait-là, l'âge de la formation devient problématique, par conséquent il faut encore continuer les recherches dont on rendra compte plus tard.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЛИНЗЫ ГЛИНЫ С
РАСТИТЕЛЬНЫМИ ОСТАТКАМИ ИЗ „ВЕРХНЕЛЮТЕТСКОЙ”
ПЕСЧАНИКОВОЙ ТОЛЩИ, НЕ СОДЕРЖАЩЕЙ ОКАМЕНЕЛОСТИ
В ОКРЕСТНОСТИ СЕЛА ЛАБАТЛАН

Е. КРИВАН — ХУТТЕР

Из линзы глины с растительными остатками, обнаруженной в лабатланской песчаниковой толще, которая считается верхнелютетской, автором были выявлены споры 18 различных видов папоротников, пыльца 3 вида хвойных и пыльца 21 различного вида одно- и двудольных растений. Определения выполнялись на основании их сравнения со спорами и пылью живущих в настоящее время растений.

Эта микрофлора сопоставлялась автором, из стратиграфической точки зрения, с спорово-пыльцевыми сообществами фаунистически доказанных верхнелютетских и нижнеолигоценовых образований. Она установила, что изученная микрофлора носит скорее нижнеолигоценовый, чем среднеэоценовый характер. Этот факт ставит под сомнение возраст данного образования и требует дальнейших исследований, о результатах которых автор отчет будет давать в своем сводном труде.

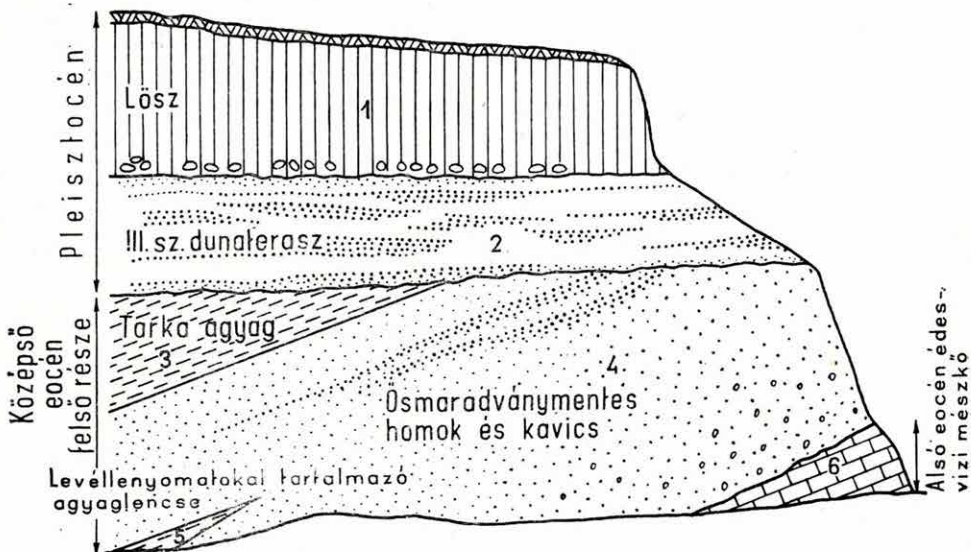
KÖZÉPSŐ-EOCÉN FLÓRA LÁBATLANRÓL

Írta: KOVÁCS ÉVA

BEVEZETÉS

(FÜLÖP JÓZSEF)

1951—52-ben, mint szakdolgozatot készítő egyetemi hallgató, tanulmányoztam Lábatlan környékének földtani felépítését. Ekkor találtam



1. ábra. A lábatlani cementgyártól K-re levő homokbányában feltárt képződmények középső-eocén levéllenyomatos agyaglencsével.

Fig. 1. Formations ouvertes dans la sablière située à l'E de la fabrique de ciment de Lábatlan, avec la lentille d'argile à impression de feuille de l'Éocène moyen. Légende: Pléistocène: 1. loess; 2. terrasse danubienne III. Partie supérieure de l'Éocène moyen: 3. argile bigarrée; 4. sable et gravier, sans fossiles; 5. lentille d'argile à impression de feuille. Éocène inférieur: 6. travertin

Рис. 1. Образования, обнаженные в карьере для добычи песка к В-у от цементного завода с. Лабатлан, с глинистыми линзами среднего эоцена, заключающими ископаемые остатки листьев. Легенда: Плейстоцен: 1. Лесс; 2. Дунайская терраса III. Верхняя часть среднего эоцена: 3. Пестрые глины; 4. Пески и гальки без окаменелостей; 5. Глиняная линза с ископаемыми остатками листьев. Нижний эоцен: 6. Пресноводный известняк

rá a lábatlani cementgyár munkásszállója mögötti homokbányában a középső-eocénkori ősmaradványmentes homok- és tarkaagyag-összletben levő gazdag levélmáradványanyagot tartalmazó agyaglencsére, amelynek begyűjtött anyagát Kovács É. tanársegéd dolgozta fel. A Dorogi-medence részletes újravizsgálata keretében a középső-eocén flóra megismeréséhez Kovács É. dolgozata fontos adatokat szolgáltat.

Az egykori flóra hazánkban egyedülállóan gazdag emléket földtanilag is érdekes rétegösszlet őrzi. Az alsó-eocén édesvízi mészkő (amely ezen a területen a Dorogi-medence kőszéntelepeinek meddő jellegű heterópikus fáciése) egyenetlen felszínére üledékhézaggal települ a középső-eocén ősmaradványmentes homok, kavics- és tarkaagyag rétegösszlet. E felett erőteljes szögdiszkordanciával pleisztocén kori terasz-kavics (amelyet Pécsi M. III. terasz-szintnek tart), majd lösz települ (1. ábra).

Szörts E. az eocén édesvízi mészkövet később a londoni emelet alá jára, a felette üledékhézaggal települő „kövületmentes homokot” pedig a lutéciai emelet felső részébe helyezte. [Szörts E.: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. Geol. Hungarica Ser. Geol. 9. Bp. 1956.]

FITOPALEONTOLOGIAI FELDOLGOZÁS

(Kovács Éva)

A fajok rendszeres felsorolása:

- | | |
|--|---|
| <i>Blechnum ellipticum</i> n. sp. | <i>Sterculia</i> sp. |
| <i>Sequoia coultisiae</i> HEER | <i>Apocynocarpum eocaenicum</i> n. sp. |
| <i>Sequoia tournalii</i> SAP. | <i>Myrsine miranda</i> SAP. |
| <i>Magnolia</i> sp. cfr. <i>grandiflora</i> L. | <i>Myrsinites</i> sp. cfr. <i>Pleiomeris canariensis</i> (WILLD.) DC. |
| <i>Magnolia inaequalis</i> SAP. | <i>Ficus dalmatica</i> ETT. |
| <i>Magnolia</i> sp. cfr. <i>obovata</i> THUNB. | <i>Ostrya humilis</i> SAP. |
| <i>Magnolia</i> sp. | <i>Dryophyllum brevipedunculatum</i> BERRY |
| <i>Talauma</i> sp. cfr. <i>egerensis</i> ANDREÁNSZKY | <i>Dryophyllum stanleyanum</i> DAWSON |
| <i>Cinnamomum polymorphum</i> HEER | <i>Dryophyllum</i> sp. I. |
| <i>Cinnamomum</i> sp. | <i>Dryophyllum</i> sp. II. |
| <i>Daphnogene</i> vel <i>Litsea</i> sp. | <i>Castanopsis furcinervis</i> (ROSSM.) |
| <i>Hamamelites fothergilloides</i> SAP. | KRÄUSEL et WEYLAND |
| <i>Dalbergia</i> cfr. <i>Leguminocarpum</i> | <i>Quercus aquisextana</i> SAP. |
| <i>mecsekense</i> ANDREÁNSZKY | <i>Quercus laharpii</i> GAUD. |
| <i>Leguminocarpum</i> sp. | <i>Caryae fructus</i> |
| <i>Leguminosae foliolum</i> | <i>Pterocarya</i> sp. typ. I. |
| <i>Eucalyptus transdanubica</i> E. KOVÁCS | <i>Pterocarya</i> sp. typ. II. |
| <i>Myrtaceae</i> sp. | <i>Juglandaceae</i> sp. |
| <i>Cedrela</i> cfr. <i>odorata</i> L. | <i>Myrica elongata</i> SAP. |
| <i>Cedrela</i> sp. | <i>Myrica fraterna</i> SAP. |
| <i>Cedrelospermum</i> sp. typ. I. | <i>Populus</i> sp. |
| <i>Cedrelospermum</i> sp. typ. II. | <i>Salix aquensis</i> SAP. |
| <i>Sapindus</i> sp. | ? <i>Cyperites sezannensis</i> SAP. |
| <i>Ilex</i> sp. | <i>Phoenix</i> sp. |
| <i>Cornus</i> sp. | <i>Geonoma</i> sp. |
| ? <i>Viburnum whymperi</i> HEER | <i>Palmae</i> sp. |
| <i>Grewiopsis inaequalis</i> E. KOVÁCS | <i>Monocotyledoneae</i> sp. |
| <i>Buettneria apiculata</i> E. KOVÁCS | ? <i>Flos dicotyledoneae</i> |
| <i>Sterculia variabilis</i> SAP. | |

Új fajok leírása, illetve a fontosabb fajokkal kapcsolatos megjegyzések:

Blechnum ellipticum n. sp.

(I. tábla, 1; II. tábla, 3)

A levélszárny-lenyomatok nem jó megtartásúak, azonban erezetük és szélük jól megfigyelhető. Egyes példányok elégségesek ahhoz, hogy az alakot rekonstruálhassuk, egy lenyomaton a váll, egy másikon pedig a csúcs maradt meg.

A levélke legnagyobb szélessége 12—16 mm, hossza nem állapítható meg, egyébként is 50—80 mm között, változó lehetett. A levélke bőrnemű, alakja hosszúkás elliptikus. A váll fokozatosan elkeskenyedik, hegyes, a csúcs tompa. A széle kifejezetten ép. A főér erős, az oldalerek sokkal gyengébbek, 70°—75°-ot zárnak be a főérral, vagy egyszerűek, vagy ritkább esetben közvetlenül a főér mellett villásan elágaznak. Ugyancsak előfordul villás elágazás a levélke széléhez közel. Az oldalerek egymással párhuzamosak, egymástól 1 mm távolságra futnak, gyengén felfelé ívelnek. A harmadrendű erezet gyengén látszik.

A korban közelálló, az egi Wind-bánya felső-oligocén rétegeiben is előforduló, *Blechnum braunii* ETT.-től különbözik a levélszárny alakja és a széle. A *Blechnum braunii* szálas és finoman fogacskás. A Sézaneból leírt *Blechnum atavium* SAP. épszélű ugyan, de a levélszárnyak a válluk felé nem keskenyednek el, hanem a gerincen széles alappal ülök.

A *Blechnum* nemzetség ma mind a két félgömbön, de különösen a délin, elterjedt. Főleg trópusi nemzetség, de mérsékeltövi fajai is vannak.

A holotypus az Eötvös Loránd Tud. Egyetem Növényrendszertani Intézete gyűjteményében L 34/35 sz. alatt található meg.

Talauma sp. cfr. *egerensis* ANDREÁNSZKY

(III. tábla, 4)

ANDREÁNSZKY: Neue und interessante tertiäre Pflanzenarten aus Ungarn. — Ann. Hist. Nat. Musei Nat. Hung. Tom. 6. p. 38. T. 1/5. 1955.

Két levélrészlet igen hasonló a felső-oligocénkori Wind-gyári *Talauma egerensis* ANDREÁNSZKY-hoz, bár ezek valószínűleg kisebbek voltak, mint a Wind-gyári maradványok. Nagyságuk a hiányosság miatt nem mérhető meg. A levél épszélű. Oldalerei gyengén felfelé ívelnek, a levél széle előtt szabályos kapukat alkotnak, kiindulási szögük 52°—55°, ugyanígy a Wind-gyári maradványoknál is. Az erek egyenesebbek és nagyobb szögben indulnak ki, mint a *Magnolia* sp. cfr. *grandiflora* L.-nél. A levél alakja tojásdad.

ANDREÁNSZKY a *Talauma egerensis*-t a *Talauma pubescens* MERR. fajjal hozza kapcsolatba, amely a Fülöp-szigeteken él.

Apocynocarpum eocaenicum n. sp.

(II. tábla, 2)

A két lenyomat úgyszólván teljesen ép, az egyik 31 mm hosszú, 4 mm széles, kocsányából 3 mm látszik. A másik 50×7 mm, gyengén hajlott. A termés az alapja felé fokozatosan, a csúcsán hirtelen keskenyedik el. Hosszában ráncolódott. A kisebb példányon a csúcs megfigyelhetően nyitva volt. Egészen a termés szélén négy fekvő magot láthatunk, szorosan egymás mellett, amelyek 4 mm hosszúak és 1,5 mm szélesek. A magokon nincs semmi rajzolat, amely a szöveti szerkezetről tanúskodna. Lehet tehát, hogy csak konkréciók. Alakjuk viszont igen egyforma és szabályos, ami viszont amellettszól, hogy mégis magok. A nagyobb maradványon csak az alak és a hosszanti ráncolódás látható.

Az *Apocynaceae* család fajain észlelünk ilyen szálas tokterméseket. A rendelkezésre álló irodalmi és herbáriumi anyagban több hasonló termést találtunk, de egyikkel sem lehet közelebbi kapcsolatba hozni.

Legnagyobb a hasonlóság a *Tabernaemontana coronaria* R. BR. indiai cserje termésével. A *Tabernaemontana* nemzetség fajai az Ó- és Újvilág trópusain egyaránt előfordulnak.

A holotypus az Eötvös Loránd Tud. Egyetem Növényrendszertani Intézete gyűjteményében L 108 sz. alatt található meg. Paratypus L 410.

Dryophyllum brevipetiolatum BERRY

(I. tábla 9; III. tábla, 1)

BERRY: The middle and upper eocene floras of southeastern North America. — Professional. Paper 92. 1924.

Az *Eucalyptus transdanubica* E. Kov. és a *Buettneria apiculata* E. Kov. után a nagyobb példányszámban megjelenő fajok egyike. A maradványok nagy száma ellenére teljesen ép levél nem került elő. Ezek különböző nagyságúak, széles-lándzsásak, kissé aszimmetrikusak. Váll és csúcs egy példányon sem figyelhető meg jól. A másodrendű erezet meglehetősen sűrű, kiindulási szögük 65° – 70° , erősen felfelé ívelők. A levelek széle fogazott, a fogak aprók, hegyesek, „*Castanea* típusúak”. Az oldalerek a levél széle felé gyengébben látszanak, közvetlenül a fog fölött érik el a levél szélét. Lehetséges, hogy a fogakban egy gyengébb oldalág futott, ez azonban már nem látszik, amint a harmadrendű erezet sem látható. A fentemlített levélmaradványok igen hasonlóak a *Castanopsis furcinervis* (ROSSM.) KRÄUSEL et WEYLAND lenyomatához. Jól elválaszthatók azonban az erezet alapján. Mint említettem, a *Dryophyllum brevipetiolatum* BERRY oldalerei közvetlenül a

fogak fölé futnak, míg a *Castanopsis furcinervis*-éi a levél széle előtt bifurkálnak, a felső ág a levél szélével párhuzamosan tovább halad, az alsó ág a fogba fut. Másik elkülönítő bélyeg: azoknak a leveleknek, amelyeket a *Dryophyllum brevipetiolatum* fajhoz tartozóaknak vettem, az oldalerezete sűrű, szabályos, többnyire 65° — 75° -ban kiinduló. A *Castanopsis furcinervis* oldalerei rendszerint 60° -os szöveget zárnak be a főérrel s ritkábbak. Viszont nagyon hasonlóak a fenti levelek a BERRY által leírt *Dryophyllum brevipetiolatum*-hoz éppen az előbb leírt sajátságok alapján.

***Myrica elongata* SAP.**

SAPORTA: Le sud-est de la France à l'époque tertiaire. — p. 46. Pl. 5. f. 2. Ann. d. scienc. nat. 4/19. 1863.

A lábatlani maradványokat a *Myrica elongata* SAP.-val hozhatjuk kapcsolatba. A nagyság, az erezet és a fogazottság megegyező. Az igen gyakori *Myrica lignitum* (UNG.) SAP. valószínűleg a szerzők által táغان értelmezett faj. Különböző típusai közül mégsem felel meg egyik sem a lábatlani maradványoknak. Az oldalerek nagyobb szögben indulnak ki s a fogak közt a levél széle egyenes, sőt esetleg kifelé domború. ANDRE-ÁNSZKY említi a Wind-gyári bányából a *Myrica hakeaefolia* (UNG.) SAP.-t, amely hasonló a mi leveleinkhez, különösen a fogakat tekintve. Azonban a Wind-gyári levél töredékes volta miatt összehasonlításra nem alkalmas. Ugyancsak nem elegendő az összehasonlításra a SAPORTA által közölt rajz sem, amely egyébként is egy épszélű példányt ábrázol (Ann. d. sc. nat. 1865. 5/4. Pl. 5. f. 9). Lehetséges, hogy a Wind-gyári és a lábatlani levelek ugyanahhoz a fajhoz tartoznak. Egyelőre azonban a legtöbb megegyezés alapján a *Myrica elongata* SAP. fajhoz sorolhatjuk a lábatlani *Myrica* leveleket, csaknem kivétel nélkül.

SAPORTA a *M. serrata* LAM. és *M. californica* HORT. élő fajokkal hasonlítja össze. Az első Dél-Afrikában, a második Kaliforniában él.

Phoenix sp.

(III. tábla, 5)

A lábatlani flórában számos egyszikű maradvány található. A levelek erős középere és V alakú keresztmetszete pálmára utal. Rendszerint csak levélszelet-töredékek maradtak meg, amelyek magányosak vagy egymás mellett fekszenek. Már a többnyire párhuzamos elhelyezkedés is szárnyas levelű pálmára vall. Egy lenyomaton, amelynek ellennyomata is megvan, a levélgerinc és a szárnyak ízesülése is megfigyelhető. Ebből biztosra megállapítható, hogy a pálmalevél szárnyas volt. A levélszeletek ülők, az ízesülés mikéntjéből látható, hogy a V keresztmetszetű szeletek

csúcsa felé fordultak nyitott oldalukkal, tehát a levél konduplikált volt. A szeletek főere az ellennyomaton ormószerűen kiemelkedik, vele párhuzamos a másodrendű erezet. Az ereket merőlegesen összekötő harmadrendű erezet is jól látszik. A levélszeletek teljesen épszélűek, serteszőrök, pillák sehol sem látszanak. A szeletek szélessége 18—30 mm. Hosszuk nem állapítható meg. A levélgerinc 10—20 mm széles, hosszában rovátkolt. A szeletek a levélgerincen átellenesen álltak.

A leveleken kívül más a pálmából nem maradt fenn, s a levél is töredékes. Sem a levél, sem a levélszeletek alakjára következtetést nem vonhatunk le. Így a pálmát pontosan még *genus*-ra sem lehet meghatározni. Szárnyas, konduplikált levelei miatt *Phoenix* típusúnak vehetjük.

A *Phoenix* fajok nagyobb része és a többi szárnyas, konduplikált levelű pálma (*Caryota*, *Arenga*) főleg kelet-indiai. A lábatlani palmaradvány pontosan nem határozható meg, de területi rokonság tekintetében kelet-indiainak vehető.

Geonoma sp.

(III. tábla, 3)

A meghatározás egyetlen levéltöredék alapján történt, amelyen látszik a levélgerinc egy darabja, egyik felén három levélszelet 5—6 cm hosszú maradványával. Az ízesülés jól megfigyelhető. Ugyancsak szárnyas levelű palmaradvány ez is, azonban az előző pálmától annyiban különbözik, amennyiben ez reduplikált s a levélszeletek főere csak a vállánál erősebb, feljebb alig látható, nem ormószerű. A levélszeletek ülök, épszélűek, alapjuk felé hirtelen elkeskenyedők, 19 mm szélesek. A hosszuk és a levélszeletek alakja ismeretlen. A rhachis 1 cm széles, hosszában szabálytalanul rovátkolt.

A maradvány — DRUDE leírását véve alapul — a *Geonoma* nemzetségbe tartozhat. A *Geonoma* fajok levélszeletei serte nélküliek, a levelek lehetnek egyforma széles szeletekből szárnyasan összetett levelek. A többi reduplikált szárnyas levelű pálmák nemzetségeibe vagy serteszélű levelek tartoznak, mint pl. *Calamus*, vagy az alakjuk más, mint a lábatlanié.

Közelebbi meghatározás a maradványok töredékes volta miatt nem lehetséges.

A *Geonoma* nemzetség fajai az Újvilág trópusain élnek az esőerdő övben. Alacsony, törzs nélküli vagy 5—6 m magas nádszerű vagy vékony oszlopos törzsű pálmák.

? Flos dicotyledoneae

Egy öttagú virág kissé gyúrt lenyomata. Szirmai 3,5 mm hosszúak, 2 mm szélesek. A virág kissé összenőtt vagy szabadszirmú volt. A durvaszemcsés beágyazó kőzet részleteket nem őrzött meg, így meghatározása nem lehetséges.

Összehasonlítás más eocén flórákkal

Az európai eocén flórák közül legidősebb a sézanne-i, amely paleocén, korban tehát meglehetősen távol esik a lábatlani flórától, a közös vonás nem sok. A sézanne-i flórában több a mérsékeltövi elem, ez azonban az északi tenger hűtő hatásának lehet az eredménye. Négy fajunk közös, ezek közül a *Cyperites sezannensis* SAP. rendszertani helye s fajazonosága is bizonytalan. A másik három sem szerepel nagy fajszámmal.

Korban a következő a londoni agyag alsó-eocénkori flórája. Tekintve, hogy a flóra kizárólag magvakból és termésekből áll, fajazonosításról szó sem lehet. Összehasonlíthatjuk azonban a két flórát a trópusi és szubtrópusi elemek aránya szerint. Eszerint a londoni flóra trópusi volt, míg a lábatlani már feltétlen szubtrópusinak vehető, annál is inkább, mert több mérsékeltövre is kiterjedő, sőt kifejezetten mérsékeltövi faj is előfordul a flórában.

A Párizsi-medence levéllenyomatós középső-eocén rétegeiből a lábatlani ősmaradványokkal közös nemzetségeket tudunk kimutatni (*Magnolia*, *Cinnamomum*, *Myrica*, *Sterculia*). Ezenkívül előfordulnak itt is, ott is *Leguminosae*-hüvelyek. A Párizsi-medencében találunk olyan lombhullató nemzetségeket, amelyek Lábatlanról hiányoznak (*Carpinus*, *Betula*). Vagy nagyobb tengerszint feletti magasságban élt a párizsi eocén erdő vagy ebben az esetben is az északi tenger hűtő hatásával kell számolnunk.

A felső-eocénből több európai flórát ismerünk. A sotzkai, háringi, Monte-prominai flórákban nagy szerepet játszott az *Eucalyptus oceanica* UNG. Eszerint az eocén második felében az *Eucalyptus* nemzetség Európában elterjedt volt. A sotzkai flórában gyakoriak a *Leguminosae* sorozat maradványai és a *Sequoia sternbergii* (GOEPP.) HEER. ETTINGSHAUSEN többször említi kérdőjelesen a *Buettneriaceae* családot. A Monte-prominai flórával közös nemzetségeink a *Blechnum* és a *Dalbergia*. A háringi flórában is uralkodik a *Sequoia sternbergii*. *Eucalyptus* és több *Papilionaceae* faj található a maradványok közt. Sok az épszlű, bőrnemű levél. A rajzokon sajnos finomabb részletek nem figyelhetők meg, s a leírás nem elegendő a fajok azonosításához.

ETTINGSHAUSEN a három felső-eocén flórával kapcsolatban megjegyzi, hogy a keskeny, bőrnemű, a szélén fogazott *Proteaceae* és a keskeny, épszlű, keménylevelű *Myrtaceae* fajok uralkodnak. Mind a három flóra Ausztrália mai növénytakarójának karakterére emlékeztet. Ezek szerint, ha sok közös fajt nem is tudunk kimutatni, az említett felső-eocén flórák jellege ugyanaz, mint a lábatlani flóráé. Az éghajlat hasonló lehetett. A közös fajok hiányának magyarázatát a fajkicserélődés térbeli akadályában kell keresnünk, vagy, mivel időben távolestek egymástól, a régi fajok kihaltak, újaknak adták át helyüket, anélkül, hogy az erdő jellege megváltozott volna.

Ha a távolabbi világrészek eocén flóráit is tanulmányozzuk, akkor a következőket állapíthatjuk meg.

A kréta és alsó-eocénkori északkelet szibériai mérsékeltövi lombhullató flórák akkor is távol estek az Egyenlítőől.

Ugyanez vonatkozik az Észak-Amerika északi területén feltárt flórákra is.

Délkelet-Észak-Amerikából BERRY (6, 8) ismerteti az alsó-, középső- és felső-eocén flórákat. Ezek a flórák szubtrópusiak. Az alsó-eocénben több *Dryophyllum* élt itt, a *Ficus*, *Magnolia*, *Dalbergia*, *Cedrela*, *Sapindus* nemzetségek fajaival együtt. A középső- és felső-eocén korban egyaránt megtalálható a *Dryophyllum brevipetiolatum* BERRY, amelyet innen írt le a szerző és Lábatlanon is gyakori. Sok a közös nemzetség (*Myrica*, *Ficus*, *Sterculia*). A *Buettneria jacksoniana* BERRY hasonlít a *Buettneria apiculata* E. Kov.-hoz, csak a levél csúcsa lekerekített. Sok a *Lauraceae*, *Papilionaceae*. Több pálma maradványa is előkerült, köztük *Phoenicites* levelek és termések. A kapcsolat tehát ezek felé a flórák felé is kétségtelen. Az éghajlat ugyanaz lehetett, mint Lábatlanon. Észak-Amerika délkeleti részén az éghajlat az eocén folyamán lényegesen nem változott. Végig ténitői és ténitő közeli helyzetben volt.

BROWN (9) Délkelet-Észak-Amerikából BERRY-vel ellentétben, mérsékeltövi elemeket (*Fagus*, *Staphylea*, stb.) is kimutat. Szerinte BERRY téves határozás alapján magyarázza az összes itteni flórát szubtrópusinak.

A hazai eocén maradványokat, szórványosságuk miatt, következtetések levonására csak kis mértékben használhatjuk fel.

Alsó-eocénből ismeretes egy hüvelyekből álló terméságazat, amely közelebbről nem meghatározott; a londoni flórával közös *Dracontomelon minimum* REID et CHANDLER endocarpiumai és egy páfrány, a *Stenochlaena palustris* (L.) METT. A két utóbbi faj, illetve nemzetség mai elterjedési területe Délkelet-Ázsia. A *Stenochlaena* Észak-Ausztráliában is él. Tehát a fenti adatok igen jól összehangolhatók a lábatlani flórával, s arra vallanak, hogy már a lábatlani flórát megelőző időben is hasonló földrajzi rokonságú, legfeljebb trópusabb jellegű növényzet uralkodott hazánkban. Felső-eocénkorikak a *Nipa* termések Budáról és Dorogról, valamint egy cser-típusú *Quercocylon* a Kis-Svábhgyről. Cser-típusú tölgy-levél ismeretes már Lábatlanról is. Meg kell még említenünk ugyancsak a Kis-Svábhgyről az *Actinorhysis eocaenica* (TUZSON) RÁSKY-t.

A vegetációról általában

A lábatlani fosszilis erdő vizsgálatánál első, ami szemünkbe ötlük, az *Eucalyptus transdanubica* E. Kovács és a *Buettneria apiculata* E. Kovács fajok uralma. Ezeken kívül a *Castanopsis fuscinerervis* (ROSSM.) KR. et WEYL. és a délkeleti Észak-Amerika középső- és felső-eocénjével közös *Dryo-*

phyllum brevipetiolatum BERRY fordul elő még nagyobb számmal. Egy *Phoenix* típusú pálma levéltöredékei szintén szép számban szerepelnek, azonban tekintettel arra, hogy ezek a pálmamaradványok mind nagy levelek araszos darabjai, az előfordulási arányra következtetéseket nem vonhatunk le. A többi faj, egy, esetleg több, de tíz példányt meg nem haladó számban fordul elő. Lábatlanról eddig 55 növényfajt határoztam meg, ezek közül kettő rendszertani helye bizonytalan. A maradványok nagyrésze levél, de termések és magvak is akadnak köztük. A levelek mind bőrneműek, tagolatlanok, épszélűek vagy apró fűrészfogacskásak. Kivéve a *Buettneriát* és még néhány fajt, aránylag kicsik, hosszúkásak.

A flórában előforduló nemzetségek mai elterjedésük szerint főleg trópusiak és szubtrópusiak. A nem magas fajszám és egyes fajok uralkodó volta feltétlen szubtrópusra vall. A kicsi épszélű és bőrnemű levelek szárazabb éghajlatról tanúskodnak. RYDER (29) szerint az épszélű két-szikú levelek főleg arid, vagy más, fiziológiailag száraz környezetben fordulnak elő.

Az uralkodó fajok közül az *Eucalyptusok* magas, esetleg óriás fák voltak. Ma főleg a szubtrópusokra jellemzők és ökológiailag igen különböző az igényük. Flóránkban feltétlenül a legfelső lombkoronaszintet alkották s a levelek után ítélve szavanna vagy monszun-klimát kívántak. Ezzel szemben a *Buettneria* kifejezetten trópusi nemzetség. Fajai mocsaras területek cserjéi, vagy liánjai. A *Castanopsis* nemzetség ma a trópuson és szubtrópuson egyaránt előfordul. A *Castanopsis furcinervis* (ROSSM.) KRÄUSEL et WEYLAND-ról nem tudjuk, hogy trópusi vagy szubtrópusi faj-e? Még nehezebb a *Dryophyllum brevipetiolatum* BERRY vegetációs viszonyait megállapítani, mert kihalt genusról van szó. A flórák összetétele, amelyekben ez a nemzetség előfordul, szubtrópusra utal. A *Phoenix* nemzetség egyaránt megél trópusi és szubtrópusi övben.

A lábatlani középső-eocén fajok közül kevés korlátozódik kifejezetten a trópusi övre. Ezek túlnyomóan cserjék, amelyek mikroklimatikusan és edafikusan trópuson kívül is megtalálhatják a megélhetésükhöz szükséges életfeltételeket.

A meghatározott mérsékeltövi nemzetségek legnagyobb része folyóparti elem, amelyek vizek mentén melegebb területekre ma is mélyen benyomulnak.

A *Blechnum ellipticum* E. Kovács a gypsintben élt. A *Blechnum* ma túlnyomóan trópusi nemzetség, de vannak mérsékeltövi fajai is. Mind a két félgömbön elterjedt, délen is túlnyúlik areája a térítőn.

A fajok nagyobb része szubtrópusi, vagy meleg-mérsékeltövi. Ha a Föld mai vegetációját vesszük alapul, délkelet-ázsiai, ausztráliai és amerikai rokonságot mutatnak (1. táblázat). A nemzetségek közt nincs kizárólag déli félgömbön élő, legfeljebb olyan, melynek fő elterjedési területe ma az Egyenlítő-től délre fekszik. Területi rokonság szempontjából, ha

1. táblázat

Faj neve	Élő rokonság	Éghajlat			Elterjedési terület
		trópus	szub-trópus	mérsékelt öv	
<i>Blechnum ellipticum</i>	<i>Blechnum</i> genus	+	+	+	Főleg a déli félgömb trópusai
<i>Sequoia couttsiae</i>	<i>Sequoia gigantea</i>		+		Kalifornia
<i>Sequoia tournaletii</i>	<i>Sequoia sempervirens</i>		+		Kalifornia
<i>Magnolia</i> sp. cfr. <i>grandiflora</i>	<i>Magnolia grandiflora</i>		+		Észak-Amerika
<i>Magnolia inaequalis</i>	<i>Magnolia trijeta</i>		+		Észak-Amerika
<i>Magnolia</i> sp. cfr. <i>obovata</i>	<i>Magnolia obovata</i>		+		Japán
<i>Magnolia</i> sp.	<i>Magnolia</i> genus		+		Fülöp-szigetek
<i>Talauma</i> sp. cfr. <i>eigerensis</i>	<i>Talauma pubescens</i>	+			Japán, DK-Kína, Formosa
<i>Cinnamomum polymorphum</i>	<i>Cinnamomum camphora</i>	+	+		Trópusi Ázsia és Ausztrália
<i>Cinnamomum</i> sp.	<i>Cinnamomum</i> genus	+	+		DK-Kína
<i>Daphnogene</i> vel <i>Litsea</i> sp.	<i>Litsea</i> genus	+			Ó- és Újvilág trópusai
<i>Hamamelites foehrigii</i> oides	<i>Corylopsis multiflora</i>				
<i>Dalbergia</i> cfr. <i>Leguminocarpum</i> <i>mecsekense</i>	<i>Dalbergia</i> genus	+			
<i>Eucalyptus transdanubica</i>	<i>Eucalyptus</i> genus	+	+		Főleg Ausztrália
<i>Myrtaceae</i> sp.	<i>Myrtaceae</i> fam.		+		Trópusi Amerika, Ausztrália, Ázsia
<i>Cedrela</i> sp. cfr. <i>odorata</i>	<i>Cedrela odorata</i>	+	+		Dél-Amerika
<i>Cedrela</i> sp.	<i>Cedrela</i> genus	+	+		DK-Ázsia, Dél-Amerika
<i>Cedrelospermum</i> sp. typ. I.	<i>Cedrela</i> genus	+	+		DK-Ázsia, Dél-Amerika
<i>Cedrelospermum</i> sp. typ. II.	<i>Cedrela</i> genus	+	+		DK-Ázsia, Dél-Amerika
<i>Sapindus</i> sp.	<i>Sapindus</i> genus	+	+		Afrika és Ausztrália kivételével az összes trópus és szub-trópus
<i>Ilex</i> sp.	<i>Ilex</i> genus	+			Európa
<i>Cornus</i> sp.	<i>Cornus</i> genus			+	
<i>Viburnum whymperi</i>	<i>Viburnum laniana</i>		+		
<i>Grewiaopsis inaequalis</i>	<i>Buettneria africana</i>	+	+		Afrika
<i>Buettneria apiculata</i>	<i>Sterculia alata</i>	+	+		Kelet-Ázsia
<i>Sterculia variabilis</i>	<i>Sterculia</i> genus	+	+		Két félgömb trópusai
<i>Sterculia</i> sp.	<i>Sterculia</i> genus	+	+		India
<i>Apocynocarpum eocenicum</i>	<i>Tabernaemontana coronaria</i>	+	+		
<i>Myrsine miranda</i>	<i>Myrsine semiserrata</i>	+	+		

<i>Myrsinites</i> sp. cfr. <i>Pleiomeris canariensis</i>	<i>Pleiomeris canariensis</i>				Kanári-szigetek
<i>Ficus dalmatica</i>	?	+			
<i>Ostrya humilis</i>	<i>Ostrya carpinifolia</i>	+	+	+	DK-Európa
<i>Dryophyllum brevipetiolatum</i>	?		+	+	
<i>Dryophyllum</i> sp. I.	?		+	+	
<i>Dryophyllum</i> sp. II.	?		+	+	
<i>Castanopsis jurcinervis</i>	<i>Castanopsis</i> genus				Trópusi India, DK-Ázsia
<i>Quercus aquiseclana</i>	<i>Quercus cerris</i>				Európa
<i>Quercus tahrpiti</i>	<i>Quercus laurifolia</i>				Déli Észak-Amerika
<i>Carya fructus</i>	<i>Carya</i> genus				Atlanti Észak-Amerika
<i>Pterocarya</i> sp. typ. I.	<i>Pterocarya</i> genus				Kelet-Ázsia, mérsékeltövi Európa
<i>Pterocarya</i> sp. typ. II.	<i>Pterocarya</i> genus				Kelet-Ázsia, mérsékeltövi Európa
<i>Juglandaceae</i>	<i>Juglandaceae</i> fam.				
<i>Myrica elongata</i>	<i>Myrica serrata</i>				Északi félgömb meleg-mérsékelt zónája
<i>Myrica fraterna</i>	<i>Myrica sapida</i>		+	+	Dél-Afrika
<i>Populus</i> sp.	<i>Populus</i> genus				DK Ázsia
<i>Salix aquensis</i>	<i>Salix capensis</i>				Főleg Kelet-Ázsia és atlanti Észak-Amerika
<i>Cyperites sezannensis</i>	<i>Cyperaceae</i> fam.				Dél-Afrika
<i>Phoenix</i> sp.	<i>Phoenix</i> genus				Főleg Kelet-India
<i>Geonoma</i> sp.	<i>Geonoma</i> genus				Újvilág trópusai
<i>Palma</i> sp.	<i>Palmae</i> fam.				Ó- és Újvilág trópusai

Észak-Amerikát egészként tekintjük, s nem tárgyaljuk külön pacifikus, déli és atlanti tájait, körülbelül ugyanannyi a lábatlani fajok közt az észak-amerikai, mint a kelet-, délkelet-ázsiai és ausztráliai kapcsolatokat bizonyító. Ezek mellett a dél-amerikai, közel-keleti, makaronéziai és dél-európai rokonságú fajok már sokkal jelentéktelenebb szerepet játszanak.

Az *Eucalyptusnak* ma elsősorban Ausztrália a hazája, de elterjedése észak felé túlnyúlik az Egyenlítőn és pár faja Celebesen, a Molukki szigeteken és Malájföldön is él. Jelenléte az eocénben területünkön arról tanúskodik, hogy elterjedési köre a mainál jóval nagyobb volt. Csak később húzódott vissza a nemzetség az Ausztrál kontinensre, s a geológiai közelmúltban indulhatott második fajfejlődésnek. Ennek során a legkülönbözőbb termőhelyekre termelt ki fajokat. Ma Ausztráliában a száraz hegyoldalak bokorerdőiben, szavanna erdőkben, szubtrópusi esőerdőkben, sőt az alpesi régióban is, ahol pár hónapig hó borítja, sok helyütt *Eucalyptus* alkotja a lombkoronaszintet. A magyarázatot valószínűleg a kontinens mai izolációjában kell keresnünk, ami a speciális állatvilág kialakulásában is megmutatkozik. DIELS szerint az *Eucalyptus* őshazáját keleti Malájföldön, tehát az északi félgömbön kell keresnünk.

A lábatlani eocén erdő megfelelője a Föld mai növénytakarójában, Kelet-Ausztráliában található.

Kelet-Ausztráliában a délkeleti partokon, ahol a csapadék periodicitása kifejezettebb, a téli csapadék szabályosabb és erősebb, a trópusi erdő fokozatosan szubtrópusi jellegű őserdőbe megy át, először trópusi sajátágaival együtt, majd fokozatosan elszegényedik. A formagazdagság és a speciális trópusi sajátágok, mint nagylevelűség, faliánok, epiphytonok, kauliflória stb. eltűnnek. Néhány mérsékeltövi forma is megjelenik. A maláji trópusi fajok ezekben az erdőkben messze délre lehúzódnak, ahol már az *Eucalyptus* az uralkodó nemzetség. Az északi trópusi részen az esőerdő jellege maláji, szorosan körülötte az *Eucalyptus* alkotta szavannaerdő. Délen a szubtrópusi esőerdőben viszont az *Eucalyptus* erdőalkotó fa. Ezáltal délen a maláji színezetű esőerdő és az ausztráliai *Eucalyptus* erdő összekapcsolódik, míg északon a kettő mindenütt élesen elválik. Az *Eucalyptus* alatt pálmák, sőt páfrányfák nőnek. Sok a páfrány a gypsztben is.

A lábatlani eocén erdő típusát illetőleg két megoldás lehetséges. Az egyik szerint Lábatlanon a maláji elemek és az *Eucalyptus* az előzőkhöz hasonlóan keveredhettek. A legfelső, esetleg 100 m körüli lombkoronaszintet alkotta az *Eucalyptus transdanubica* E. KOV. Alatta második lombkoronaszint következett *Castanopsis furcinervis* (ROSSM.) KR. et WEYL. és *Dryophyllum brevipetiolatum* BERRY fajokkal, köztük szálanként a *Talauma*, *Magnoliák*, *Sapindusok*, pálmák, stb. nőttek. A cserjesztben a *Buettneria apiculata* E. KOVÁCS uralkodott. A gypszt páfrányokból és a *Cyperites sezannensis* SAP.-ből állt. HUTTER E. spóra-pollenvizsgálatai szerint több páfrányfaj mutatható ki, makro-

fossziliák között csak a *Blechnum ellipticum* E. Kov.-nak és még egy eddig pontosan meg nem határozott páfránynak levelét találtuk.

A másik megoldás szerint területünkön folyómenti galériaerdő lehetett. A folyó közelében, mivel a talaj vízzel átitatott, örökzöld erdő tenyészhet akkor is, ha az időszakosan száraz éghajlat ezt különben nem engedné meg. A folyóparti síkságon a galériaerdő bujaságban az esőerdőhöz hasonló. Ma északkelet Ausztráliában, Melanéziában és Polinéziában az esőerdő átmegy galériaerdőbe, s így elemeik azonosak, pl. *Cedrela* nemzetség. Körülöttük *Eucalyptus* alkotja a szavannaerdőt. Ebben az esetben a *Buettneria apiculata* E. Kov. a galériaerdőben, az *Eucalyptus transdanubica* E. Kov. viszont a környező szavannaerdőben nőtt. Árvizek alkalmával a közvetlen szomszédságban, s csak néhány méterrel magasabban fekvő *Eucalyptus* erdő levelei keveredtek a *Buettneria* levelekkel s a közeli tengerpart iszapjában együtt rakódtak le. ANDREÁNSZKY szerint a lábatlani erdő esetében feltétlenül galéria- és környező szavannaerdőről lehet csak szó.

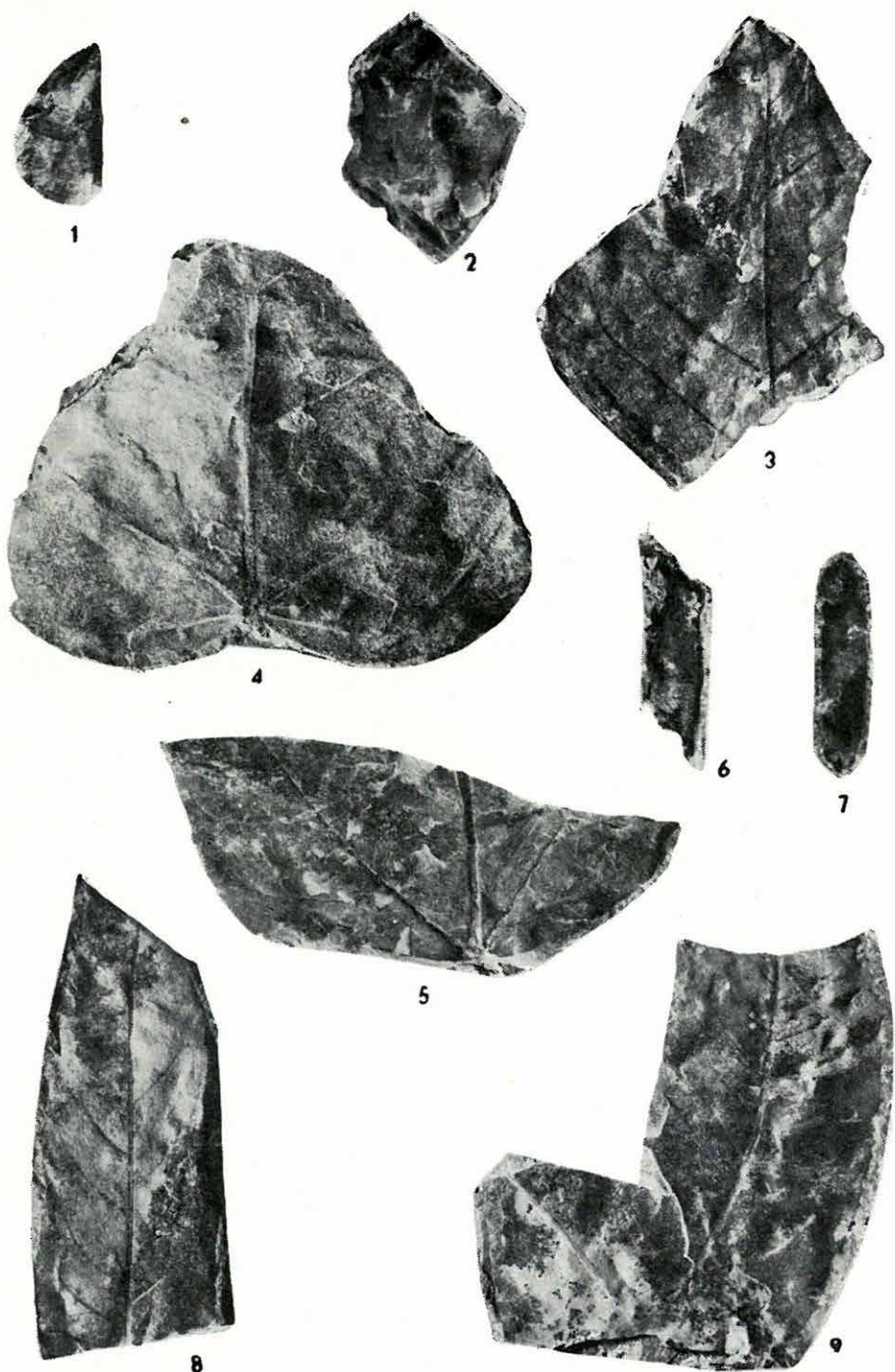
IRODALOM

1. ANDRAE: Tertiäre Flora v. Szakadat u. Thalheim in Siebenbürgen. — Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. **2.** 1851. III/4.
2. ANDREÁNSZKY: Újabb harmadidőszaki páfrányok. — Földt. Közl. **80.** 10—12. 1952.
3. ANDREÁNSZKY: Ősnövénytan. — Budapest 1955.
4. ANDREÁNSZKY: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása. — Magy. Áll. Földt. Int. Évk. **44/1.** 1955.
5. ANDREÁNSZKY: Neue u. interessante tertiäre Pflanzenarten aus Ungarn. — Ann. Hist. Nat. Musei Nat. Hung. **6.** 1955.
6. BERRY: The Lower Eocene Floras of South-eastern North America. — 1916.
7. BERRY: The Middle and Upper Eocene Floras of South-eastern North America. — Professional Paper **92.** 1924.
8. BERRY: Revision of the Lower Eocene Wilcox Flora of the South-eastern States. — Professional Paper **156.** 1930.
9. BROWN: Temperate species in the Eocene Floras of the South-eastern United States. — Washington Acad. Sci. **34.** Washington, 1944.
10. ENGLER—DRUDE: Die Vegetation d. Erde VII. (DIELS: D. Pflanzenwelt v. West-Australien südlich d. Wendekreises) — Leipzig 1906.
11. ENGLER—PRANTL: D. natürlichen Pflanzenfamilien. — II/3. Leipzig 1889.
12. ETTINGSHAUSEN: D. tertiäre-Floren d. oest. Monarchie. — Abh. d. k. k. Geol. Reichsanst. **2.** 1851.
13. ETTINGSHAUSEN: Über d. foss. Fl. d. Monte-Promina in Dalmatien. — Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. **10.** 1853.
14. ETTINGSHAUSEN: D. eocene Fl. d. Monte-Promina. — Denksch. d. kais. Akad. d. Wissensch. **8.** 1854.
15. ETTINGSHAUSEN: Beiträge z. Kenntn. d. foss. Fl. v. Sotzka in Untersteiermark. — Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wissensch. **28.** 1858.

16. ETTINGSHAUSEN: D. foss. Fl. d. Tertiär-Beckens v. Bilin. — Denkschr. d. kais. Akad. d. Wissensch. **26**. 1867.
17. HEER: Fossil Fl. of Bovey Tracey. — Phil. Trans. R. Soc. London **152**. 1862.
18. HEER: Fl. foss. arct. **2**. 4. 1869.
19. HEER: Fl. tertiaria Helvetiae III. 1859.
20. HOLLICK: The tertiary Fl. of Alaska. — Geol. Surv. Prof. Paper 182.
21. KOVÁCS É.: Dracontomelon minimum. — Földtani Közl. **87**. 2. 1957.
22. KOVÁCS É.: Tropicser Farn aus d. Eocän in Ungarn. — Ann. Univ. Sc. Bp. **1**. 1957.
23. KOVÁCS É.: Note sur la Fl. Éocène de Lâbatlan. — Ann. Univ. Sc. Bp. **2**. 1959.
24. KRÄUSEL et WEYLAND: Kritische Untersuchungen z. Kutikularanalyse. — Palaeontogr. Abt. B. **91**/1—4. Stuttgart 1950.
25. KRISTOFOVICS: Iszkopaemüe Florü Pensinszkoj Gubü oz. Tasztah i hr. Rarütkin. — Palaeobotanica III. 1958.
26. MARION: Description des plantes fossiles des calcaires marneux de Ronzon. (Haut-Loire) — Ann. d. sc. nat. Bot. **5**/14. p. 326. 1872.
27. NOVÁK E.: A kiségedi oligocén-flóra fenyőféléi. — Bp. Tud. Egy. Biol. Int. Évk. **1**. 1. 1950.
28. REID and CHANDLER: The London Clay Flora. — London 1933.
29. RYDER: On the morphology of leaves. — Bot. Rev. **20**, 4. 263—267. 1954. [in JUHÁSZ NAGY PÁL: A levél morfogenezisének alapjai. (In litteris.)]
30. SAPORTA: Fl. d. travertins de Sézanne. — Mém. Soc. Géol. de France. Ser. 2. **8**/3.
31. SAPORTA: Le sud-est de la France à l'époque tertiaire. — Ann. d. sc. nat. Bot. **4**/19, 1863; **5**/3, 1865; **5**/4, 1865; **5**/8, 1867; **5**/9, 1868; **5**/15, 1872; **5**/17, 1873; **5**/18, 1873.
32. SAPORTA: Fl. foss. d'Aix-en-Provence. — Ann. d. sc. nat. Bot. **7**/7, 1888; **7**/10, 1889.
33. SCHIMPER: Traité de Paléontologie Végétale. — Paris 1869.
34. SCHIMPER—FABER: Pflanzengeographie. — Jena, 1935.
35. Soó: Fejlődéstörténeti növényrendszertan. — Budapest 1953.
36. WATELET: Descriptions d. Plantes Fossiles du Bassin de Paris. — Paris 1866.

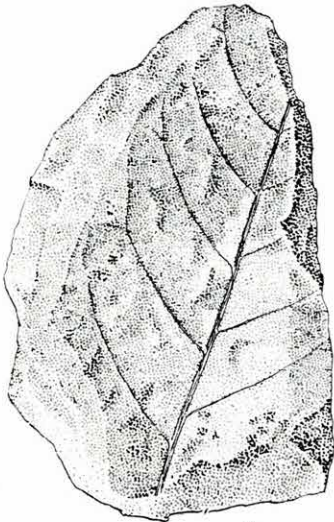
I. Tábla — Tafel I — Таблица I.

1. *Blechnum ellipticum* E. KOVÁCS
2. *Quercus aquisextana* SAP.
3. *Magnolia* sp. cfr. *obovata* THUNB.
- 4—5. *Büttneria apiculata* E. KOVÁCS
6. *Cedrelospermum* typ. I.
7. *Dalbergia* sp. cfr. *Leguminocarpum mecsekense* ANDREÁNSZKY
8. *Castanopsis furcinervis* (ROSSM.) KRÄUSEL et WEYLAND
9. *Ficus dalmatica* ETT. és *Dryophyllum brevipetiolatum* BERRY

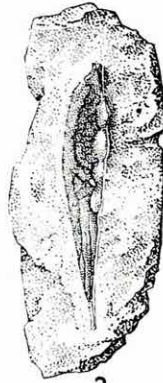


II. Tábla — Tafel II — Таблица II.

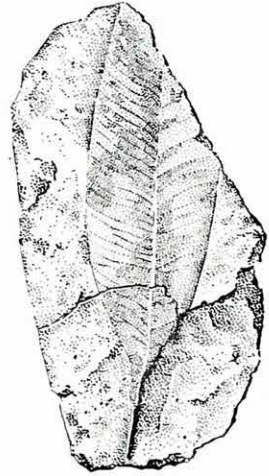
1. *Magnolia* sp. cfr. *grandiflora* L.
2. *Aprocynocarpum eocaenicum* n. sp.
3. *Blechnum ellipticum* n. sp.
4. *Hamamelites fothergilloides* SAP.
5. *Myrtaceae* sp.
6. *Leguminosae* (foliolum)
7. *Quercus aquisextana* SAP.
8. *Myrsine miranda* SAP.
9. *Castanopsis furcinervis* (ROSSM.) KRÄUSEL et WEYLAND



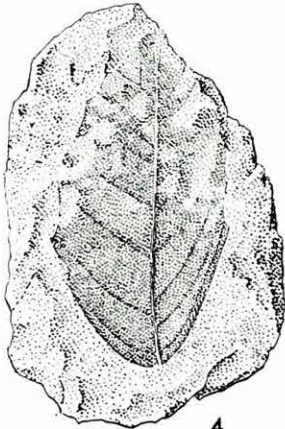
1



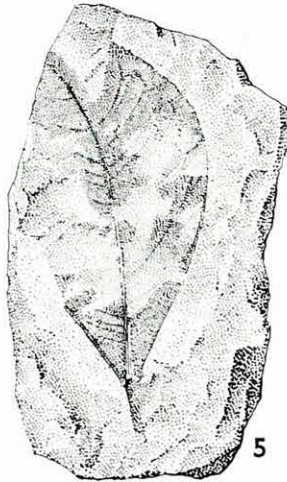
2



3



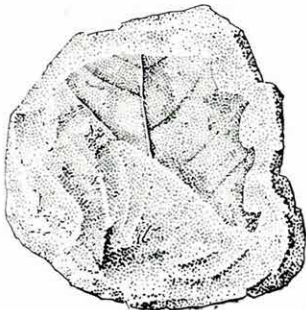
4



5



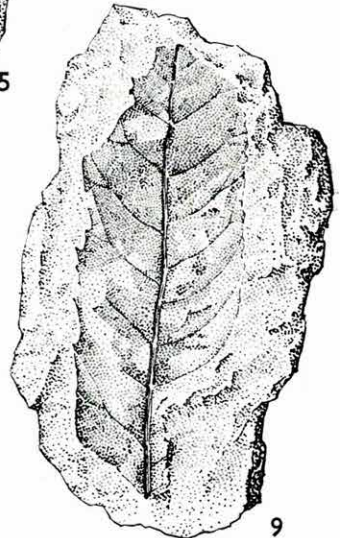
6



7



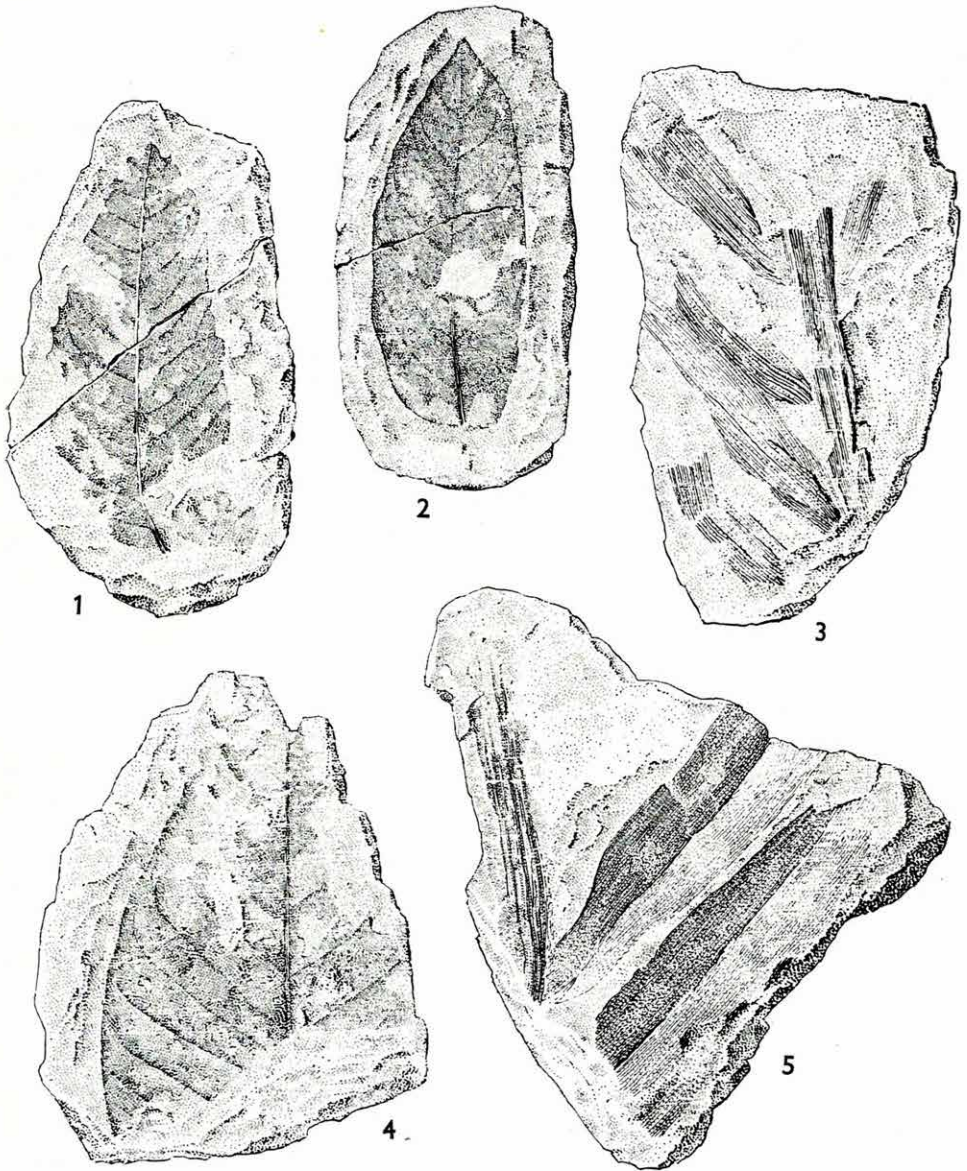
8



9

III. Tábla — Tafel III — Таблица III.

1. *Dryophyllum brevipetiolatum* BERRY
2. *Quercus laharpii* GAUD.
3. *Geonoma* sp.
4. *Talauma* sp. cfr. *egerensis* ANDREÁNSZKY
5. *Phoenix* sp.



MITTELEOZÄNE FLORA AUS DER UMGEBUNG VON LÁBATLAN

Von E. Kovács

Verfasser bestimmte aus mitteleozänen Schichten der Umgebung von Lábatlan (Transdanubien) 55 verschiedene Blatt-, Frucht- und Samenformen.

Am häufigsten finden sich die Arten *Eucalyptus transdanubica* E. Kovács, *Buettneria apiculata* E. Kovács und *Castanopsis furcinervis* (ROSSM.) KR. et WLD. vor. Infolge der grossen Anzahl der Eukalypten ist diese Flora ostaustralischen Charakters mit ähnlichen Umweltverhältnissen. An Hand dieses Pflanzenmaterials ist hier ein Galerie- und ein Sawannenwald zu vermuten. Als Grundlage der Vergleichen dient die Verhältniszahl der tropischen und subtropischen Arten.

Als neue sind folgende Arten zu betrachten:

Familie: **POLYPODIACEAE**

Gattung: **BLECHNUM L.**

***Blechnum ellipticum* n. sp.**

(Tafel I. Abb. 1)

Holotypus: Blättchen, Phytopaläontologische Sammlung des Instituts für Pflanzensystematik der Universität Eötvös Loránd Budapest, unter Nummer L 34/35.

Stratum typicum: Lábatlan, Mitteleozän, grauer Ton.

Derivatio nominis: nach der Blattform benannt.

Diagnose: Grösste Breite des Blättchens 12–16 mm; seine Länge ist nicht feststellbar, sie betrug wahrscheinlich 50–80 mm. Lederartiges Blättchen von länglich-elliptischer Form. Blattgrund sich allmählich verschmälernd, zugespitzt, Spitze stumpf. Ausgesprochen ganzrandig. Hauptader stark, Seitennerven viel schwächer, in einem Winkel von 70–75° aus dem Hauptnerv auslaufend, einfach, seltener unmittelbar neben dem Hauptnerv gabelförmig verzweigend. Gabelförmige Verzweigungen kommen auch in der Nähe des Blättchenrandes vor. Die Seitennerven verlaufen in 1 mm Abstand voneinander entfernt parallel, sich leicht nach Oben neigend. Tertiärnervatur kommt nur schwach zum Vorschein.

Vergleiche: Von der Art *Blechnum braunii* ETTINGSHAUSEN (Eoc. Flor. d. M. Prom.) die auch in den oberen oligozänen Schichten des Egerer Tonbruches „Wind“ vorkommt, unterscheiden sich die Form und der Rand der Blattfieder. *Blechnum braunii* ETT. ist faserig und mit zarten Zähnen versehen. *Blechnum atabium* SAP. (Fl. foss. d. travert. anc.d. Sézanne) ist zwar ganzrandig, jedoch verengern sich die Blattfieder in Richtung ihres Blattgrundes nicht; sie sitzen auf dem Blattspindel mit einem breiten Grund. In der Literatur habe ich keine ähnliche Beschreibung gefunden, so habe ich ihre Beschreibung – als neue Art – für begründet betrachtet.

Familie: APOCYNACEAE

Apocynocarpum eocaenicum n. sp.

(Tafel II. Abb. 2)

Holotypus: Frucht, Phytopaläontologische Sammlung des Instituts für Pflanzen-systematik der Universität Eötvös Loránd Budapest unter Nummer L 108.

Stratum typicum: Lábatlan, Mitteleozän, grauer Ton.

Derivatio nominis: nach dem Eozän benannt.

Diagnose: Länge 31 mm, Breite 4 mm; aus dem Fruchstiel sind 3 mm sichtbar. Sich dem Basis zu allmählich, an der Spitze aber rasch verschmälernd. Die Spitze war gut beobachtbar geöffnet. Ganz am Rande des Fruchtes sind 4 dicht nebeneinander sitzende Samen zu sehen; ihre Länge beträgt 4 mm, ihre Breite 1,5 mm. Auf den Samen ist keine Skulptur, die auf eine Gewebestruktur hinweisen würde, festzustellen. Es ist nicht ausgeschlossen dass sie nur Konkretionen sind. Dem gegenüber weisen sie eine ganz gleiche und regelmässige Form auf, dass doch für ihren Samenursprung spricht.

Vergleiche: Solche faserige Kapsel Früchte können in den Arten der Familie *Apocynaceae* getroffen werden. Wir haben in der zur Verfügung stehenden Literatur und im Herbariumsmaterial mehrere ähnliche Früchte gefunden; sie kann jedoch mit keiner von diesen in enger Verbindung gebracht werden. Grösste Ähnlichkeit weist sie mit der Frucht der *Tabernaemontana coronaria* R. Br. auf. — In der paläobotanischen Literatur habe ich keine Beschreibung von einer ähnlichen Frucht gefunden. Die *Tabernaemontana coronaria* R. Br. ist ein indischer Strauch. Die Arten der Gattung *Tabernaemontana* kommen unter den Tropen der alten und neuen Welt gleichermassen vor.

СРЕДНЕЭОЦЕНОВАЯ ФЛОРА ИЗ ОКРЕСТНОСТИ СЕЛА ЛАБАТЛАН

Е. КОВАЧ

Автором были определены из средне-эоценовых слоев окрестности села Лабатлан (Задунайский край) 53 различные формы листьев, плодов и семян.

Наиболее частыми явились виды *Eucalyptus transdanubicus* E. Kovács, *Bullneria apiculata* E. Kovács и *Castanopsis furcinervis* (Rossm.) Kr. et Wld. На основании большого количества эвкалиптов можно установить, что настоящая флора носит восточно-австралийский характер со сходными условиями внешней среды. На основании сообщества найденных остатков здесь можно предполагать галерейный лес и лес типа саванны. Основой сравнений послужило соотношение тропических и субтропических видов.

В качестве новых вилов определены следующие:

Семейство: **POLYPODIACEAE**Род: **BLECHNUM** L.**Blechnum ellipticum** n. sp.

(Табл. I. рис. 1.)

Голотип: остаток листочка, находящийся в палеоботанической коллекции Института систематики растений Университета им. Этвёш Лоранда под номером L. 34/35.

Stratum typicum: Лабатлан, серая глина среднего эоцена.

Derivatio nominis: название от формы плеча.

Диагноз: Наибольшая ширина листочка равна 12—16 мм; длину ее установить невозможно, но она равнялась вероятно 50—80 мм. Листочек кожанистый, удлиненно эллиптической формы. Плечо постепенно суживающееся, обостренное, верхушка тупая. Край листочка определенно цельный. Средняя жилка крепкая, боковые жилки более слабые, образуют со средней жилкой угол в 70—75°, или же они простые или — реже — непосредственно вблизи средней жилки развилые. Разветвление имеет также место и в близости листового края. Боковые жилки параллельны, протягиваются на расстоянии в 1 мм друг от друга и дугообразно изгибаются вверх. Нервация третьего порядка выражена слабо.

Сравнени: От близкого по возрасту вида *Blechnum braunii* ETTINGSHAUSEN (Eos. Flor. d. M. Prom.), встречаемой и в верхне-олигоценовых слоях карьера для добычи глины „Винд“, в окр. города Эгер, отличается формой и краем листовой пластинки. *Blechnum braunii* Этт. является волокнистым и мелкозубчатым. *Blechnum atavium* SAR. (Fl. foss. d. travert. anc. d. Sézanne) хотя и цельнокрайний, но листовые пластинки не утончаются к низу, а сидят на стебле широким основанием. Так как в литературе подобного описания не нашла, я сочла обоснованным описание этого вида в качестве нового.

Семейство: **APOCYNACEAE****Apocynacarpum eocaenicum** n. sp.

(Табл. II. рис. 2.)

Голотип: остаток плода, находящийся в палеоботанической коллекции Института систематики растений Университета им. Этвёш Лоранда под номером L. 108.

Stratum typicum: Лабатлан, серая глина среднего эоцена.

Derivatio nominis: название от эоцена.

Диагноз: Плод длиной в 31 мм, шириной в 4 мм; из плодоножки видно отрезок в 3 мм. К основанию плод суживается постепенно, а на верхушке резко. Плод в продольном направлении морщинистый. Верхушка плода была хорошо различимо открытой. На самом краю плода видны четыре плотно лежащие друг возле друга семена. Длина семян 4 мм, ширина 1,5 мм. На семенах никакого рисунка, указывающего на тканевую структуру, нет. Таким образом возможно, что эти образования являются конкрециями. Однако форма их очень однообразна и правильна, что скорее говорит за то, что они являются все же семенами.

Сравнени: Такую волокнистую коробочку мы найдем на видах семейства *Arocynaceae*. В имеющемся в распоряжении литературном и гербарийном материале мы нашли несколько сходных плодов, однако установить более близкой корреляции не удалось. Самое большое сходство обнаруживает с плодом *Tabernaemontana coronaria* R. Вр. В палеоботанической литературе описания аналогичного вида я не нашла. *Tabernaemontana coronaria* R. Вр. является индийским кустарником. Виды рода *Tabernaemontana* в равной мере встречаются на тропиках старого и нового Света.

NÉHÁNY ÉRDEKES ÉS ÚJ MAGYARORSZÁGI FOSSZILIS MADREPORARIA

Írta: KOLOSVÁRY GÁBOR

Az elmúlt évek alatt több fosszilis korall-anyagot kaptam az Állami Földtani Intézet és a budapesti Tudományegyetem Földtani Intézetétől. Ezek több új hazai fosszilis korall faj leírását tették lehetővé, amelyeknek ismertetését ebben a dolgozatban adom.

Montlivaultia cf. *burchardi* WELLS

(I. tábla, 1)

Mecsekhegység, Magyaregregy mellett, Hodácsi-völgy, alsó-kréta hauterivi emelet. Gyűjtötte FÜLÖP J.

A maradvány szürkésfehér kőzetbe van beágyazva. Egy polipátmetsetet tár fel. A polip-átmetset átmérője 20×30 mm. Kerülete lebenyes, nem szabályos. Inkább ellipszoid, mint köralakú. A megolvasható sövények száma 92, de ennél többnek kell lennie. A sövények finomak, hosszúak és helyenként a központi végük összeolvad. Sövényciklus 3—4, egyetlen kifejlődésű. A polip központja (fosetta) hosszúkás. Általában véve kezdetleges kifejlődésű, úgynevezett epistatikus, tehát bizonyos tekintetben konzervatív jellegű fajra utal. A magyar fosszilis faunában új faj.

Prototrochocyathus n. gen.

(I. tábla, 2)

Mecsekhegység, Zengővárkony, Vasércbányatelep. Az alsó-kréta valangini emeletéből gyűjtötte FÜLÖP J.

A leletek mangánnal színezett kőzetbe vannak beágyazva. Magányos polipok. Maximális átmérőjük 6×7 mm. Maximális sövényszám 48. Hasonlítanak a középső-kréta időszaki albai-cenománi *Prototrochocyathus* nemzetség koralljaihoz, de ezekkel sem morfológiai, sem biosztratigráfiai tekintetben nem azonosíthatók. Összehasonlításukat az 1. táblázat szemlélteti.

<i>Protochoyathus</i> (ALLOITEAU 1958) Albai-cenománi emelet Madagaszkár	<i>Protochoyathus</i> (KOLOSVÁRY 1959) Valangini emelet Zengővárkony
Magányos polip	
Átmérő 6—12 mm	Átmérő 4—7 mm
Sövényszám 32—48	Sövényszám 34—42
Sövények többé-kevésbé simák, szabadok, tömörök	
Sövények elhelyezkedése többé-kevésbé szabályos	
Palusok szélesek	
Endothéka nincs	
A külső és belső palus-kör szabályos	A külső és belső palus-kör szabálytalan és a belső palus-kör kezdetleges
Kolumella jól fejlett	Kolumella kezdetleges
Fal: septothekális, parathekális részekkel	Fal: septothekális, lakunákkal
Általában fejlett <i>Caryophyllida</i> típus	Általában epistatikus jellegű

Paratrochoyathus cf. conulus PHILLIPS—MICH.

(I. tábla, 3)

Tata, berriázi alemelet. Gyűjtötte FÜLÖP J. A lelet kőzetbe ágyazott köralakú magányos polip átmetszete. Átmérője 6×6 mm. Maximális sövényszám 64. Az előbbi korallnál phylogenetikailag fejlettebb, progresszívebb faj. Sövényciklus 3. A sövények többé-kevésbé simák, szabadok és tömörök. A sövények elhelyezkedése többé-kevésbé szabályos, kifejlődésük azonban nem egyöntetű. A palusok kialakulása is különféle méretű, tehát szabálytalan. Endothekális elemek kezdeményei mutatkoznak (ami előfordul a *Caryophyllidákban!*), s a két palus-gyűrű is kivehető. Kolumella jól fejlett, papillás-oszlopos szerkezetű. A magyar fosszilis faunában új faj.

Cladocora simonyi REUSS

(I. tábla 4)

Sümeg, kőfejtő. Szenon. Gyűjtötte KASZAP A. Egyetlen polipocská a *Thamnasteria* cf. *multiradiata* REUSS nevű koralltelep felületén megtapadva. Átmetszete kerek és átmérője 3 mm. Sövény száma 24. Sövényciklus 3—4, de bizonytalan kialakulású, és a 4. ciklusú sövények redukáltak. Sövények vastagok és többé-kevésbé símak, kifejlődésük mértéke egyenetlen. Endothéka nincs. A kolumella kezdetleges. Sövények a palusokkal összeolvadók. Fal igen vastag. A polip külseje hosszbordázott. Magassága 2 mm. Cilindrikus. Új faj a magyar fosszilis faunában.

Thamnasteria cf. **multiradiata** REUSS

Sümeg, kőfejtő. Szenon. Gyűjtötte KASZAP A. Nagy, hatalmas, kenyér alakú telepeket alkot. A kelyhek átmérője 10—15 mm között ingadozik. Kehely sekély. A kolumella-tér kör alakú és 4 mm átmérőjű. A kolumella papillás szerkezetű. Sövények vastagok és egyenlő kifejlődésűek. Számuk 42. A kehelyközpontba a szomszédos kehelyközpontból egy egyenes és 2—2 enyhén hajlott sövény képez konnektívumot. A sövények részben perforáltak. Synptikulumok főleg a periférián fejlődtek ki. Az endothéka ritkás. A telep felületén egy *Cladocora* magányos polip volt megtapadva. A magyar szenon faunában új ez a hatalmas padépítő *Thamnasteria* faj.

„Conophyllia” clepsydrae KOLOSVÁRY

(1. ábra)

Mecsekhegység, Pécs, Misina-tető. Felső-anizuszi emelet. Gyűjtötte KOLOSVÁRY G. Csoportosan, uralkodó mennyiségben előforduló korall. Maximális polipátmérő 24 mm. A *Conophyllia* nemzetségben óriásnövéssé. Sövénykialakulása a *Conophyllia* nemzetségnek felel meg (lásd: SCHINDEWOLF). Progresszív óriásnövéssel kapcsolatban a progresszió-regresszió

1. ábra. *Conophyllia clepsydrae* KOLOSVÁRY. Polipfejek a kőzetben. (A polipfej eredeti mérete 20 mm)

Fig. 1. *Conophyllia clepsydrae* KOLOSVÁRY. Échantillons de polype dans la roche. (Dimension originale: 20 mm)

Рис. 1. *Conophyllia clepsydrae* KOLOSVÁRY. Образцы полипов в породе. (Оригинальные размеры: 20 мм)



dialektikus egységét igazolva: erős oldalszektor-redukciót szenvedett. Ez a redukciója hasonlatos a későbbi, és pedig a középső-júra időszaki bath emeletbeli *Keriphyllia* oldalszektor-redukciójához (1). A *Keriphylliában* is az igen jól fejlett cardinális és heteroantipous-szektor mellett a lateralis szektorokban csak 2—2 sөvény fejlődik ki (I. tábla 5.). A misinai *Conophylliában* a lateralis szektorokban ugyan több sөvény alakult ki, de ezeknek redukzív, gyenge kifejlődése odavezetett, hogy a fosszilizációban igen nagy százalékban csak a cardinális, illetve a heteroantipous szektorok maradtak fenn.

Összefoglalás

Végeredményben a fent említett és hazánk fosszilis faunájára nézve érdekes és új *Madreporariák* biosztratigráfiai átnézetéről a következő táblázat neujt képet:

2. táblázat

Kor	Epistatikus (konzervatív) korallok	Elasztikus korallok	Progresszív-regresszív korallok
f.-anizuszi			<i>Conophyllia clepsydrae</i>
berriázi			<i>Paratrochocyathus conulus</i>
valangini	<i>Prototrochocyathus</i>		
hauterivi	<i>Montlivaultia burchardi</i>		
szenon		<i>Cladocora simonyi</i> <i>Thamnasteria multiradiata</i>	

IRODALOM

1. ALLOITEAU, J.: Monographie des Madréporaires fossiles de Madagascar. — Ann. Géol. de Madagascar. 25. 1958.
2. ALLOITEAU, J.: Contribution à la systématique des Madréporaires fossiles. — Centr. Nat. Rech. Scientif. Paris. 1957.
3. SCHINDEWOLF, O. H.: Zur Kenntnis der Polycöelien und Plerophyllen. — Abh. Reichsanst. f. Bodenforsch. Neue Folge H. 204. 1942.
4. KOLOSVÁRY, G.: Über phylogenetische Regression im Korallenorganismus. — Acta Biol Szeged. Nova Ser. 2. 1—4. 1956.

QUELQUES MADRÉPORAIRESS FOSSILES
INTÉRESSANTS, NOUVEAUX EN HONGRIE

Par G. KOLOSVÁRY

L'auteur décrit des Coralliaires de la Montagne Mecsek et de la Montagne Centrale de Transdanubie. Crétacé: *Montlivaultia* cf. *burchardi* WELLS, *Paratrochocyathus* cf. *conulus* PHILLIPS-MICH., *Cladocora simonyi* REUSS, *Thamnasteria multiradiata* REUSS. Trias: *Conophyllia clepsydrae* KOLOSVÁRY. En nouveau genre, il mentionne *Prototrochocyathus* (Valanginien). Le tableau 2 présente une idée d'ensemble de la succession biostratigraphique des fossiles énumérés.

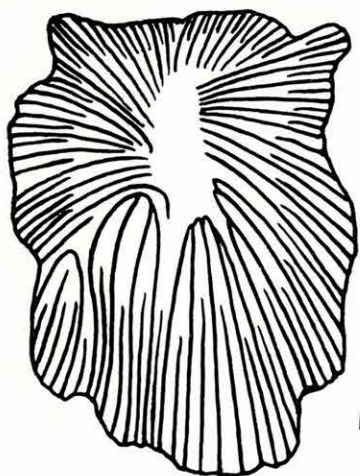
НЕСКОЛЬКО ИНТЕРЕСНЫХ И НОВЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАДРЕПОРАРИЙ ВЕНГРИИ

Г. КОЛОШВАРИ

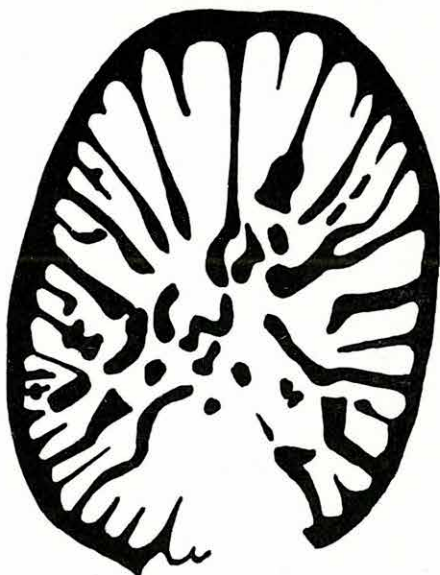
Автором описываются кораллы из гор Мечек и из Задунайского Среднегорья. Мел: *Montlivaultia* cf. *burchardi* WELLS, *Paratrochocyathus* cf. *conulus* PHILLIPS-MICH., *Cladocora simonyi* REUSS, *Thamnasteria* cf. *multiradiata* REUSS. Триас: *Conophyllia clepsydrae* KOLOSVÁRY. В качестве нового рода приводится *Prototrochocyathus* (Валанжин). На таблице 2 показывается биостратиграфическая последовательность перечисленных ископаемых остатков.

I. Tábla — Planche I — Таблица I.

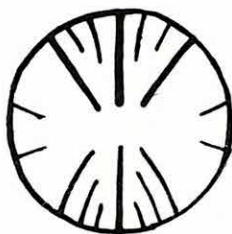
1. *Montlivaultia* cf. *burchardi* WELLS. Megcsiszolt kehelykép. (Eredeti méret 20×30 mm) — *Surface polie de calice*. (*Dimensions originales*: 20×30 mm) — Отшлифованная поверхность чашечки. (Оригинальные размеры: 20×30 мм).
2. *Prototrochocyathus* kehelyképe csiszolás után. (Eredeti méret 6×7 mm) — *Calice*. *Surface polie*. (*Dimensions originales*: 6×7 mm) — Отшлифованная поверхность. (Оригинальные размеры: 6×7 мм)
3. *Paratrochocyathus* cf. *conulus* PHILLIPS—MICH. Kehelykép csiszolás után. (Eredeti méret: 6×6 mm) — *Surface polie de calice*. (*Dimensions originales*: 6×6 mm) — Отшлифованная поверхность чашечки. (Оригинальные размеры: 6×6 мм)
4. *Cladocora simonyi* REUSS. Kehelykép eredeti kimaródásban, nem csiszolva. (Eredeti méret: 3×3 mm) — *Calice, non poli*. (*Dimensions originales*: 3×3 mm) — Чашечка не шлифована. (Оригинальные размеры: 3×3 мм),
5. *Keriophyllia* sövényrendszere a dorsalis (cardinális) és a ventrális (heteroantipous) szektorokkal és a 2—2 sövényű redukált oldalszektossal. (ALLOITEAU után vázlatosan) — *Cloisons avec les secteurs dorsaux (cardinaux) et ventraux et le secteur latéral réduit à 2 cloisons*. (*Fig. schématique d'après ALLOITEAU*) — Система септ формы *Keriophyllia* с дорсальными и вентральными секторами и побочным сектором, ограниченным двумя септами. (Схематическое изображение согласно АЛЛУАТО)



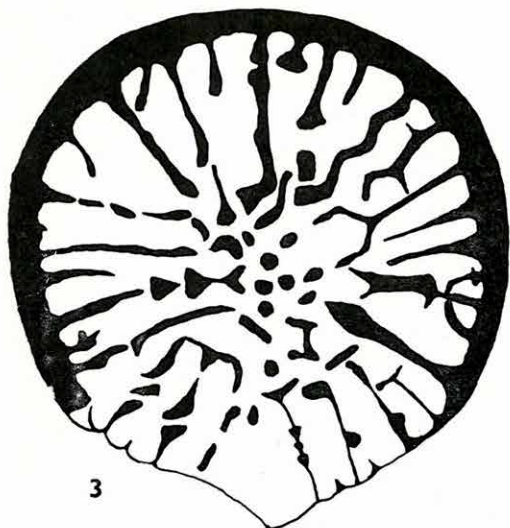
1



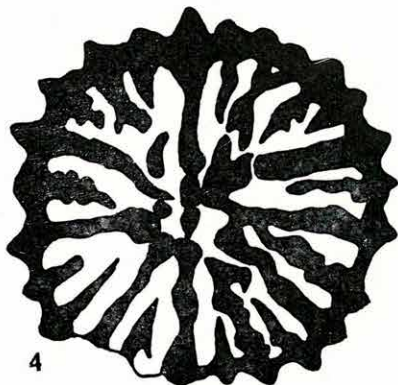
2



5



3



4

A TIHANYI FELSŐ-PLEISZTOCÉN MOLLUSCA-FAUNA

Írta: KROLOPP ENDRE

A Tihanyi-félsziget földtani térképezését végző VARRÓK K. felkérésére 1957 szeptemberében begyűjtöttem az általa említett löszfeltárás faunáját. A feldolgozás után kitűnt, hogy a faunában a hazai pleisztocénre nézve új fajok találhatók és a fauna összetétele is meglepő, újszerű. Ezért indokoltnak tartom, a még nem teljesen tisztázott közettani és rétegtani viszonyok ellenére a faunisztikai eredmények rövid ismertetését.

A lelőhely a Tihanyi-félszigeten, az ún. Belső-tó DK-i partja felett, kb. 135 m tszf. magasságban van. A kocsuiút mellett egy bevágás tárja fel a gejzir-kúp köré lerakódott löszös üledéket. A rétegsor a következő:

A humusz alatt kb. 50 cm-es vastagságban lejtőtörmelék található recens csigákkal: *Cepaea vindobonensis* FÉR., *Zebrina detrita* MÜLL., stb. Alatta változó vastagságban (1—2 m) pleisztocén üledék következik gazdag faunával és faszénmaradványokkal. Felső része típusos lösz, alsó része helyenként barnára színeződött, laza „ázott lösz” vagy mocsárlösz. Az utolsó feltárt réteg ugyancsak löszös üledék, sok legömbölyített kőzet-törmelékkel. Csak legfelső részén van benne néhány Mollusca-maradvány: *Limax* sp., *Helicella hungarica* Soós et H. WAGN., *Pisidium* cf. *subtruncatum* MALM.

A fossziliákban gazdag réteg felső és alsó szintjéből iszapolással nyertem ki a feldolgozott anyagot. Az 1. táblázatban ismertetem a két szint faunajegyzékét a példányszámokból számított dominanciaértékekkel együtt.

A dominanciaértékek és a szárazföldi-vízi fajok egyedszámainak összehasonlításából kitűnik, hogy a két szint erősen különbözik egymástól. A felső réteg (típusos lösz) csak elvéve tartalmaz egy-egy vízi csigát vagy kagylót, az alsó szintben ezzel szemben majdnem egyforma számban szerepelnek a vízi és szárazföldi példányok. Az alsó szint üledéke („ázott lösz”) tehát víz alatt rakódott le és ez a víz nem lehetett fűszálak között összegyűlő időszakos pocsolya, mert a kopoltyús csigák (*Bithynia*, *Valvata*) ebben nem tudtak volna megélni. Nagyobb tóra sem utal a fauna, ezért kisebb, de állandó jellegű vizet tételezhetünk fel, amelybe a környékről (domboldall) sodródtak be a szárazföldi csigák házai. A felső

I. táblázat

Vízi fajok	Felső szint		Alsó szint	
	db	%	db	%
<i>Sphaerium corneum</i> L.	—	—	2	0,2
<i>Pisidium</i> cf. <i>subtruncatum</i> MALM.	28	71,8	901	81,3
<i>Pisidium milium</i> HELD	—	—	27	2,4
<i>Valvata pulchella</i> STUD.	—	—	7	0,6
<i>Bithynia leachi</i> SHEPP.	—	—	1	0,1
<i>Limnaea stagnalis</i> L.	—	—	1	0,1
<i>Radix ovata</i> DRAP.	—	—	1	0,1
<i>Radix peregra</i> MÜLL.	1	2,6	17	1,5
<i>Gyraulus laevis</i> ALD.	3	7,7	127	11,5
<i>Gyraulus crista</i> L.	6	15,4	24	2,2
<i>Planorbis planorbis</i> L.	1	2,6	—	—
Összesen:	39 db	100,1%	1108 db	100,0%

Szárazföldi fajok	Felső szint		Alsó szint		
	db	%	db	%	
<i>Succinea oblonga</i> DRAP.	5	1,3	9	0,8	
<i>Succinea pfeifferi</i> RM.	1	0,3	2	0,2	
<i>Cochlicopa lubrica</i> MÜLL.	3	0,8	1	0,1	
<i>Vertigo alpestris</i> ALD.	3	0,8	199	18,5	
<i>Columella edentula</i> DRAP.	119	30,8	188	17,5	
<i>Pupilla muscorum</i> L.	13	3,4	15	1,4	
<i>Pupilla triplicata</i> STUD.	2	0,5	34	3,5	
<i>Vallonia tenuilabris</i> A. BR.	124	32,1	415	38,5	
<i>Clausilia dubia</i> DRAP.	7	1,9	52	4,8	
<i>Punctum pygmaeum</i> DRAP.	20	5,2	49	4,6	
<i>Goniodiscus ruderatus</i> STUD.	—	—	2	0,2	
<i>Retinella radiatula</i> ALD.	—	—	2	0,2	
<i>Euconulus trochiformis</i> MONT.	29	7,5	22	2,0	
<i>Semilimax kotulae</i> WEST.	1	0,3	35	3,3	
<i>Limacida</i> sp.	—	—	3	0,3	
<i>Trichia hispida</i> L.	58	15,0	48	4,5	
<i>Arianta arbustorum</i> L.	1	0,3	1	0,1	
Összesen:	386 db	100,2%	1077 db	100,5%	
Mollusca összesen	vízi:	39	9,2	1108	50,7
	szárazföldi:	386	90,8	1077	49,3
Összesen:	425 db	100,0%	2185 db	100,0%	
<i>Csigapete</i>	1	—	1	—	
<i>Microtus</i> sp. (Mammalia)	—	—	1	—	

szint néhány vízi egyede valamilyen módon a vízpartra kikerült példány lehet.

Jelentős különbség van a két szint dominanciaértékei közt is. A felsőben a *Vallonia tenuilabris*, *Columella edentula* és *Trichia hispida* domi-

nánsak a szárazföldi fajok közül, az alsóban a *Vallonia tenuilabris* és *Columella edentula* mellett a *Vertigo alpestris*. A fauna általában igen hűvös és meglehetősen száraz éghajlatra utal. A boreális *Vallonia tenuilabris*, a boreo-alpin *Vertigo alpestris*, az alpesi-kárpáti *Semilimax kotulae* és a montán *Columella edentula*, *Retinella radiatula* mind idegen elemek a Középhegységben a mostani klíma mellett. A hideget kedvelő vagy azt tűrő fajok mellett a melegigényesek hiányzanak. A pleisztocénünkből eddig nem említett *Vertigo alpestris* domináns voltából természetesen következik, hogy a tihanyi faunaegyüttes különbözik az irodalomban eddig ismertetett összes löszfaunáinktól. Ezenkívül még figyelemre méltó az is, hogy Tihanyból éppen az eddig jellemző „löszcsigának” tartott *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum*, *Orcula dolium*, *Vallonia costata*, *Clausilia dubia*, *Trichia hispida*, *Arianta arbustorum* hiányzik, kis egyedszámmal szerepel, vagy csak a felső szintben gyakori. Az éghajlat — úgy látszik — még a „löszcsigák” számára is túl zord lehetett. Érdekes ugyanakkor, hogy elsősorban a nagyobb termetű fajok hiányzanak. Ennek részben az lehet az oka, hogy iszapolást is végeztem szemben az eddigi, általában egyelő gyűjtésekkel, amikor természetesen az apróbb fajok példányai könnyen elkerülik a figyelmet.

A környezet az alsó szint faunája alapján fátlan, gyérfüves, tundrához hasonló terület lehetett. A felsőbb szintben az éghajlat valamelyes enyhülése mellett már némileg bokros sztyeppét tétélezhetünk fel.

A fauna korát a pleisztocén végére, a Würm-szakaszba helyezhetjük. A pontosabb kormeghatározást megnehezíti az a körülmény, hogy hasonló összetételű faunát eddig sehonnan sem ismertünk. Mégis az igen hűvös éghajlat, s a réteg fedőjében talált recens fajok valószínűvé teszik, hogy a fauna Würm₃ korú. Megerősíti ezt az is, hogy a *Vertigo alpestris*-nek és a többi északi *Vertigo*-fajnak Közép-Európa alacsony területein való megjelenését a Würm végére teszik.

A faunás réteg alatti szintből csak néhány *Mollusca*-maradvány került elő, köztük a melegigényes *Helicella hungarica*, így ennek a rétegnek keletkezési ideje már a Würm₂₋₃ interstadiális vége lehetett.

A faunában három, pleisztocénünkben új fajt találtam:

Pisidium milium HELD

(I. tábla 1–2.)

Eurosibériai faj, Európa északi részén gyakori, az Alpoktól délre már csak szórványosan található. Nálunk ritka. A pleisztocénből Soós (6) szerint Irország, Belgium, Németország, Anglia, Skócia területéről ismeretes. LOŽEK Csehszlovákia holocénjéből említi (2). Nálunk legújabbán alsó-pleisztocén mésziszapokban találtam meg Budapest környékén. Ezt az adatot még nem közöltem.

Vertigo alpestris ALD.

(I. tábla 5—6.)

Boreoalpin faj, elsősorban a magas hegységekben él, de északon alacsonyabb pontokon is előfordul. Közép-Európában glaciális reliktumnak tekintik. Ilyennek fogható fel nálunk a PINTÉR (3) által legújabban közölt tátikai előfordulás is. Észak-Európa pleisztocénjéből több helyről említik. Nálunk feltételezésem szerint máshonnan is elő fog kerülni, mert valószínű, hogy sokszor összetévesztették a hozzá hasonló *Vertigo pygmaeata*, *genesisii*, stb.) sokan önálló fajoknak tekintik.

Legnagyobb (fényképezett) példányom nagysága (2,18 : 1,05 mm) meghaladja az irodalomban szereplő méreteket. Az anyag alapján megállapítható, hogy a ház alakja és nagysága eléggé változó.

Semilimax kotulae WEST.

(I. tábla 3—4.)

Kárpáti—alpesi faj. 700 m-nél magasabb területeken él. Fosszilis előfordulásáról nincs tudomásom. Példányaim mind fiatal, kifejtetlen állatok házai. A *Semilimax*-fajok fosszilisán igen ritkák, nálunk is eddig mindössze egy, pontosabban meg nem határozott *Semilimax*-példányt említ az irodalom (5).

A faunában a három új fajon kívül még említésre méltó a két csigatojás (peteburok). Ez egyúttal két fajt is képvisel: egy nagyobbat (*Arianta?*) és egy kisebbet (*Trichia? Limax?*). Fosszilis peteburkot csak ROTARIDES (4) és KORMOS (1) említ.

Végül említésre méltó az egyik abnormálisan nagy *Gyraulus crista* példány. Átmérője 3,5 mm (Soós legnagyobb példánya 1,8 mm).

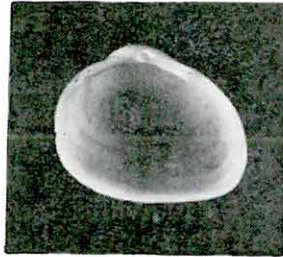
IRODALOM

1. KORMOS, T.: Die pleistocäne Molluskenfauna des Kalktuffes von Rontó (Komitat Bihar) in Ungarn. — Centralbl. f. Min. Geol. Pal. 1912.
2. LOŽEK, V.: Měkýši československého kvartéru. — Rozpr. Ustr. Ust. Geol. 17, pp. 1—510. 1955.
3. PINTÉR I.: Adatok Keszthely környékének Mollusca-faunájához. — Állatt. Közl. 46. 1—2. 1957.
4. ROTARIDES M.: A lösz csigafaunája, összevetve a mai faunával, stb. — A Szegedi Alföldkut. Biz. Könyvtára. Állatt. Közl. 3. 1931.
5. ROTARIDES M.: Praeglaciális csigák a solymári barlangból. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 36. 1921.
6. Soós L.: A Kárpátmedence Mollusca-faunája. — Budapest, 1943, pp. I—VIII+1—478.

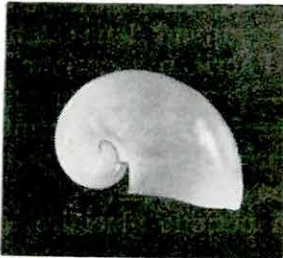
I. Tábla — Planche I — Таблица I.



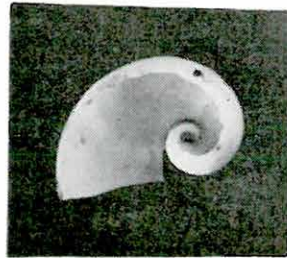
1



2



3



4



5



6

1—2. *Pisidium milium* HELD Tihany. 10x
3—4. *Semilimax kotulae* WEST. Tihany. 10x
5—6. *Vertigo alpestris* ALD. Tihany. 10x

LA FAUNE DE MOLLUSQUES DU PLÉISTOCÈNE
SUPÉRIEUR DE TIHANY

Par E. KROLOPP

Dans une couche de l'affleurement de loess près du Lac „Intérieur” de Tihany, on a récolté une riche faune de Mollusques pléistocènes. L'auteur a préparé les matériaux par lavage.

Sur la base des valeurs de dominance et de la comparaison entre les nombres des individus terrestres et aquatiques, on peut distinguer deux horizons dans cette couche. Sur la base de ce que nous venons de dire, l'horizon inférieur représente une formation déposée dans l'eau douce (la proportion des échantillons aquatiques/terrestres est 51% : 49%), les espèces terrestres furent emportées des versants de la colline dans le lac peu profond. Ces espèces indiquent un climat frais, aride, la végétation pouvait être une toundra déboisée. Il saute aux yeux que plusieurs „gastéropodes de loess” typiques manquent dans cet horizon ou il n'y en a que peu d'échantillons. Dans l'horizon supérieur — qui représente déjà une formation terrestre — le rôle de ces espèces (p. e. *Trichia hispida* L.) devient plus important. Par conséquent, le climat est, ici, plus tempéré que dans l'autre horizon, et on peut supposer l'existence d'une steppe un peu buissonneuse, boisée.

Quant à l'âge de la faune, c'est la période glaciaire Würm, plus précisément le Würm₃.

De parmi les 28 espèces de la faune 3 sont nouvelles dans la Pléistocène de la Hongrie: *Pisidium milium* HELD, espèce euro-sibérienne; *Vertigo alpestris* ALD., espèce boréo-alpine; *Semilimax kotulae* WEST., espèce carpato-alpine. *Pisidium* se trouve à plusieurs endroits dans la faune actuelle, *Vertigo* tout récemment sur le mont Tátika en Transdanubie, *Semilimax* n'est encore connu en Hongrie.

En outre de ces trois nouvelles espèces, la faune de Tihany est importante parce qu'on n'a encore connu pareille association de Gastéropodes indiquant un climat si frais, en Hongrie.

О ФАУНЕ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МОЛЛЮСКОВ НА
ТИХАНЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

Е. КРОЛОПП

В одном слое обнажения лессов возле так называемого Внутреннего озера (Бельшэ-то) на Тиханьском полуострове была найдена богатая фауна моллюсков. Обработанный материал получен автором путем отмучивания.

На основании сравнения величин преобладания с количествами индивидуумов видов, обитающих на суши и в воде, в пределах слоя удалось выделить два горизонта. На основании вышеуказанных нижний горизонт представляет собой отложившееся в воде образование (пропорция водно-наземных экземпляров — 51% : 49%), наземные виды приносились в мелкое озеро со склона холма. Последние указывают на прохладный, сухой климат, вегетация могла быть представлена тундрой без древесных пород. Бросается в глаза факт, что несколько типичных „лесовых гастропод” отсутствуют в этом горизонте, или же имеют небольшое количество индивидуумов. В верхнем горизонте, являющемся континентальным образованием, эти виды приобретают уже более значительную роль (например: *Trichina hispida* L.). Таким образом, по сравнению с предыдущим климат является здесь несколько более умеренным, и предполагается даже наличие степи, покрытой до некоторой степени растительностью кустарников и древесных пород.

Возраст фауны — вюрмский период плейстоцена. Вероятно, что для уточнения возраста мы можем здесь иметь в виду вюрм₃.

Из 28 видов фауны три вида являются новыми для плейстоцена Венгрии: евросибирская форма *Pisidium milium* Нельд, борео-альпийская форма *Vertigo alpestris* Алд. и карпатско-альпийская форма *Semilimax kotulae* West. Род *Pisidium* был найден в нескольких местах в современной фауне, род *Vertigo* найден только в последнее время на горе Татика в Задунайской области. Род *Semilimax* до сих пор неизвестен в нашей стране.

Значение тиханьской фауны заключается кроме обнаружения трех новых видов в том, что в Венгрии до сих пор не было известно сообщество гастропод, указывающих на такой прохладный климат.

FELSŐ-PANNÓNIAI FAUNA GALGAMÁCSÁRÓL

Írta: KRETZOI MIKLÓS

Galgamácsa határában, a Vác—Galgamácsa közti vasúti bevágás pannóniai és pleisztocén homokos képződményeket tár fel. A szelvény pannóniai homokjából Cs. MEZNERICS I. puhatestű-maradványokat gyűjtött, míg a keresztretegzett pleisztocén homokban VÉRTES L. talált ősgerinces maradványokat. Az ősgerinces lelet — többek között egy *deningeri*-jellegű primitív medvefaj ép koponyája — a Nemzeti Múzeum gyűjteményeit elpusztító tűzvész alkalmával semmisült meg. A puhatestű-maradványokat azonban STRAUSZ L. feldolgozta és a következő faunát sorolja fel (12, pp. 284—288) innen:

„*Unio atavus* PA., *Limnocardium penslii* F., *L. atavum* MÜ., *L. decorum* F., *L. banaticum* F., *L. auingeri* F., *L. ex aff. ducici* B., *Dreissensia serbica* B., *D. auricularis* F., *D. sp.*, *Congeria balatonica* PA., *C. triangularis* PA., *C. sp.*, *Neritina* sp. (*millepunctata* B.?), *Valvata simplex* F., *V. simplex* var. *bicincta* F., *V. balteata* B., *V. sp.*, *Viviparus sadleri* PA., *Hydrobia syrmica* NEUM., *Amnicola margaritula* F., *Micromelania laevis* F., *M. bielzi* B., *Goniochilus croaticus* B., *Pyrgula incisa* F., *Melanopsis decollata* STOL., *Lyrcaea cylindrica* STOL., *Radix* sp., *Gyraulus radmanesti* F., *G. parvulus* LŐR., *Ostracoda*, *Teleostei*.”

A begyűjtött fauna koráról STRAUSZ a következőket mondja: „A faunában uralkodnak *Congeria balatonica*, *Viviparus sadleri* és *Lyrcaea cylindrica*. Így e képződmény kora és fáciése tekintetében is egyezik a SZENTES F. által ezen környékről ismertetett *Congeria balatonica*s rétegekkel.” (12, p. 284) Illetve „a közelben előforduló hasonló jellegű felső-pannóniai faunákban (NOSZKY, SÜMEGHY és SZENTES leírásaiban) csupán a következő fajok neveit nem találjuk, amelyek a mi lelőhelyünkön előfordulnak: *Valvata simplex*, *V. balteata*, *V. banatica*, *Amnicola margaritula*, *Micromelania bielzi*, *Goniochilus croaticus*, *Pyrgula incisa*, *Gyraulus radmanesti*, *G. parvulus* — az egész 36 alakot kitevő faunából csak 9 faj.” (12, p. 286)

1951 nyarán DEDINSZKY J. gyűjtött a lelőhelyen. Kisebb, de értékes darabokat tartalmazó gyűjtését a M. Áll. Földtani Intézetnek ajánlódokozta.

DEDINSZKY gyűjtése puhatestűekből és gerinces-maradványokból

áll. A gyűjtéséből származó puhatestű anyagot SÜMEGHY J. határozta meg. Szerinte a fauna a következő fajokat tartalmazza:

Unio cf. *atavus* PARTSCH,
Congeria triangularis PARTSCH,
Dreissena sabbae (BRUSINA),
Dreissena cf. *minima* (LÖRENTHEY),
Limnocardium apertum (MÜNSTER),
Limnocardium banaticum FUCHS,
Limnocardium cf. *vicinum* FUCHS,
Planorbarius corneus (LINNÉ),
Melanopsis sp. indet.,
Melanopsis petrovici BRUSINA,
Pyrgula incisa incisa FUCHS,
Viviparus kurdensis-gracilis átmenet,
Viviparus lóczyi (HALAVÁTS),
Viviparus semseyi (HALAVÁTS),
Valvata (Cincinna) variabilis variabilis FUCHS,
Theodoxus (Calvertia) radmanesti (FUCHS).

A felsorolt fajok alapján SÜMEGHY a pannóniai emelet felső részébe sorolja a faunát, pontosan a *Congeria triangularis* — *balatonica* szintbe. Gyakorlatilag tehát pontosan ugyanarra a rétegtani megállapításra jutott, mint STRAUZ.

DEDINSZKY gyűjtésének kisszámú ősgerinces-maradványa az alábbiakat képviseli:

Silurus sp. indet. (Egy erős hátszigolya, hossza 28,2 mm, szélessége 38,0 mm, magassága pedig 32,5 mm). A csákvári *Hipparion*-faunában, melyet a *Congeria ungula caprae* szinttel párhuzamosíthatunk, a vele kb. egykorú Brunn-Vösendorf-i faunából leírt *Heterobranchus austriacus* THENIUS (14, p. 80—94) faj képviseli a harcsaféléket, míg Budapest — Rákos felső-pannonjából a *Silurus pliocaenicus* LEIDENFROST és *S. stenometopon* LEIDENFROST fajokat ismerjük (6, p. 344—359, 9—10. t.). Bár utóbbiak méretei messze mögötte maradnak a galgamácsi csigolya viselőjének nagysága mögött, a harcsák közismerten hosszú ivarérettség utáni növekedési időszaka alapján a nagyságkülönbségek ellenére feltehetjük, hogy a két LEIDENFROST-féle faj valamelyikével van itt dolgunk.

Testudo sp. indet. Néhány, közelebről nem meghatározható csonttöredék.

Palaeomys castoroides KAUP. Egy baloldali felső metszőfog 44 mm hosszúságú darabja. A fog keresztmetszetének magassága és szélessége egyaránt 8,8 mm, alakjában és méreteiben kétségkívül megegyezik a régebben *Chalicomys*, vagy *Steneofiber jägeri* KAUP név alatt ismert Castoridával, melyet STIRTON revíziója óta (11, p. 425—427) fenti néven sorolunk fel. A fajt Magyarországról, illetve a Kárpát-medencéből több lelőhelyről ismerjük.

Heterictis marticeps n. g. n. sp. Állkapocs nélküli, kissé sérült koponya. (Leírását lásd alább.)

Proboscidea indet. Bordatöredékek csak egy ormányos jelenlétének megállapítását teszik lehetővé, közelebbi határozásra azonban nem alkalmasak.

Rhinocerotidae indet. Szintén bordatöredékek. Nagyságrendi alapon csak egy közepes méretű orrszarvútól származhatnak.

* * *

A röviden tárgyalt ősmaradványok korviszonyai és fácies-körülményei a puhatestű-fauna vizsgálata alapján tisztázottnak tekinthetők. A kort STRAUSZ és SÜMEGHY egybehangzó véleménye alapján a pannóniai emelet felső részének *Congeria triangularis* szintjében rögzíthetjük, fácieséül pedig a rohamosan kiédesülő beltenger sekélyvízi alakokkal jellemzett strand-sávja jelölhető meg, melynek közvetlen partközelségét a határozottan édesvízi, illetve szárazföldi alakok bemosása jellemzi. A gyér gerinces maradványok is ezeket a viszonyokat tükrözik.

A meglehetősen euryhalin *Silurus* és édesvízi *Palaeomys* mellett a vízpartot igen gyakran felkereső szárazföldi alakok, mint az ormányosok és orrszarvúak is előfordulnak itt. Ezekhez csatlakozik valószínűleg a *Heterictis* néven felsorolt ősi szabású *Mustelida*.

A görgetettséget magán viselő nagyemlős maradványok mellett a *Heterictis*-koponyán görgetettség nyoma nincs, tehát a gyors beágyazódást bizonyítottak vesszük.

***Heterictis marticeps* n. g. n. sp.**

(I. tábla, 1—3)

Genoholotípus: Heterictis marticeps n. sp.

A nemzetségbe sorolható fajok: a genoholotípus-faj és *Lutra oppoliensis* WEGNER 1913 (17, p. 230—232, 12. t. 8—14 á. és 14. t. 5. á.).

Nemzetség-diagnózis: középtermetű Mustelidák, kezdetleges koponya-alkattal, nem redukált arc- és *Canis*-szerű agykoponyával, egyszerű, hegyes, *Pinnipedia*-szerű metszőfogakkal, 4 P-al, metaconus nélküli (?) P³-al, messze elálló, észrevehetően kiemelt kúpos-zömök deuteroconusu P⁴-el, melyen a deuteroconus a külső kúppal széles nyakkal függ össze. Végül martina-szabású M¹, melyen a külső kúppár majdnem egyenlő nagyságú, a hypoconus erős, a metaconulus hangsúlyozott. Alsó állkapocs alsó pereme *Canida*-szerűen ívelt, P-ai metaconid nélküliek, redukciójuk hátulról előrefelé fokozatos. Az M₁ trigonidja alacsony, a metaconid jól fejlett, talonidja pedig hypoconidból, gyöngyözött belső-hátsó peremből és mérsékelt gödörből áll.

Fajdiagnózis: A P⁴ szélesebb és elállóbb, mint a *H. oppoliensis* (WEGNER)-nél.

Holotípus: M. Áll. Földtani Intézet, leltári szám V. 6201. Kissé összenyomott koponya (a dobcsontok külső fala, a jobb járomcsont egy része, a bal járomcsont, a szárnycsontok, a szájpadrálcsonatok hátsó része és az alsó állkapocs hiányoznak). Fogazatából megmaradtak a metszőfogak, szemfogak, P², P⁴ és az M¹ labiális fele a baloldalon és P⁴ a jobb oldalon.

A leírt kihalt Mustelidák aránylag kis százalékát ismerjük mind felső, mind alsó fogazat alapján, legnagyobb részüket vagy az alsó, vagy a felső fogsorra, vagy annak egy részére alapították. Ez a tény a Mustelidák amúgy is közismert laza korrelációjú alsó-felső fogsora esetében érthető zavart okoz, ha rendszertani megítélésükről van szó.

Miután a galgamácsi Mustelidán csak a felső fogsor jellegeit ismerjük, azért közvetlenül csak olyan alakokkal hasonlíthatjuk össze, melyek koponyája, illetve felső fogsora is ismeretes. Tekintettel arra, hogy a kihalt Mustelidák közül alig néhánynak ismerjük a koponya-felépítését, gyakorlatilag csak a felső fogsor — itt is elsősorban a P^4 — jellegei azok, melyeket az összehasonlításnál kiinduló pontul használhatunk. Az M_1 alakja és a P-ok redukciós foka mellett ugyanis ez a fog viseli a *Mustelida*-fogazat legfontosabb rendszertani bélyegeit.

Összehasonlításakor koponyaalkat alapján és a P^4 alapvetően eltérő szabása miatt a legközelebb álló valódi Martinák eleve kiesnek. Nagyjából ugyanez áll a Mustelinák, Guloninák, Mellivorinák, Galerinák (=Tayrinák) alcsaládjainak tagjaira is. De ugyanezt mondhatjuk a burdigáliai emelettől kezdve ismert és a fenti alcsaládok egyikébe-másikába sorolható számos *Martes*, vagy *Mustela* gyűjtőnév alatt leírt, vagy újabban felállított külön nemzetségekbe beosztott harmadkori fajokról, amelyek lefűzött nyakú deuterocniddal jellemzett P^4 -ük révén a galgamácsi Mustelidától kivétel nélkül élesen eltérnek. Ilyenek az *Ischyriectis-Laphictis*, *Promeles*, *Plesioyulo*, *Eomellivora*, *Promellivora*, *Hadriectis*, *Perunium* és más nemzetségek ismert alakjai is.

A Mustelidák egy másik csoportját — mely itt szintén kevéssé jöhet tekintetbe — a tágabb értelemben vett Lutrinák alkotják. Ezek egyik fő sajátossága a P^4 deuterocnidjának az egész belső fogfelületre kiterjedő szélességet is elérő, félkör alakú, gödrös, lapos kifejlődése, szélsőséges esetekben kúppárrá megvastagodott elülső-hátsó peremmel, e kúpok közt elvesző deuterocnid kúppal. Valamennyinél *Martina*-szabású M^1 és magas P_4 -metaconid kíséri a P^4 jellegzetes alakulását. *Lutra*, *Pteronura*, *Satherium*, *Cyrnaonyx*, *Paraonyx*, *Aonyx*, *Amblonyx*, *Vishnuonyx*, *Parahydriodon* (= *Sivaonyx**), az oldalágban viszont az *Enhydriodon*, *Plesiolatax* n. g.** és *Enhydra* nemzetségeket sorolhatjuk itt fel.

A harmadik csoportot a Mustelidák klasszikus hármasságának *Melinae* alcsaládjai adják, vagyis Pocock rendszerezésének (9, p. 803—837) *Melinae*, *Taxidiinae*, *Mydainae*, *Mephitinae*, *Helictidinae* alcsaládjai, melyeket aránylag kis, háromszögű P^4 jellemez, rendszerint hátsó részén

*Ebben a vonatkozásban bővebben l. KRETZOI (3, p. 408 és 5, p. 50).

***Genoholotípus*: *Lutra reevei* NEWTON (7, p. 446—453, Pl. 18. f. 2.). *Diagnózis*: Mérsékeltén, az *Enhydránál* kisebb mértékben lapos-bunodont kúp-felépítésű M_1 -e révén előbbi és a valódi Lutrinák közt középhelyet elfoglaló primitívebb tengeri vidra.

erősen megnyúlt és hátrafelé terjedő M¹-el. Kihalt képviselőik közül a *Trochotherium*, *Miomephitis*, *Palaeomeles**, *Parataxidea*, *Melodon*, *Iranictis* n. g.***, *Parameles* (= *Arctomeles*), *Promephitis*, *Nannomephitis*, *Osmotherium*, *Brachyprotoma*, stb. említhető elsősorban. Ezek mellett azonban nem hagyható figyelmen kívül a *Stromeriella* nemzetség sem, melynek ősi koponya-szabása, jellegzetes, egyszerű P⁴-alakja, sőt bizonyos tekintetben még M¹-ének labiális kúpjai is egy olyan típust képviselnek, melytől a galgamácsai *Mustelida* nem sokban távolodott el. A felsorolt többi nemzetség azonban már semmiféle kapcsolatot nem mutat a pannóniai alak felé.

Előbbi csoporttól nem távolodott el messzire a *Grisoninae* alcsaládban összefoglalt zárt csoport, melybe a ma is élő *Grison* és *Grisonella* nemzetségek mellett a kihalt *Pannonictis*, *Enhydriectis*, *Trigonictis*, *Xenictis* nemzetségek, valamint TEILHARD „*Mustela*” *pachygnatha*-ja (13, p. 107—108, Pl. 21, f. 2—2a) és ZDANSKY „*Mustelide* gen. indet. sp. n.” alakja (18, p. 17—19) tartoznak.***

Mindkét csoportot — az első kapcsán említett *Stromeriella* nemzetségen kívül — jellemzi a háromszögű P⁴-szabás, a deuteroconus kúpjának visszafejlődése, illetve átalakulása a jellegzetes elülső-hátsó peremvastagodás alapjául szolgáló lapos párnává, amiben a galgamácsai alaktól élesen elütnek.

Mindezekkel szemben, és a *Stromeriella*-nál tapasztalt ősi jellegeken túlmenően, találunk néhány miocén Mustelidát, melyek egyik-másik vonatkozásban jól egyeznek a pannóniai alakokkal. Jellemző, hogy ezeket a fajokat kivétel nélkül szinte minden szerző más nemzetségbe sorolta be. Ezek közül itt elsősorban a következőket említjük:

- „*Trochictis*” *depéreti* MAJOR (8, p. 849—853),
- „*Mustela*” *filholi* DEPÉRET (15, p. 26—27),
- Paralutra lorteti* (FILHOL) (10, p. 17—18),
- Paralutra transdanubica* KRETZOI (5, p. 50)
- Lutronius jägeri* FRAAS (1, p. 5),
- „*Lutra*” *oppoliensis* WEGNER (17, p. 230—232).

Ezek közül a „*Trochictis*” *depéreti* a galgamácsai alakokkal egyező arányok mellett a P⁴ méreteiben és szabásában is emlékeztet erre, bár egyéb jellegei a Grisoninákkal kapcsolják össze. Premolaris felépítése és az M₁-alakja azonban kétségtelenné teszi, hogy a hasonlóságok sokkal inkább tekinthetők párhuzamos fejlődés, mint rokonság bizonyítékai-

*A *Melido* genusznév a vonatkozó spanyol munka hozzáférhetlensége miatt közelebről nem értékelhető.

***Holotípus*: *Meles polaki* KITTL 1887 (2, p. 335—337, 19. t. 3—6. á.). Erős testalkatú Mustelidák, erőteljes fogazattal, 4 P-al, gyenge P⁴-el, melyen a deuteroconus előre tolódott; zömök, egyszerű szabású, gödrös talonidu M₁-el.

***A *Limnonyx* eredeti irodalmi forrása hozzáférhetetlen; VIRET (16, p. 87) a *Xenictis* („*Enhydriectis*”) *pilgrimi* KORMOS-sal azonosítja.

nak. Ugyanekkor a „*Trochictis*” *depéreti* állkapocs-szabása és fogazata határozottan mutatják, hogy tévesen sorolták ebbe a nemzetségbe, ezzel szemben azonban mindenben megfelel azoknak a követelményeknek, melyeket a *Polgárdia pannonica* (4, p. 12—14) alakokkal közeli rokonságban álló fajjal szemben támaszthatunk.

A „*Mustela*” *filholi*-ra áttérve feltűnik, hogy ez az alak a *Heterictis*-re emlékeztető, de primitívebb P^4 mellett *Martes*-szabású M_1 -e révén a galgamácsi alaktól határozottan eltér. A „*Mustela*” *filholi* *Martes*-vonatkozásait MAJOR-ral és PILGRIM-mel (8, p. 849—853) szemben már VIRET (15, p. 27—28) is kiemelte. A jellegeknek ez a kapcsolódása azonban azt is igazolja, hogy a „*Mustela*” *filholi* a *Polgárdia*-val sem hozható közelebbi rokonsági viszonylatba.

A fentiekben felsorolt „Lutrinák”, úm. *Lutronius jägeri*, *Paralutra lorteti* és *transdanubica*, valamint „*Lutra*” *oppoliensis* — melyeket a valódi vidraformáktól a P-metaconidok hiánya használhatóan elválaszt — a galgamácsi Mustelidától kisebb-nagyobb mértékben különböznek. Valamennyi közt az utolsónak említett *oppoliensis* áll legközelebb a galgamácsi alakhoz: méreteiben, a P^4 felépítésében, a P-ok előrefelé fokozatos redukciójában, valamint az M^1 arányaiban oly mértékben egyeznek, hogy a két alak faji elkülönítését inkább a nagy földtani kor-különbség, semmint éles alaktani eltérések teszik elkerülhetetlenné. A két faj nagyfokú egyezése jogosít fel minket arra, hogy a sziléziai faj állkapcsát felhasználjuk a többi alakkal való összehasonlításnál, ami nagyban hozzájárul a rendszertani és rokonsági viszonyok tisztázásához.

A *Paralutra*—*Lutronius*-kör alakjai egy negyeddel-harmaddal nagyobb méretűek, a *Heterictis*-től zömökebb, rövidebb arckoponyájuk, vaskosabb P-aik, a P_1 és P^1 hiánya, valamint eltérő fejlődési irányt képviselő P^4 - és M^1 -felépítésük; a *H. oppoliensis*-szel való összehasonlítás alapján pedig — a koponyaformával összhangban álló — igen eltérő állkapocs-lefutásuk alapján határozottan elkülöníthetők.

Fenti összehasonlítások eredményeképpen leszögezhetjük, hogy a galgamácsi felső-pannóniai Mustelidában az alsó—középső-miocén primitív Mustelidákra sokban emlékeztető, koponya- és állkapocs-felépítésében pedig mind a Lutrináktól, mind a többi nagy Mustelida-ágtól eltérő, új alakokkal állunk szemben.

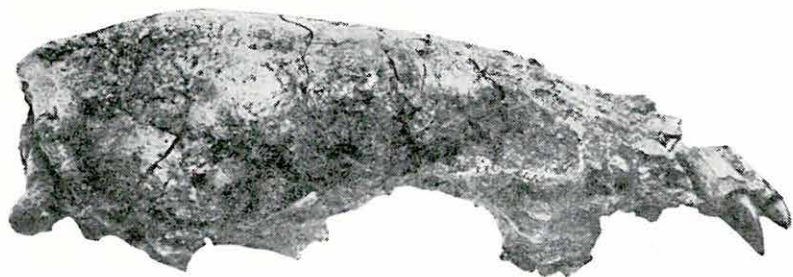
IRODALOM

1. HELBING, H.: Die Carnivoren des Steinheimer Beckens. A. Mustelidae. — Palaeontogr. Suppl. Bd. 8. 5. 1—56. Taf. 1—4. Stuttgart, 1936.
2. KITTL, E.: Beiträge zur Kenntniss der fossilen Säugethiere von Maragha in Persien. I. Carnivoren. — Ann. k. k. Hofmus. 2. 317—338. Taf. 14—18. Wien, 1887.

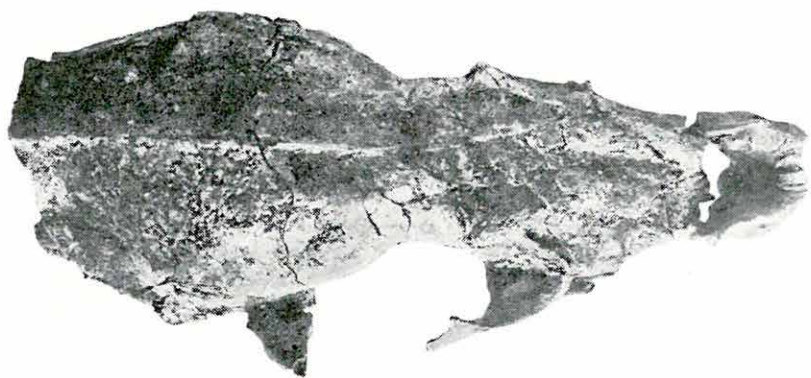
3. KRETZOI M.: A csákvári Hipparion-fauna. The Hipparion-fauna from Csákvár. — Földt. Közl. **81**. 384–417. Budapest, 1951.
4. KRETZOI, M.: Die Raubtiere der Hipparion-Fauna [von Polgárdi. — M. Áll. Földt. Int. Évk. **40**. 1–42. Budapest, 1952.
5. KRETZOI M.: Befejező jelentés a Csákvári barlang őslénytanai feltárásáról. Rapport final des fouilles paléontologiques dans la grotte de Csákvár. — M. Áll. Földt. Int. 1952. Évi Jel. 37–69. Budapest, 1954.
6. LEIDENFROST GY.: Magyarországi fosszilis Siluridák. Fossile Siluriden Ungarns. — M. kir. Földt. Int. Évk. **24**. 317–364 (m), 115–130 (n). Budapest, 1917 (1925).
7. NEWTON, E. T.: On some new Mammals from the Red and Norwich Craggs. — Quart. Journ. Geol. Soc. **46**. 445–453. Pl. 18. London, 1890.
8. PILGRIM, G. E.: The genera *Trochictis*, *Enhydriactis*, and *Trocharion*, with remarks on the taxonomy of the *Mustelidae*. — Proc. Zool. Soc. 1933. 845–867. Pl. 1–2. London, 1933.
9. POCKOCK, R. I.: On the external characters and classification of the Mustelidae. — Proc. Zool. Soc. 1921. 803–837. London, 1921.
10. ROMAN, F. et VIRET, J.: La faune de Mammifères du burdigalien de la Romieu (Gers). — Mém. Soc. Géol. France. N. S. **9/5**. 1–67. Pl. 1–12. Paris, 1934.
11. STIRTON, R. A.: A review of the Tertiary beavers. — Univ. of Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci. **23**. 391–458. Berkeley, 1935.
12. STRAUZ L.: Felső-pannóniai ősmaradványok Galgamácsáról. Oberpannon-fauna von Galgamácsa. — Földt. Közl. **82**. 284–288. Budapest, 1952.
13. TEILHARD DE CHARDIN, P.: Les mammifères fossiles de Nihowan (Chine). — Ann. de Paléont. **19**. 1–134. Pl. 1–23. Paris, 1930.
14. THENIUS, E.: Welsreste aus dem Unterpliocän des Wiener Beckens. — N. Jarhb. f. Min. etc. Jg. 1952. Abt. B. 80–94. Stuttgart, 1952.
15. VIRET, J.: Contribution à l'étude des Carnassiers miocènes de La Grive-Saint-Alban (Isère). — Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon. **21** (18). 1–31. Pl. 1–2. Lyon, 1933.
16. VIRET, J.: Le loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drôme) et sa faune de Mammifères villafranchiens. — Neuv. Arch. Mus. Lyon. **4**. 1–200. Pl. 1–33. Lyon, 1954.
17. WEGNER, R. N.: Tertiär und umgelagerte Kreide bei Oppeln (Oberschlesien). — Palaeontogr. **60**. 175–274. Taf. 9–15. Stuttgart, 1913.
18. ZDANSKY, O.: Weitere Bemerkungen über fossile Carnivoren aus China. — Pal. Sinica. C. **4/4**. 1–30. Taf. 1–2. Peking, 1927.

I. Tábla — Tafel I. — Таблица I.

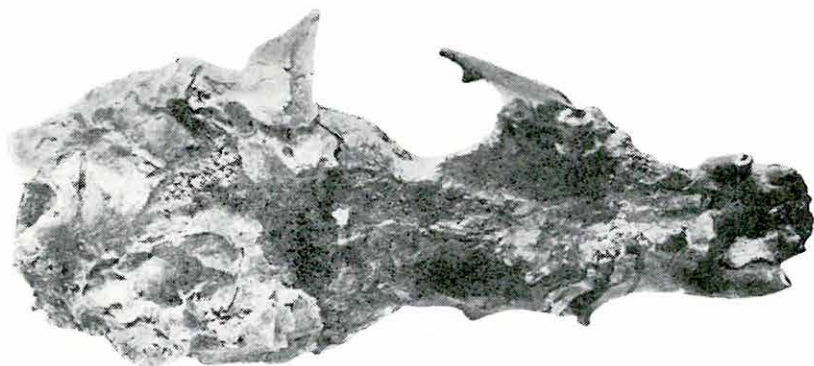
1—3. *Heterictis marticeps* n. g. n. sp.



1



2



3

OBERPANNONISCHE FAUNA VON GALGAMÁCSA

(NO von Budapest)

Von M. KRETZOI

Vom angegebenen Fundort wurden Mollusken- und Wirbeltierreste gesammelt, von denen die Mollusken durch L. STRAUZ (s. ungar. Text S. 513) und J. SÜMEGHY (s. S. 514) bestimmt und als oberes Pannon, *Congeria triangularis*—*balatonica*-Horizont datiert wurden. Die nachträglich von J. DEDINSZKY gesammelte Wirbeltierfauna lieferte Reste folgender Formen: *Silurus* sp. ind., *Testudo* sp. ind., *Palaeomys castoroides* KAUP, *Heterictis marticeps* n. g. n. sp., *Proboscidea* ind. und *Rhinocerotidae* ind.

Heterictis marticeps n. g. n. sp.

(*Holotypus*: MÁFI—V. 6201, beschädigter Schädel ohne Unterkiefer.)

Gattung und Art ist in folgendem zu charakterisieren: mittelgrosser Mustelide, mit primitivem Schädelbau, nicht reduziertem, schlankem Schnauzenteil, eiförmigem Hirnschädel, spitz-keilförmigen I, vier P, die an Grösse nach hinten gleichmässig zunehmen, massigem, einfachem und nicht eingeschnürtem Hals am P⁴ und fast gleichstarken Aussenhöckern am M¹.

Zur selben Gattung wird *Lutra oppoliensis* WEGNER aus dem Oppelner Miozän gestellt.

Im Laufe der Vergleiche werden für *Meles polaki* KITTL die Gattung *Iranictis* n. g., für *Lutra reevei* NEWTON, *Plesiolatax* n. g. errichtet.

ВЕРХНЕПАННОНСКАЯ ФАУНА ИЗ С. ГАЛГАМАЧА

(К СВ от Будапешта)

М. КРЕЦОЙ

Несколько лет тому назад в данном местонахождении были собраны остатки моллюсков и позвоночных, моллюски из которых были определены Л. ШТРАУС-ом и Й. ШЮМЕГИ (см. список видов на стр. 513—514 венгерского текста), а возраст данного образования было ими единогласно отнесено к верхней части паннонского яруса, к горизонту с *Congeria triangularis*—*balatonica*. Остатки позвоночных из позже собранной коллекции Й. ДЕДИНСКИ оказались соответствующими следующим формам: *Silurus* sp. indet., *Testudo* sp. indet., *Palaeomys castoroides* KAUP, *Heterictis marticeps* n. g. n. sp., *Proboscidea* indet., *Rhinocerotidae* indet.

Heterictis marticeps n. g. n. sp.

Голотип: МАФИ—V. 6201, поврежденный череп без челюсти.

Может охарактеризоваться следующим образом: Мустелида средних размеров, с примитивным строением черепа; тонкой, нередуцированной фащальной частью; яйцевидно выпуклым мозговым черепом; острыми режущими зубами; 4 передними молярами, равномерно увеличивающимися назад; с P^4 с массивным *deuteroconus* присоединяющимся коренастой, простой, невьемчатой шейей; и почти одинаково крепкими внешними конусами на M^1 .

К этому же роду можно отнести вид *Lutra oppoliensis* WEGNER из миоцена Ополе.

При сравнениях для вида *Meles polaki* KITTL автором устанавливается *Iranictis* n. g. а для обособления вида *Lutra reevei* NEWTON род, *Plesiolatax* n. g.

BESZÁMOLÓ A VULKÁNI HEGYSÉGEK KUTATÁSÁNAK IDŐSZERŰ KÉRDÉSEIRŐL TARTOTT VITAÜLÉSRŐL

Írta: PANTÓ GÁBOR

A vulkáni hegységek kutatása — nagy lemaradás után — világszerte új irányokat kereső, mozgalmas fejlődési szakaszába lépett. A térképező geológusok többsége előtt idegen testként szereplő vulkáni hegységekbe is betör a földtani történések oknyomozó vizsgálata, amelyeket az üledékes képződményekben jártas geológus klasszikus módszereivel a vulkáni képződményekről nem tudott, a friss kőzetpéldányok pontos mikroszkópi vizsgálatát mindenek elé helyező petrográfus pedig nem akart leolvasni. Ma kialakulóban van már a vulkáni földtani jelenségek iránt érdeklődő és azt értelmezni kívánó térképező és szelvényező vulkanológus-petrográfus típusa, de az olvasás vulkáni hegységeink andezitbe, riolitba és ezek valódi és álpiroklasztikumaiba merevedett történései között még nem megy folyékonyan és távolról sem egységesen.

A vulkáni hegységeket nem akarjuk már sem a régebbi petrográfus földtani közönyével, sem a sztratigráfus idegenkedésével nézni. Ahhoz, hogy kellő biztonsággal tudjunk látni és egymással összevethető módon tájékozódni vulkáni hegységeink földtani eseményei között, a megfigyelés, adatkiértékelés és megjelölés szempontjait kell országon belül és legalább a kárpáti országok között egységesíteni. Ehhez a — külföldön is elismert — elméleti alapvetés SZÁDECZKY-KARDOSS E. akadémikus közelmúltban kifejlesztett rendszerében kezünkben van, az ott lefektetett elveknek a sokrétű vulkáni képződményekre való alkalmazása, azonban az eruptív-térképezés számára még sok nehéz problémát jelent.

Ez a beszámoló néhány ilyen kérdést kíván az eruptív kőzetekkel foglalkozó legkiválóbb szakemberek elé hozni, hogy a felfogások egybevetéséből tisztuljanak elgondolásaink és közelebb juthassunk egy egységes magyar álláspont kialakításához.

A vulkáni kőzetek mélységmegítélése

Andezithegységeinkben nem ritka a mikroholokristályos szövetű kőzettípus, de ezeket a „szubvulkáni” tömegeket, melyeknek a hegység magvának kialakításában vagy az ércépződésben jelentős szerep jut, Magyarországon sohasem neveztük másképpen, mint andezitnek, ill. dácitnak. Lényegesen eltérő a szovjet (SZOBOLJEV és munkatársai **26**) és romániai (TÖRÖK **28, 29**) szerzők álláspontja, akik diorit- ill. kvarc dioritporfiritként írják le a Vihorlát—Gutin, Avas, ill. Kelemen-havasok vulkáni építményének mikroholokristályos tagjait.

A szlovákiai szerzők (ZORKOVSKY **35**, SALÁT **19**) autometamorf andezitként jelölik meg a Prešov (Eperjes) környéki és nyugatvihorláti „szubvulkáni” mikroholokristályos porfiros kőzeteket. Ez a megjelölés számol azzal — amit bizonyos mértékig hazai, továbbá Viskovo (Visk) és Prešov környéki mintákon végzett megfigyeléseink is alátámasztanak —, hogy a nagyfokú kristályosság utólagos átalakulás (földpátosodás) eredménye. Az autometamorf jelzőt azonban túlzottnak tartjuk, mert a mikroholokristályos porfiros szövet nem egyedül utólagos ásványkiválás vagy átkristályosodás eredménye, hanem jelentős részben eredeti (hipo)magmás tulajdonság.

Javaslat: Vulkanári hegységeink mikroholokristályos porfiros kőzeteit — később tárgyalandó elváltozásaitak leszámítva — andezit, ill. dácitként tartjuk helyesnek megjelölni, mivel hipabisszális kőzetnevek (diorit-kvarediorit-porfirit) bevezetése elhomályosítaná ezeknek az andezithegység effuzív tagjaival való szoros genetikai kapcsolatát.

Jelenlevők a javaslattal egyetértettek. SZÁDECZKY-KARDOSS E. a kérdés megoldását abban látja, ha a magmás kőzetek valóságos települési és képződési mélységét egymástól különválasztjuk s utóbbit a kőzetszövet alapján bíráljuk el. Ennek pontos jellemzésére diagramot dolgozott ki, melyen logaritmusos görbével igen egyszerűen és szemléletesen megadható a kőzet szemmagyság szerinti összetétele (1μ -nál kisebb szemcséket üvegnek tekintve). 1957-ben közölt (**20**) meghatározása szerint az említett „szubvulkáni” képződmények a felszínközeli övbe (0–2 km) esnének és indokolatlannak tartja ezek hipabisszális megjelölését.

Vulkáni kőzetfajták elhatárolása

Vulkáni kőzeteink (dácit, andezit, bazalt) fogalmának pontosabb elhatárolása ugyancsak ahhoz szükséges, hogy elősegítsük a megértést a szomszédos országok vulkáni hegységeinek kutatóival.

A dácit „*locus classicus*”-a a Kárpát-medence, és kutatóink hajlanak arra, hogy a kvarc igen csekély mennyiségű fenokristályos megjelenése esetén dácitot különítsenek el az andezit-környezettől. SZOBOLJEV (**26**) sokkal óvatosabb, szerinte sem makro-, sem mikroszkópos megfigyelés nem döntheti el a kőzet dácit- vagy andezit-minősítését, mert kvarc-

fenokristályok megjelenése magában nem avat dácittá egy andezitet, viszont jellegzetes dácit kovasavfeleslege is rejtve maradhat az alapanyagban. A határt közetelemzések alapján DALY átlagértékeihez viszonyítva vonja meg, andezit-dácit átmeneti csoport meghagyásával.

Talán nem viszi túlságosan közel az andezithez az andezit-dácit határt és mégis lehetővé teszi közvetlen megfigyelés alapján az elhatárolást az angol petrográfia (TYRRELL 30, HATCH 6), mely szerint a dácit olyan riolitváltozat, melyben több a plagioklász az ortoklásznál és az andezittől bőséges kvarctartalma különbözteti meg.

Nem könnyebb az andezit-bazalt határ megvonása sem, amit a két kőzetfajta egy működési szakaszon belüli fokozatos átmenetei (pl. Paricutin) még inkább megnehezítenek. Hasonló átmeneti típusok (olivines, „bazaltos” andezitek) a Kárpátok vulkáni hegységeiben sem ritkák, de megítélésük országonként változik. A Vihorlát—Gutin (SZOBOLJEV 26) és Kelemen-havasok (TÖRÖK 28, 29) andezittömegei között megjelenő „bazaltok” például Magyarországon biztosan andezitminősítést kapnának.

A bazalt-andezit elkülönítést igen egyoldalú egyes színes elegyrészek (hipersztén, olivin) jelenlétére vagy hiányára alapozni (SZOBOLJEV 26), de bajos az elhatárolást a SiO_2 -tartalom határértékéhez (WILLIAMS 34, 54% SiO_2) kötni. Bármelyik megkülönböztetés esetén — még ha átmeneti andezitbazalt megjelölésről is gondoskodunk — fennáll a veszély, hogy egyetlen összefüggő, fokozatos differenciációs sort vágunk természetellenesen ketté s egy andezitvulkanizmus bázisosabb termékeit rekesztjük indokolatlanul bazaltok közé.

Javaslat: Az andezitet, mint a Kárpátokon belüli fiatalharmadkori vulkanizmus összefoglaló típusát gyűjtőfogalomként használjuk és ebből csak lényegesen elütő kőzeteket rekesszünk ki dácitként (bőséges SiO_2 -felesleg), ill. bazaltként (telítetlenség, színes elegyrészek túlsúlya plagioklász felett).

Résztvevők a javaslattal egyetértének. A bazalt — andezit megkülönböztetésénél SZÁDECZKY-KARDOSS E., HORUSITZKY F., VIDACS A. az előfordulás szerkezeti helyzetét is feltétlenül mérlegelendőnek tartja, VENDEL M. pedig a STILLE-féle beosztás szerint az andezit szubszekvens és a bazalt finális vulkanizmus-jellegére hívja fel a figyelmet. SZÁDECZKY utal arra, hogy egy-egy elegyrész jelenlétének vagy hiányának túl nagy jelentőséget tulajdonítani nem lehet, mert ez nem egyszer másodlagos jelleg (pl. augit). A kőzet vegyi összetételének elbírálását közvetlenül az elemzés alapján tartja helyesnek, mert az átszámítások a víz figyelmen kívül hagyása miatt gyakran félrevezetők. A részlegesen bontott kőzeteknél a bontott térfogat leszámításával az eredeti kőzetösszetételt megközelíthetőnek tartja. FÖLDVÁRI A. utal arra, hogy a vulkáni kőzetek hovatartozását a differenciációs sorok szabják meg. A bazalt- és andezitsor szélső tagjai fedésbe kerülhetnek. JUGOVICS L. a kőzetalkotó ásványokra alapozott kőzetbeosztás mellett foglal állást, ezt azonban változatok elkülönítésével rugalmasan tartja alkalmazandónak.

Névadó elegyrész megítélése

A vulkáni kőzetek közelebbi megnevezésében nincs általánosan elfogadott előírás. Általában a fontosabb színes elegyrészek neveit szerepeltetjük főnévi összetételben vagy jelzőként. Félreértések származnak abból, hogy a névben szereplő kőzetelegyrész nem játszik minden esetben azonos, de még csak nem is hasonló nagyságrendű szerepet a kőzet összetételében, nem következetes a nagyságrendi megkülönböztetés jelzős és főnévi összetétel között. Bekerül néha a kőzetnévbe olyan elegyrész is mely nem lényeges tagja a kőzet ásványtársaságának, elvértve, nem is minden csiszolatban figyelhető meg.

Javaslat: A kőzetnévben csak lényeges, tehát 5 térf. %-ot elérő mennyiségű elegyrészt szerepeltessünk. A kőzet uralkodó (színes) elegyrészt főnévi összetételbe tesszük: pl. *piroxéndezit*. A kisebb mennyiségű, de még lényeges és jellegzetes elegyrész (esetleg több is) jelzőként járul a kőzetnévhez, pl. *amfibolos piroxéndezit*. Különösen jellegzetes ásvány esetén (pl. gránát) járulékos elegyrész is bekerülhet a megjelölésbe, de nem a lényegesekkel azonos módon.

A résztvevők egyetértének a javaslattal, valamint VENDEL kiegészítésével, mely szerint az 5–10% közötti ásványmennyiség „tartalmú” kifejezéssel, a 10–15% közötti pedig „-os” jelzővel különböztethető meg, a járulékos elegyrész (<5%) pedig NIGGLI nevezéktani elgondolásával egyértelműen (16) a kőzetnév végére kerülhet *-val* raggal, pl.: *biotit-tartalmú amfibolos hiproxéndezit gránáttal*.

Kőzetelváltozások

A) E g y n e m ű e l v á l t o z á s o k

1. Elváltozott vulkáni kőzetek

Elváltozott vulkáni kőzetekkel a vulkáni hegységek térképezésének kezdettől fogva sok nehézsége volt. Részletes kőzettani vizsgálatuk többnyire nem történt meg, mert a klasszikus kőzettani kutatás elsősorban ép, elváltozatlan kőzetek leírására szorítkozott. Az elbontott képződmények minősítése csak általános jellegek szerint történt, többnyire mikroszkópi vizsgálat nélkül (zöldkövesedés, kaolinosodás stb.). Voltak megfigyelések az elváltozásoknak hidrotermális érc- és ásványi nyersanyag-előfordulások képződésével való kapcsolatáról, de típusaik és azok genetikai kapcsolata megvilágítást nem nyert.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. a kőzetelváltozások geokémiai folyamatait követve megalkotta az elváltozott magmás kőzetek átfogó genetikai rendszerét, tisztázva azok képződésmódját (21, 22, 23). A rendszer sok kőzetelváltozási folyamat és elváltozott kőzet megjelölését, fogalmi meghatározását tette szükségessé.

A kőzetelváltozások kérdését azért tűztük napirendre, hogy megvitassuk és megkeressük a SZÁDECZKY-KARDOSS-féle kőzetelváltozási típusok alkalmazásának lehetőségét vulkáni hegységeink földtani térképezésénél. Törekvésünk az, hogy általános, térképen kijelölhető elterjedésű típusokat különítsünk el, lehetőleg könnyen felismerhető jellegzetességek alapján. Ezek, mint geokémiai elváltozási típusok még abban az esetben is a „zöldkővesedés”-nél, „kaolinosodás”-nál világosabb és egyértelműbb meghatározást tesznek lehetővé, ha az elváltozás genetikai fázisát (hipo-, endomete-, exometavulkanit) nem tudjuk megállapítani.

A továbbiakban éppen ezért a kloro-oxi-leuko-hidro-sziliko-karbo-szulfó-vulkanitok fogalmát abból a szempontból igyekszünk megközelíteni és meghatározni, hogy mit értsen ezeken a térképező geológus, milyen képződmények esetén jelölheti be ezek foltjait a vulkáni hegységek térképére. Nem foglalkozunk most az említett elváltozások genetikai fajtáival és ezek megkülönböztetési lehetőségével.

a) *Klorovulkanitok.* A redukciós környezetben végbemenő — és többnyire a kőzet megzöldüléséhez vezető — kőzetelváltozásoknak igen sokféle kifejlődése és roppant sok ellentmondást tartalmazó irodalma van. A klorovulkanitok, elsősorban kloroandezitek, semleges és minden „zöldirányú” elváltozást felölelő fogalmára feltétlenül szükségünk van. A zöldkővesedés és propilitesedés nem azonos értelmű fogalmait országok szerint nem egységesen, de leginkább az értelemek környezetében fellépő hipo- és metavulkanitokra szűkítették le (14, 17).

A klorovulkanitok képződésének legenyhébb kifejlődése a kloritosodás, vagy serpentinésedés, mely viszonylag csekély mennyiségű átalakulási termék esetén is már zöldes külsőt kölcsönöz a kőzetnek. Mélyebbre ható elváltozás a szoros értelemben vett propilitesedés, melyet KORZINSZKIJ (10) szerint földpátosodás (albit, ill. K-földpát megjelenése) és szercitesedés kíséri. A színes elegyrészek átalakulási termékei szerint: *a.* aktinolit, epidot, *b.* klorit, epidot, *c.* zeolit (pumpeliit), klorit; csökkenő képződési mélységre utaló fáciesek különböztethetők meg a propilitek között.

Külön kell szólnunk a pirit megjelenéséről. Finom pirithintés megjelenése, vagy a színes elegyrészek piritessé kereteződése szinte elmaradhatatlan kísérője a klorovulkanitoknak. A redukciós környezet, melyben ez a kőzetelváltozás végbemegy, csaknem mindig tartalmaz H_2S -t, mely a színes elegyrészek felbomlásakor felszabaduló Fe-tartalom egy részét FeS_2 alakjában köti meg. Csekély mennyiségű pirit (vagy más FeS_2 -ásvány) megjelenése ezért nem jelent a klorovulkanitosodás általános folyamatától és jellegétől eltérést, így szükségtelen az ilyen kőzeteket pl. szulfandezitként megkülönböztetnünk.

Javaslat: A klorovulkanit (kloroandezit) olyan redukciós elváltozású vulkáni kőzetek gyűjtőneve, melyeknél az átalakulás ásványterméke


1. táblázat

Kőzet	Lelelőhely	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	o _{Fe}	Munsell szín	
					index	megnevezés
Oxidált piroxénandezit	Aranyosvölgy, Galambászhídtól É-ra 800 m árok-elágazás	4,18	1,75	4,76	10 R 4/2	szürkésvörös
Piroxénandezit lávakéreg felszíne	Klokočov (Vihorlát)	3,94	1,94	4,06	5 R 4/6	közepes vörös
Enyhén oxidált andezit	Erdőbénye, Szokolya É-i rész 450—550 m tszf.	4,54	2,92	3,11	5 RP 4/2	szürkésvörös ibolya
Oxidált piroxénandezit	Baskó, Disznóverem DK-i csúcs 610 m	3,65	2,38	3,06	5 R 6/2	halványvörös
Enyhén oxidált piroxénandezit	Baskó, Sárköly-Medvehegy É-i lába Csurgókúttól Ny-ra kb 300 m	3,58	2,48	2,88	5 R 4/2	szürkésvörös
Enyhén oxidált piroxénandezit	Sima, Nagykorsós Ny-i lejtőjéről	3,60	2,62	2,75	5 R 4/2	szürkésvörös
Enyhén oxidált piroxénandezit	Baskó, Disznóverem D-i oldala 450—550 m tszf.	2,89	2,12	2,72	10 R 6/2	halványvörös
Oxidált piroxénandezit	Baskó, Δ 507 (Notárius) Ny-i lejtőjéről	2,99	2,25	2,65	10 R 5/4	halványvörös barna
Enyhén oxidált piroxénandezit	Sima, Kincses 535 m csúcsáról	3,10	2,61	2,36	5 R 4/2	szürkésvörös
Repedés mentén földpátosodott és oxidált andezit	Baskó, Hallgató közepső csúcs	2,83	2,75	2,06	10 R 3/4	sötétvörös barna
Oxidált piroxénandezit	Baskó ⚬ 568 m és 546 m közötti nyeregről	4,99	0,69	14,4	5 R 4/2	szürkésvörös
Öves lebontású piroxénandezit legstétebb része	Mád, Nagyszobahegy-Pipish. D-i orr, őrháztól É-ra	3,43	0,72	9,66	5 P 2/2	sötétszürkés ibolya
Erősen oxidált andezit	Erdőbénye, Szokolya 605 m csúcs	5,89	1,53	7,69	5 R 3/4	sötétszürkés vörös

1. táblázat folytatása

Kőzet	Lelőhely	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	o _{Fe}	Munsell szín	
					index	megnevezés
Oxidált andezit	Sima, Medvebarlang (Kerek-hegy) D-i oldal 560—570 m tszf.	4,03	1,85	7,67	10 R 4/2	szürkésvörös
Oxidált andezit	Baskó, Sajtárdomb és Tilalmaska közötti völgyzszakasz patakmeder	4,61	1,42	6,49	5 R 4/2	szürkésvörös
Piroxénandezit lávaár-kéreg belső része	Klokočov (Vihorlát)	4,72	1,52	6,21	10 R 3/4	sötétvöröses barna
Oxidált andezit	Sima, Gecejtető 462 m-es csúcsról	3,35	2,24	6,00	10 R 5/4	halványvöröses barna
Enyhén oxidált andezit	Baskó, Somberekvölgy ⊙ 250-től kb. 1500 m-re K-re	4,15	1,53	5,41	5 R 6/2	halványvörös
Földpátosodott piroxénandezit, csak a magnetitek környéke vasoxidhidrátosodott	Sima, Hallgatóvölgy ⊙ 516-től K-re 500 m	3,13	1,21	5,15	10 R 6/2	halványvörös
Oxidált piroxénandezit	Baskó, Kis- és Nagytyukász közötti Barátnyom útélágazásánál	4,17	1,75	4,79	5 R 4/2	szürkésvörös
Oxidált piroxénandezit	Abaújszántó, Hidegpatak jobb oldaláról a csemetekert és vadászkunyhó között	3,85	1,62	4,78	10 R 5/4	halványvöröses barna
Oxidált andezit	Baskó, Kistopolyás É-i lejtőjénél 400—450 m	2,74	3,02	1,81	5 R 5/4	középvörös
Foltos andezit	Abaújszántó, Domonkostető ÉNy-i lejtő	2,21	3,29	1,34	5 R 5/4	középvörös
Oxiandezit	Klokočov (Vihorlát)	2,11	3,70	1,14	5 R 3/4	sötétszürkés vörös

1. táblázat folytatása

Kőzet	Lelőhely	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	o _{Fe}	Munsell szín	
					index	megnevezés
Hiperszténes andezit	Baskó, községi istálló-tól D-re	1,54	3,12	0,98	5 R 4/4	középbarna
Földpátosodott andezit	Tállya  524 (Farragványos) Ny-i lejtőjén vezető útszakaszról	1,09	2,25	0,98	10 R 6/2	halványvörös
Piroxénandezit lávaár belseje	Klokočov (Vihorlát)	1,34	4,59	0,58	N 3	sötétszürke
Piroxénandezit	Erdőbénye, Szokolya 605 m-es csúcs	1,75	4,36	0,57	N 4	középszürke
Piroxénandezit	Szokolya É-i rész 450—550 m tszf.	0,84	5,38	0,31	5 R 4/1	barnásszürke

(klorit, szerpentin, epidot) a kőzetnek zöldes színt kölcsönöz. FeS₂-ásványok megjelenése ezzel legtöbbször együtt jár. A név alkalmazható az elváltozás (makroszkóposan a kőzet zöldes színében, vékonycsiszolatban az átalakulási termékek ásványtani felismerhetőségében jelentkező) kezdeti fokozatától (kb. 5 térf. % bomlástermék) kezdve, bármely fejlődési szakaszban és bármilyen erősséggel átalakult vulkáni kőzetre.

A javaslattal a jelenlevők többsége egyetért. A vita során FÖLDVÁRI és JANTSKY hangsúlyozza, hogy a kloroandezit javaslat szerinti használata elhomályosítja a hipovulkanit (JANTSKY szerint kloritos andezit) és metavulkanit (JANTSKY szerint kloritosodott andezit) közötti lényeges különbséget. FÖLDVÁRI felhívja a figyelmet arra, hogy már az uralitosodás is a klorovulkanitképződés kezdeti lépcsőjének tekinthető. PANTÓ G. szerint a térképező geológusnak szüksége van egy semleges kifejezésre, mellyel megjelölheti az átalakult kőzetet abban az esetben is, ha hipo- vagy meta-eredete nem tisztázott.

b) *Oxivulkanitok*. Az előbbihez hasonló gyűjtőnévre szükség van az oxidáló környezetben lezajlott kőzetelváltozások megjelölésére is. Itt azonban a helyzet bonyolultabb az előbbinél. Az értelmezés egysége érdekében csak a földtani jelenségként figyelemreméltó kiterjedésű kőzet-oxidáció termékeit sorolhatjuk ide (tekintet nélkül arra, hogy endo- vagy exo-folyamatokról van-e szó) és ki kell rekesztenünk a fogalomból a közönséges, megvörösödött vagy megbarnult mállási kérgeket.

Találunk ritkaságként hatalmas, összefüggő tömegű oxiandezit-testeket (pl. Nagygalla a Börzsönyben), melyeknél oxidált andezit-(hipo)láva feltörésére gondolhatunk, azonban legelterjedtebbek a szabálytalan és kisebb tömegű meta-oxiandezitek. Bár ezek kiterjedése

legtöbbször nem akkora, hogy térképen önálló foltként kijelölhető volna, nyomozásuk a vulkáni felépítés és szerkezet megítélése szempontjából igen fontos. Megtaláljuk hasadékminti fumarola-hatásként (celldő-mölki Sághegy, Szob), lávaár (alsó és felső) kérgéhez kötött elváltozásként (Klokočov a Vihorlátban) és álagglomerátum kötőanyagaként (Tokaji- és Eperjesi-hegység) az átalakulás legkülönbözőbb fokán.

Az oxivulkanitnak nevezhető átalakulás küszöbértékét éppúgy nehéz meghatározni, mint a klorovulkanitok esetén. Hogy az elhatároláshoz pontos mérőszámokat nyerjünk, az elmúlt évi gyűjtés különböző fokozatú oxiandezitjeiből készített (29 db) $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ -tartalom meghatározásokat (JANKOVITS L. elemzése) ill. az ezekből számított o_{Fe} -értékeket igyekeztünk alapul venni. Ezeket az értékeket a kőzetek kőzet-tani minősítésével és MUNSELL-rendszer szerinti kőzet-színmeghatározásával (a szín száma és eredeti megnevezése) együtt (4) az I. táblázat tünteti fel.

Láthatjuk, hogy a kőzet „oxi”-színe távolról sem arányos az o_{Fe} -értékkel, egyikből a másikra következtetést vonni nem lehet. Természetes is, mert a vörösbarnás szín erőssége, élénksége nem a Fe_2O_3 -tartalom nagyságától, hanem elsősorban módosulatától és finomszerkezeti kifejlődésétől, valamint eloszlásától függ. Az oxivulkanitok alsó határát közepesnél nagyobb (5—6 körüli) o_{Fe} -értéknél önkényesen megvonni nem látszik helyesnek, mert pl. oxiandezitté minősülne olyan kőzet is, melynek oxidált voltát a terepen színe alig árulja el. Kezdődő vörösödés viszont gyakran nem jár együtt az átlagosnál nagyobb o_{Fe} -értékkel. A helyzet amiatt is bonyolultabb, mivel vulkanológiai jelentőségük folytán térképezésnél bennünket elsősorban a vörösös, hematitosodott kőzetek érdekelnek (szoros értelemben vett oxivulkanitok), azonban ezek a barnás limonitos „oxi-hidro”-andezitektől, melyek inkább kishőmérsékletű hidrotermális vagy csupán mállási folyamatok jellemzői, nehezen különíthetők el.

Javaslat: Oxivulkanit (oxiandezit) olyan oxidációs elváltozású vulkanitok gyűjtőneve, melyeknél az átalakulás jellegzetes ásványterméke Fe_2O_3 ásvány; ennek jelentősebb mennyisége makroszkóposan a kőzet vörös színén feltűnő, vékonycsiszolatban pedig a vasoxidkiválás mind az alapanyagban, mind a beágyazások szegélyén bőven észlelhető. Ilyen kőzetek o_{Fe} -értéke többnyire 5-nél nagyobb.

A javaslattal a jelenlevők főbb vonásokban egyetértenek. Vita során SZÁDECZKY-KARDOSS E. arra hívja fel a figyelmet, hogy a többé-kevésbé oxidált vulkanitok színe és o_{Fe} -értéke között a folyamat természetéből kifolyólag sem várhatunk közvetlen összefüggést. Kezdeti oxidációnál ugyanis opacitosodás lép fel, mely bár az o_{Fe} -értéket megemelheti, a kőzet megvörösödésében nem játszik szerepet. A különböző irányú kőzetváltozásokat összefüggéseik megvilágítására $p_{\text{H}}-E_{\text{H}}-\text{H}_2\text{O}$ térdiagramban mutatja be. FÖLDVÁRI, JANTSKY, VIDACS az oxianandeziteknek valódi agglomerátum tömbjeiben való gyakori megjelenésére (Börzsöny, Mátra) utal és nem tartja szerencsésnek a különféle oxidációs folyamatok petrográfiaiag hasonló, de

petrológiailag különböző termékeit egyetlen elnevezéssel illetni. PANTÓ ismét a semleges megjelölés szükségessége mellett foglal állást és hangsúlyozza, hogy az oxiandezit szó mellé a képződésmód kifejezésére — amennyiben az tisztázott — illeszthetünk jelzőket.

c) *Leukovulkanitok.* SZÁDECZKY-KARDOSS E. ezt a megjelölést olyan exo- és endometavulkanitokra alkalmazta, melyeken az oxivulkanitosodáson túlmenő elbontás kilúgzásban folytatódik és az alapanyag apró ércszemeinek, valamint a színes elegyrészek fajta szerinti (pl. augit) részleges kioldása útján a kőzet megfakulását eredményezi.

Az elváltozásnak ez a típusa eléggé gyakorinak bizonyult pszeudoagglomerátumainkban (Abasár, Füzérkomlós), azonban önálló kőzettestekben a Mátra és Tokaji-hegység területén nem elterjedt. Kifakult vulkáni kőzetek itt sem mondhatók ritkának, azonban ezeknél a vastartalom kioldását másirányú elváltozás is kísérte, így az eredeti meghatározás szerint nem minősíthetők leukoandezitnek. Leggyakoribb kifakulás oka az agyagásványos lebontás, mely azonban már a hidrovulkanitokhoz vezet. Elterjedt, de eddig kellően nem vizsgált folyamatnak látszik a földpátosodás is, melynek révén ugyancsak fakó, színét vesztett kőzetek jönnek létre. Ilyen képződménnyel találkozunk Baskó környékén (FRITS 3) s hasonló irányú elváltozások eredményezik a Szlovákiában autometamorf andezitként (Stráž, Oblík Prešov mellett), ill. latitként (Ránk-Herlány környéke) leírt kőzeteket is (19).

Javaslat: A leukovulkanit fogalmát eddigi értelmezésében, mely szerint az az oxivulkanitos átalakulást csupán a vastartalom nagyfokú kilúgzásában múlja felül, de az alapanyag és a földpátok átalakulására nincs tekintettel, az átalakult vulkanitoknak aránylag szűk körére tartjuk alkalmazhatónak. Meggondolandó, hogy a földpátosodott vulkanitokat nem volna-e célszerű ugyancsak ez alá a fogalom alá vonni.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. hozzászólásában kiemeli, hogy az eredeti meghatározás szerinti leukoandezitet, melynek típusát komlói vizsgálatai során állította fel (24), nagyobb, önálló tömegekben ismeri, így a típus fenntartását szükségesnek tartja.

d) *Hidrovulkanitok.* A nagy tömegrre kiterjedő és mélyreható hidrotértermális elváltozások közül a hidrovulkanitok képződéséhez vezető agyagásványos átalakulás valamennyi vulkáni hegységünkben jelentős és érc- ill. ásványföldtani kapcsolatai folytán gyakorlati fontosságú. Agyagásványos átalakuláson, amit gyakorlati szóhasználatban az agyagásványok pontosabb vizsgálatát megelőző időkből örökölt pongyolasággal „kaolinosodás”-nak is szoktunk nevezni, tulajdonképpen a négy fő agyagásványcsoport tagjainak képződése irányában végbemenő folyamatok: kaolinitosodás, montmorillonitosodás, illitesedés, szericitesedés egyikét vagy többjét értjük.

Ebből is következik, hogy a hidrovulkanitok elnevezés alatt igen sokféle képződésű és ásványos alkotású kőzetet vonunk össze. Részletes

taglalásukra nem is vállalkozhatunk, csupán arra törekszünk, hogy a térképező geológus igényéhez mérten az általános hidrovulkanit-csoport elhatárolását elvégezzük. Mivel a szín — éppen a leukovulkanitokhoz viszonyítva — nem nyújt kellő megnyugtató alapot az elhatároláshoz, az agyagásványtartalmat kell alapvonásként kiemelnünk.

Javaslat: Hidrovulkanitnak nevezzük mindazokat az elváltozott vulkáni kőzeteket, melyek agyagásványtartalma (kaolinit-, montmorillonit-, illit-, szericit-csoportok tagjai együttesen) 5%-nál nagyobb. Ez a mennyiség, mely a közelmúltban elfogadott üledékes kőzettani nevezéktannál is sok esetben szerepelt határértékként, azért látszik elhatárolásra alkalmasnak, mert 5%-nyi agyagásvány a kőzet külsején már többnyire jól érzékelhető (a földpátok kifehéredése „kaolinosodása”, az alapanyag megvilágosodása).

A javaslattal a jelenlevők többsége egyetért. Vita során JANTSKY helyteleníti, hogy a tágan értelmezett hidrovulkanit fogalmába összevonjuk az endo-és exometavulkanitokat („kaolinosodott” és berezitesedett andeziteket). CSAJÁGHY figyelmeztet arra, hogy bár a küszöbértékként szereplő 5% agyagásvány a DTA érzékenységi alsó határa, ez csak abban az esetben jelent biztos kimutatást, ha egyfajta agyagásvány van a kőzetben. Ha az 5%-on több agyagásvány osztozik, a kimutatás bizonytalanná válik. VIDÁCS azért tartja bizonytalannak a hidrovulkanit-minősítés 5% agyagásványtartalommal megadott határértékét, mert a természetben a hidrotermálisan elváltozott vulkáni képződmények lebontási foka s ezzel együtt agyagásványtartalma is lépésről-lépésre változik, így átlagérték roppant nehezen becsülhető. További nehézség, hogy az agyagásványos lebontás ritkán jár magában, kovásodással, karbonátosodással jár együtt, vagyis hidro-sziliko-karboandezites összetett lebontással van dolgunk. FÖLDVÁRI a hidrált andezit kifejezést ajánlja, mint amely főleg vegyészek számára az OH-tartalmú másodlagos ásványok megjelenésével járó átalakulás megértését megkönnyíti.

Előadó válaszában elismeri az agyagásványtartalom pontos meghatározásának nehézségeit mind makroszkópos becslés, mind vékonyesizolati vizsgálat (üvegtől és álüvegtől való elkülönítés), mind pedig DTA felvétel során. A megadott határérték inkább csak nagyságrendet jelöl, hogy egyik szerző ne tartson már 1% agyagásványtartalmú kőzetet hidrovulkanitnak, másik pedig 10%-út sem. Minősítésünk a jövőben talán nem lesz annyira egyéni, ha mérésekkel és becslésekkel ugyanazt a határértéket igyekszünk megközelíteni.

e) Szilikovulkanitok. Előbbiekhez hasonló általános megjelölés kovásodott vulkáni kőzetekre. Vulkanit hegységeink gazdag változatosságban és jelentős elterjedésben mutatják be a kovásodott kőzeteket, melyek nyomozása és térképi kijelölése mind a hegységfelépítés értelmezése, mind ásványi nyersanyagkutatás szempontjából fontos számunkra.

A szilikovulkanit gyűjtőnév alá sorolt kőzetek egyetlen közös vonása az elváltozás során megnövekedett SiO_2 -tartalom, ennek módosulata az amorf kovasavtól a krisztobalitig változhat, ezek eloszlása, megjelenése roppant különböző a hatótényező fizikokémiai jellemzői és az átalakuló kőzet állapota szerint. Ennek megfelelően a „szilikovulkanitosodás” fokmérője is csak a SiO_2 -szaporulat lehet, még akkor is, ha az elsődleges és

másodlagos kovasavtartalom megállapítása teljes pontossággal nem remélhető.

Javaslat: Szilikovulkanitnak nevezzük mindazokat az elváltozott vulkáni kőzeteket, melyek átalakulását a szabad kovasavmennyiség megnövekedése jellemzi s ennek során SiO_2 -tartalmuk az eredeti kőzethez képest legalább 5%-kal szaporodott. Ez az elhatárolás azért látszik helyesnek, mert 5%-nyi kovasavfelvétel általában mind a kőzet makro-, mind mikroszkópos képén már észrevehető módon jelentkezik, így felismerése a földtani térképező gyakorlat számára ezen küszöb felett elérhetőnek látszik.

A jelenlevők többsége helyesli a javaslatot. JANTSKY hozzászólásában kifogásolja a magmás és pneumatolitos szakasz között lejátszódó „auto-metamorfozisz” (berezitesedés) és a hidrotermális hőmérsékleten végbemenő „kvarcosodás” (másodlagos kvarcitok) közös megnevezését éppen az említett kőzetváltozási folyamatok merőben elütő ércföldtani jelentősége miatt. Előadó szerint az általános nevezéktan a térképező számára készül, aki a kutatás adott szakaszában nem lát még tisztán genetikai kérdésekben, mégis megjelölheti a képződményt. Ha a folyamatok jellege tisztázódik, a megnevezés finomítására bőséges lehetőség nyílik.

f) *Karbovulkanitok.* A széndioxid és víz hatására végbemenő vulkáni kőzetváltozás típusát komlói vizsgálatai során állította fel SZÁDECZKY (24). Ennek során a színes elegyrészek főként szideritet, a plagioklászok kalcitot szolgáltatnak.

Javaslat: Bár karbovulkanitokra vonatkozóan vulkáni hegységi felvételeink újabb megismerést nem szolgáltatottak, egyöntetűség kedvéért ezek küszöbértéke is 5% (másodlagos) karbonáttartalomban megadhatóan látszik.

A javaslatra hozzászólás nem érkezett.

g) *Szulfovulkanitok.* SZÁDECZKY ezt a típust olyan elváltozott vulkáni kőzetekre alakította ki, melyeket utólagos kénelvétel jellemez (21). Ezek színes elegyrészei elbontásakor felszabaduló vastartalom FeS_2 -ásványok képződését teszi lehetővé. Ettől a jól elhatárolódó és redukciós környezetet jellemző típustól feltétlenül külön kell választanunk az oxidációs környezetben lejátszódó kénelvételt, vagyis a szulfátosodást. Utóbbi folyamat, bár vulkáni hegységeink figyelemreméltó elváltozása, talán nem érdemli meg a külön névadást, legjellegzetesebb ásványáról alunitosodásnak, terméke pedig alunitosodott vulkanitnak volna nevezhető.

Javaslat: Szulfovulkanitnak nevezzük azokat az elváltozott vulkáni kőzeteket, melyek átalakulását FeS_2 -ásványok megjelenése jellemzi s ezek mennyisége 5%-ot (2,5% S) meghalad.

A javaslatot a jelenlevők elfogadják. VIDACS emel szót, hogy az 5%-os határértéket túl nagynak tartja, s ennek bevezetése esetén a szulfovulkanitok roppant megritkulnának. Előadó válaszában emlékeztet arra, hogy az alá-

rendelt mennyiségű FeS_2 -ásvány fellépését a klorovulkanitosodás kísérő-jelenségének ismertük el. Ha túl alacsonyan szabjuk meg a szulfovulkanit határértékét, a „zöldkövek” nagy része szulfovulkanittá vagy kloroszulfovulkanittá fog minősülni, ami vagy a fogalmak keveredéséhez, vagy fölösleges névszaporításhoz vezet.

h) Földpátosodott (alkalo-) vulkanitok. Vulkáni kőzeteink átalakulásában alkáli-metaszomatikus folyamatoknak is jelentős szerep jut, melyek a kőzet alapanyagának vagy plagioklászának átalakulásához (albitosodás—káliföldpátosodás) vezetnek. A földpátosodás elterjedése és érvényesülésének módja éppen a reakciótermék (K-tartalmú plagioklász, Na-tartalmú adular) optikai meghatározásának nehézségei miatt — melyek korábbi felismerését is akadályozták — eddig még nem eléggé tisztázott. Eddig Baskó környékén sikerült a piroxénandezit kiterjedt és mélyreható földpátosodását kimutatni. Néhány minta vékonycsiszolatának vizsgálata alapján alkálimetaszomatózis lényeges járuléka lehet a szlovákiai autometamorf andezitek — és egyes latitok —, valamint az Avas-hegység-i „dioritporfiritek” képződésének.

A földpátosodott vulkanitok megismerésében még csak a kezdeti lépéseket tettük meg, így nem vállalkozhatunk arra, hogy fogalmi elhatárolásukra javaslatot tegyünk. Bejelentésünk inkább csak ilyenirányú vizsgálatok szükségességére kívánja felhívni a figyelmet.

A vita során SCHERF Mogyoróska község D-i végénél e tekintetben vizsgálatra érdemes kőzetre hívja fel a figyelmet. Utal arra, hogy a telkibányai kálitrachit genezisével kapcsolatban is fennáll az alkáli-metaszomatózis lehetősége. VARJÚ említi, hogy egyes hegyaljai riolitok 9—10%-os K_2O -értékkel ugranak ki, ami ugyancsak alkálimetaszomatózist sejtet. VIDACS 1958. évi felvételük során a Mátrában (Mogyorósorom, VARGA Gy. területe) talált nagy szanidintartalmú „andezit”-re hívja fel a figyelmet. KULCSÁR említi, hogy kálitrachitot nemcsak B. Štiavnica (Selmezbánya) és Baia Mare (Nagybánya) körzetében mutattak ki a szlovák, ill. román geológusok, hanem 1958-ban SALÁT a Simonkán is megtalálta. Mindez ércesedéssel kapcsolatos kiterjedt K-metaszomatózisra utalna, de a K-földpát szanidinként való megjelenése ennek ellene mond. A vitát SZÁDECZKY-KARDOSS E. oldja fel azzal, hogy meg kell különböztetnünk egy kishőmérsékletű K-metaszomatózist, mely adularát hoz létre és egy nagy hőmérsékletű, melynek szanidines kőzet a terméke.

2. Hidrotermalitok

A felsorolt elváltozott vulkáni kőzetfajták fogalmi elhatárolásánál az alsó küszöbérték megadására törekedtünk, melynél ezeket az ép kőzektől elválaszthatjuk. A felső határérték megadása térképezési gyakorlat számára kevésbé látszott fontosnak. A mélyrehatóan elváltozott kőzetek minősítésének problémája nem is abban a vonatkozásban jelentkezik, hogy a kőzet az átalakulás során keletkezett ásványból milyen mennyiséget tartalmaz, hanem úgy, hogy a kiindulási kőzet jellegei felismerhetők-e a kőzeten, vagy sem. Amíg az átalakult kőzetet bizonytalanság nélkül azonosítani tudjuk ép megfelelőjével, a genetikai kapcsolatok megvilági-

tása céljából is leghelyesebb a kiindulási kőzet kloro-oxi- stb. változataként feltüntetnünk.

Megnevezési nehézségünk akkor támad, ha a kőzet anyaga már annyira átalakult, hogy eredeti szövetét, elegyrészeinek körvonalát sem tudjuk felismerni rajta, csak annyit árul el a kőzetvizsgálat, hogy nem elsődleges kiválású ásványhalmazzal (pl. kvarcit), hanem átalakult kőzet-tel van dolgunk.

Mivel az eredeti kőzetre az ilyen nagy mértékben átalakult kőzet már egyáltalán nem hasonlít s jellegét sokkal inkább az átalakulás során keletkezett ásvány adja meg, főként agyagásványos lebontás esetén elterjedt az a gyakorlat, hogy a kőzet ásvány ill. ipari nyersanyag (kaolin, bentonit) nevét kapta, pedig az ásványtani tisztaságtól és gyakorlati felhasználhatóságtól igen távol állt.

A helytelen szóhasználat megszüntetésére összefoglaló megjelölésre van szükségünk az egész csoport — mélyrehatóan átalakult kőzetek, melyek kiindulási anyaga nem állapítható meg — számára. A szovjet kőzettanban bevezetett „másodlagos kvarcit” elnevezés csak a kvarcosodott kőzetekre nézve oldaná meg a kérdést és eredeti meghatározása szerint az itt szükségesnél jóval szélesebb körre — jól felismerhető kiindulási anyagú kőzetekre is — alkalmazható. A „másodlagos” összetétel amúgy sem nevezhető szerencsésnek — többféle félreértésre ad alkalmat — így mintájára a másodlagos kaolinit stb. fogalmak megalkotása nem látszik helyesnek.

Sokkal találóbb összefoglaló névnek látszik a hidrotermalit, melyet SZÁDECZKY már Geokémiájában is használt és kőzetrendszertani meghatározását az itt felvetett használatnak megfelelően a Magyar Tudományos Akadémia 1958. évi nagyhatén tartott előadásában megadta. A szóbanforgó kőzetek valóban — kevés kivétellel — hidrotermális folyamatok eredményei s az eredetet általánosságban megjelölő elnevezést a jellemző ásvány nevével kiegészíthetjük, pl. *kvarcit-hidrotermalit*, *montmorillonit-hidrotermalit*.

Javaslat: Előrehaladott kőzetváltozások termékeit — melyek eredeti anyaga már nem ismerhető fel — az átalakulás folyamatáról (pl. hidrotermalit) nevezzük el az uralkodó, újonnan képződött ásvány megjelölésével. Így ezen csoport tagjainak megnevezése az elváltozott kőzetekénél jóval differenciáltabb. A túlsúlyban levő (50% felett) elegyrész azonban a pontos meghatározásra több módot nyújt, az előbbiekhöz viszonyított csekély tömegű, „egyedi” előfordulások pedig kevésbé teszik szükségessé gyűjtőfogalom megalkotását.

A javaslat a jelenlevők részéről helyesléssel találkozik. SZÉKYNÉ FUX V. hangsúlyozza, hogy a hidrotermalitok tulajdonképpen az elváltozott vulkánitok erősebben átalakult kifejlődései, a két csoport között természetesen határ nincs, csak mi vagyunk kénytelenek valahol megvonni, mert az eredeti kőzetet nem tudjuk tovább nyomozni. A „másodlagos” elnevezést azért sem

tartja megfelelőnek, mert tulajdonképpen már az elváltozott kőzetek is másodlagosak. Ezek megjelölésére a hidrotermalit feltétlenül alkalmasabb. SZÁDECZKY-KARDOSS E. írásbeli hozzászólásában hangsúlyozza, hogy a hidrotermalit kifejezés csak összefoglaló csoportnév lehet — mint az ugyan-csak általa már rendszeresen használt bázit, neutralit, alkaliit név is — és ezen belül az egyes kőzetekre feltétlenül meg kell adni a kőzetfajta nevét, pl. *bentonit-hidrotermalit*, *kvarcit-hidrotermalit*. Ide tartoznak a hidrotermális érc képződmények is. VARJÚ a hidrotermalit elnevezést nem tartja megfelelőnek, mert számos, főtömegében agyagásványokból álló kőzet képződhet hidrotermális hatástól függetlenül, pl. halmirolízis útján. Előadó kiküszöbölhetőnek tartja az ellentmondást, ha ilyen kőzetekre szükség szerint képződési folyamatukból képezzünk elnevezést, pl. *halmirolitit*. A hidrotermalit csoporton belül viszont meg kell különböztetnünk a hidrotermális üregkitöltést (hidrokvarcit) a szélsőséges kőzetátalakulás termékétől (kvarcit-hidrotermalit).

B) Nem egyenmű kőzetelváltozások

A különböző irányú és jellegű kőzetelváltozások találkozása vagy egymásutáni érvényesülése azonos kőzeten roppant változatos, sokrétű képződményeket hoz létre.

Ha az egymásutáni átalakulási folyamatok nem terjednek ki egyenletesen a kőzet azonos térfogatára, az eredmény foltonként eltérő, egyszerű vagy összetett elváltozású kőzet — egyes részeiben esetleg hidrotermalit —, mely csalódásig polimikt vulkáni törmelékes kőzet benyomását kelti: álpiroklasztikum.

Ezeknek az álagglomerátumoknak (álzárványok > 5 mm) és áltufáknak (álzárványok < 5 mm) pontos jellemzése és a valódi piroklasztikumoktól való megkülönböztetésük módjának tárgyalása kívül esik mostani tárgyalásunk célkitűzésén. A piroklasztikumok és álpiroklasztikumok minősítése mindenképpen sokoldalú megfigyelést, települési viszonyokra, szerkezetre, szöveti kifejlődésre és elváltozásokra egyaránt vonatkozó tapasztalat összesítését igényli.

Piroklasztikumok osztályozása

Vulkáni hegységeink kutatásának és az irodalom országon belüli és országok közötti egységes megértésének legkomolyabb kerékkötője a piroklasztikumok osztályozásában és megnevezésében világszerte mutatkozó véleményeltérés. A vulkáni folyamatok bélyegeit a piroklasztikumok változatosabban és hívebben őrzik, mint a lávaömlések, így a közöttük való tájékozódás, belőlük való olvasás minden modern vulkanológiai feldolgozás kikerülhetetlen törekvése. Ahhoz, hogy mind a képződményekben, mind az azokat létrehozó folyamatokban egyértelmű megkülönböztetéseket tehessünk, részletesebb osztályozásra, finomabb elkülönítésekre van szükség, mint amilyennel a — vulkáni folyamatokkal kevésbé, piroklasztikumokkal pedig alig törődő — klasszikus petrográfia beerte.

Javaslat a piroklasztikus kőzetek osztályozására

2. táblázat

A kőzetanyag eredete	> 5 cm		5cm–1mm	1 mm >	Képződésmód
	Bomba	Tömb	Lapilli	Por	
I z z ó k á n i	Lávakötésű agglomerátum				Keveredés a láva felszínén
	Ignimbrit				Izzó felhő
V u l k á n i	Lapillis tufa Agglomerátum		Tufa		Felhalmozódás: Száraz térszínen Vízben
	Lahar				Iszapár
	Vulkáni konglomerátum		Vulkáni homokkő agyag		Áthalmazódás: Kontinentális Akvaticus
M e g s z i l á r d u l t k á n i	Tufitok				Üledék-képződés
	Tufás üledékek				Üledék-képződés

0 50 100%

Ennek szükségességét több országban, számos kutató felismerte már, így többé-kevésbé részletes osztályozásoknak nem vagyunk szükében. A tisztánlátást azonban gátolja az, hogy az egyes beosztások merőben eltérő alapon állnak, különböző osztályozási szempontokat juttatnak érvényre s ennek megfelelően kategóriáik egymással össze nem mérhetők.

Kísérletet tettünk egy hazai piroklasztikum-osztályozás megalkotására. Nem törekedtünk ebben feltétlen eredetiségre s nem is az volt a szándékunk, hogy valamennyi eddigőtől különbözöt alkossunk. Csupán el akartuk indítani a nézetek tisztázódását, hogy akár a javasolt beosztás alapján, akár annak beható kritikája nyomán kialakulhasson a hazai viszonyainkhoz alkalmazkodó, eddigi felfogásunkkal összehangolt magyar álláspont.

Nem állíthatjuk, hogy módunkban állt volna a piroklasztikum-rendszerezés teljes irodalmát számbavenni, ezt azonban az menti, hogy lehetőleg egyszerű, a földtani térképezés szempontjainak megfelelő beosztást kívántunk alkotni s nem törekedtünk mindenirányú teljességre, ami felő, hogy a beosztást áttekinthetetlenné tenné.

Kiindulási alapul VADÁSZ általános piroklasztikum-beosztását (31) választottuk, mely logikai egységével és átfogó szemléletével legalkalmasabbnak látszott. Igen sok lényeges szempontot sűrített beosztásába TÖRÖK (27) és KAROLUSOVÁ (8), melyek a piroklasztikumok részletes rendszerének kidolgozásánál majd feltétlenül érvényre jutnak. TÖRÖK egyes elnevezéseinek (tufogén, tufoid) átvételétől ezen szavaknak az angolszász irodalomban egészen más értelmű használata miatt idegenkedtünk. KAROLUSOVÁ beosztásában szereplő megjelölések egy részének átvétele a magyar szakirodalom szóhasználatával szemben lett volna idegenszerű. Törekedtünk arra, hogy az eredeti (áthalmazatlan) piroklasztikumoknál sem a szemnagyság, sem a közet megjelölésére ne alkalmazzunk üledékes közettani kifejezéseket — eltérően a szovjet irodalom (KIRKINSZKAJA 9, NAKOVNIK 14, MALEJEV 12) szóhasználatától. A változatos képződésmódú piroklasztikumok esetében az autochton és allochton megjelöléseket sem tartottuk egyértelműeknek, ezért nem alkalmaztuk. A törmelék anyagi szerkezetét (vitroklasztikus, krisztalloklasztikus, litoklasztikus) és fajtáját (riolit, dácit, andezit, bazalt) nem vettük figyelembe az osztályozásnál.

Az osztályozási kísérlet kidolgozásánál az alábbi szempontokat követtük.

1. Sz e m n a g y s á g i b e o s z t á s

Eddigi földtani térképezési szóhasználatnak megfelelően a szemnagyság hármassal beosztását kielégítőnek tartottuk, a határértékeket önkényesen — bár az ismert osztályozások értékeinek közepeléséhez lehetőleg ragaszkodva — 5 cm-nél és 1 mm-nél állapítottuk meg. Elnevezések

tekintetében alaki megkülönböztetést csak az 5 cm feletti osztályban tettünk a hülési kérgű bomba és szabálytalan töredék-tömb (TÖRÖK-nél repesz) között. A közepes nagyságrend megjelölésére a lapilli szó kínálkozott, a legfinomabb por megnevezés mellett azért döntöttünk (a homokkal szemben), hogy a vulkáni törmelék levegőből hulló jellege inkább kifejezésre jusson. A hamu kifejezést égési maradék értelemben használjuk, tehát törmelékes kőzetnévként eleve elesik.

2. K ö t ő a n y a g

Szükségesnek tartottuk, hogy különbséget tegyünk a képződéskor még izzó állapotú vulkáni kötőanyag (lávakötésű agglomerátum és ignimbritek) és kihűlt vulkáni törmelék-kötőanyag (eredeti felhalmozódású piroklasztikumok) között. A vulkáni iszapárak (avenidák) termékeinél és áthalmozott piroklasztikumoknál ehhez kb. 20% üledékes kőzetanyag keveredhet. A tufitok 20—80%-os, a tufás üledékek 80% feletti üledékes keveredését már az üledékes kőzetek nevezéktanáról tartott ankét (BÁRDOSY 1) lerögzítette.

3. K é p z ő d é s m ó d

E tekintetben az alábbi típusok megkülönböztetését láttuk szükségesnek:

a) *Keveredés a lávafelszínen.* A több helyről leírt, „tufoláva” képződmények, magyarul lávakötésű agglomerátumok képződése izzó láva és vulkáni törmelék érintkezésén, vagyis lávafelszínen megy végbe.

b) *Izzó felhő.* Működő vulkánok kitöréseinek leírásai (LACROIX 11, PERRET, COTTON 2) mindenkit meggyőz arról, hogy az izzó felhők (nuées ardentes) sajátos piroklasztikumainak képződése nem egyedülálló földtani jelenség és régebbi földtani korok vulkáni összleteinek keletkezésénél is tekintetbe kell vennünk. Az izzó felhőkből keletkezett piroklasztikumok (ignimbritek) túlzott általánosítása főleg Újzélandban (HUTTON 7, GRANGE 5), de máshol is rászolgált MOORE kritikai vizsgálatára (13), mely a „nuées ardentes” termékeit alábbi szempontok szerint különíti el egyéb piroklasztikumoktól:

a. Osztályozatlanság és a szemnagyságnak a kürtőtől való távolságtól független volta.

β. Rétegzés és részecskék rendezettségének teljes hiánya.

γ. Egyetlen lávából származás, külső anyag hozzákeveredése nélkül.

δ. A település vastagsága a felszín domborzatától független.

ε. Iszapárainál nagyobb kiterjedés.

ζ. Éles elhatárolódás hasonló szemnagyságú szórt piroklasztikumhoz képest kisebb területen.

Joggal feltehető, hogy piroklasztikumaink említett szempontok szerinti felülvizsgálatával izzó felhőből származó vulkáni törmelékeket is fel fogunk ismerni.

c) *Szárazföldi és vízi felhalmozódás.* Vulkanai robbanásból származó finomabb-durvább törmelékanyag felhalmozódása a piroklasztikum-képződés legáltalánosabb módja. A kirobbanás és leülepedés (lehullás) közé szemnagyságtól függően különböző hosszúságú szállítás és ezzel együtt osztályozódás iktatódhat. Az, hogy a felhalmozódás szárazföldön vagy vízben következett-e be, nem jut minden esetben világosan kifejezésre a piroklasztikumon (gyakran körültekintő földtani és kőzettani vizsgálattal sem dönthető el egyértelműen), ezért a kőzetek megjelölésébe belevenni nem kívánjuk.

d) *Iszapár.* Általános elterjedésüknél fogva az iszapárok (avenidák) vulkáni üledékeinek külön helyet kell biztosítanunk mintegy átmenetként az eredeti felhalmozódású és áthalmazott piroklasztikumok között. Iszapár igen sokféle (hideg-, meleg-, izzófelhővel és gleccserrel keveredő) van, ennek megfelelően üledékük sem jellemezhető egységesen. Az osztályozatlanság, rendezetlenség erre is jellemző, de ugyancsak jellemző az üledékes vagy idegen vulkáni anyag hozzákeveredése is. Települését tekintve az iszapár mindig völgy-, mélyedéskitöltő.

e) *Kontinentális és akvatikus áthalmazódás.* Az áthalmazódás — lényegében felszíni üledékképződésnek tekinthető — folyamata révén az elsődleges vulkáni törmelékből — túlnyomórészt vulkáni anyagból álló — vulkáni üledékek keletkeznek. A folyamatot fácies szerint csak két fő típusra bontottuk, hogy a felszíni és víz alatti vulkáni kitörések anyagának áthalmazódásait megkülönböztethessük, de további tagolás lehetősége is fennáll.

f) *Piroklasztikumok megnevezése.* Törekedtünk arra, hogy a képződésmód biztosan elkülöníthető fő fajtái szerint különböző megjelöléseket alkalmazzunk. Így a lávakötésű agglomerátum (tufoláva) csak lávafelszíni képződményekre, az ignimbrit csak izzófelhő termékeire alkalmazandó. Az eredeti felhalmozódási piroklasztikumok általános megjelölése (ha mindhárom szemnagysági osztály törmeléke nagyjából egyenlő arányban keveredik): agglomerátum — függetlenül a száraztér-színi vagy vízi felhalmozódástól. Ha vulkáni por az uralkodó, tufának nevezzük, amely kisebb mennyiségű durva törmelék hozzákeveredése esetén lapillis lehet. Tudatosan mellőztük a breccsa-kifejezést, mert a vegyes piroklasztikumok között alaki megkülönböztetést erőltetettnek tartunk.

Az iszapár átmeneti helyzetű üledékének megnevezésére a jávai, csak erre a képződményre használatos *lahar* szót ajánljuk. Áthalmozott piroklasztikumoknál már üledékes közettani megjelöléseket alkalmazunk szemnagyság szerint: vulkáni konglomerátum, homokkő, agyag.

A tufitok és tufás üledékek megnevezését már korábbi javaslat (1) szabályozta.

A piroklasztikumok javasolt osztályozásával SZÁDECZKY-KARDOSS és JANTSKY fejezte ki egyetértését. A résztvevők többsége tartózkodott állásfoglalástól és megjegyzést sem tett.

Vulkáni törmelékes kőzetek elváltozásai

A vulkáni törmelékes kőzetek általában a tömeges vulkáni kőzeteknél könnyebb átjárhatóságuk és lazább szerkezetük folytán fogékonyabbak utólagos elváltozásokra. Talán ezzel magyarázható, hogy az elváltozott vulkáni kőzetekkel kapcsolatban ismertetett valamennyi átalakulás hatásával találkozunk itt is, de tiszta, egyirányú átalakulás viszonylag ritka, legtöbbször kevert, összetett hatásokkal állunk szemben.

Javaslat: A kloro-, oxi- és leukovulkanitosodás — az álpiroklasztikumokhoz hasonlóan — a valódiakban is felismerhető; de önálló, egyneműen elváltozott képződményt ritkán alkot, így különösebb megjelölésre nem szorul.

Igen nagy földtani és gyakorlati jelentőségű — különösen a Hegyalján — a hidrovulkanitosodás, mely elváltozott piroklasztikumok széles skáláján túl agyagásványos hidrotermalitok (és halmirolititek) gazdag sorozatát (kaolin-, bentonittelepek) hozta létre. Ezek nevezékτανát már megbeszéltük.

Nem kevésbé elterjedt a szilikovulkanitosodás is, mely a kismértékű kovás átitatástól kezdve (építőkönek alkalmas riolittufák) kvarcos és kalcedonos hidrotermalitokig minden fokozatot létrehozhat. Gyakori kísérője, sőt olykor túlsúlyba jutó elváltozás az alunitosodás is.

Az alkálimetaszomatózis hegységSZerte érte a piroklasztikumokat is. A Szerencsi-sziget egyik oxiriolittufája pl. kiugró (9,28% K_2O) kálium-tartalmával jelzi ennek a folyamatnak jelentős előrehaladását.

Az elváltozott piroklasztikumok előbbiekkal összhangban kialakított megnevezésmódjával és jelentőségük megítélésével a résztvevők egyetértenek. VARJÚ felhívja a figyelmet arra, hogy a Hegyalja K-gazdag riolittufái illitesedéssel kapcsolatban lépnek fel az I. tufaszórási szakasz (33) termékei között. Előadó kételyét fejezi ki atekintetben, hogy az alkálimetaszomatózis szigorúan tufaszórási szintekhez lett volna kötve.

IRODALOM

1. BÁRDOSY GY.: Üledékes kőzetek nevezékstanának kérdései. — (Kézirat, 1959. MÁFI Adattár)
2. COTTON, C. A.: Volcanoes as landscape forms. — 2. kiadás. Christchurch 1952.
3. FRITS J.: Jelentés Erdőbénye, Baskó, Sima, Abaújalpár, Abaújszántó, Tállya térségében végzett reambuláló térképezésről. — (Kézirat. MÁFI Adattár. 1959.)
4. GODDARD, E. N.—TRASK, PARKER D., etc.: Rock-color chart. — Geol. Soc. of America 1951. (Utánnyomás)
5. GRANGE, L. I.: The Geology of the Rotorua-Taupo Subdivision. — Geological Survey Branch of New Zealand. Bull. **37**. (New Series) 1937.
6. HATCH, F. H.—WELLS, A. K.—WELLS, M. K.: The petrology of the igneous rocks. — 12. kiadás. London 1956.
7. HUTTON, C. O.: Igneous rocks in Marwick J.: The Geology of the Te Kuiti Subdivision. — Geological Survey Branch of New Zealand. Bull. **41**. (New Series) 1946.
8. KAROLUSOVÁ—KOČIŠČÁKOVÁ, E.: Príspevok k problematike pyroklastik. — Geologické práce **49**. 78. 1958.
9. KIRKINSZKAJA, V. N.: Piroklaszticeszkie porodü. Szpravocsnoe rukovodstvo po petrografii oszadocsnüh porod. Pod red. Ruhin L. B. — II. kötet. Leningrád 1958.
10. KORZSINSZKIJ, D. Sz.: Ocserk metaszomaticeszkih proceszszov. Osznovnüe problémü iv ucenii o magmatogennüh rudnüh mesztorozsdenijah. Pod red. Betehtin A. G. — 2. kiadás p. 334. Moszkva 1955.
11. LACROIX, A.: Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. — Livre jubilaire 1830—1930. Soc. Géol. de France. II. p. 431.
12. MALEJEV, G. F.: Éscse o klasszifikacii piroklasticeszkih porod. — Zapiszki Vszeszojuznogo Mineralogiceszkogo Obscsesztva II. sorozat 87. 120. 1958.
13. MOORE, B. N.: Deposits of possible nuée ardente origin in the Crater Lake Region, Oregon. — Journal of Geology **42**. 358. 1934.
14. NAKOVNIK, A.: Propilitizirovannüe porodü, ih mineral'nüe facii, genezisz i prakticeszkoe znacsenie. — Zapiszki Vszeszojuznogo Mineralogiceszkogo Obscsesztva. II. sorozat. **83**. **85**. 1954.
15. NAKOVNIK, N. J.: Klasszifikacija i terminologija piroklaszticeszkih porod. — Zapiszki Vszeszojuznogo Mineralogiceszkogo Obscsesztva. II. sorozat **84**. 237. 1955.
16. NIGGLI, P.: Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. — Schweizerische Min. u. Petr. Mitt. **11**. 296. 1931.
17. PÁLFY M.: Az erupciós kőzetek zöldkővesedése. — Földt. Közl. **46**. 73. 1916.
18. POLOVINKINA, IR.—VIKULOVA, F. M. et al.: Szstrukturü gornüh porod. I. — Leningrád. 1948.
19. SALÁT, I.: Petrochemie vulkanitov Prešovsko-tokajského pohoria. — Prace Státného Geologického Ustavu v Bratislave **46**. 328. 1957.
20. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A magmás kőzetek és ércek képződési mélységének meghatározásáról. — MTA Músz. Tud. Oszt. Közl. **20**. 235. 1957.

1. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A vulkáni hegység kutatásának néhány alapkérdéséről. — Földt. Közl. 88. 171. 1958.
22. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. — Acta Geol. 5. 197. 1958.
23. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Problema vulkaniceszkih Karpat v szvete novoj klaszifikacii izverzsennüh porod. — Materialü 4-go sz'ezda Karpato-Balkanszkoj aszszociacii. № 2, pp. 40—59. Kiev 1960.
24. SZÁDECZKY-KARDOSS E.—BALOGH K.—HERMANN M.—SZÉKYNÉ FUX V.: A komlói andezit. — (Kézirat)
25. SZERGIEVSKIJ, V. M.: Effuzivnüe porodü i tufü. Pod red. Muzülev Sz. A. — Metodiceszkoe rukovodstvo po geologiceszkoj sz'emke i poiszkam. p. 182. Moszkva 1954.
26. SZOBOLÉV, V. SZ.—KOSZTJUK, V. P. et al.: Petrografija neogenovüh vulkaniceszkih i gipabiszszalnüh porod Szovetszkih Karpat. — Akad. Nauk. U. Sz. Sz. R. Insztitut Geologii Poleznüh Iszkopaemüh. 1955.
27. TÖRÖK Z.: A Kelemen-havasok geológiai kutatásának módszertana. — (Kézirat. MÁFI. Adattár, 1957.)
28. TÖRÖK Z.: A Kelemen-havasokban, valamint a Görgényi-Hargita vulkáni lánc területén található fiatal eruptívum geológiai kutatásának módszertani kérdései. — Kolozsvári Bolyai Tudományegyetem Emlékkönyve 1945—55. p. 161. Kolozsvár 1956.
29. TÖRÖK Z.: Problemele teoretice si practice ale metodei faciesurilor complexe. — Studii si Cercetari de Geologie-Geografie Acad. R. P. Romine. Filiala Cluj. 7. 71. 1956.
30. TYRREL, G. W.: The principles of petrology. — 5. kiadás. London 1938.
31. VADÁSZ E.: Elemző földtan. — Akadémiai Kiadó 1955.
32. VARGA GY.: Galyatető környékének földtani viszonyai. — (Kézirat. MÁFI. Adattár. 1959.)
33. VARJÚ GY.: Tolesva-környéki földtani térképezés. — Évi Jel. 1955—56-ról, 1959. p. 375—400.
34. WILLIAMS, H.: Geologic setting of Paricutin volcano. — U. S. Geol. Survey Bull. 965—B. 1950.
35. ZORKOVSKY, B.: Petrograficko-chemicka povaha granátickeho andezitu Záhradného (Sedikart) na Vychodnom Slovensku Geologicky Sbornik Slovenskej. — Akademie Vied a Umeni III. 3—4. p. 27. 1952.

COMPTE RENDU DE LA SÉANCE DE DISCUSSION SUR QUELQUES PROBLÈMES ACTUELS DE LA RECHERCHE DES MONTAGNES VOLCANIQUES

Par G. PANTÓ

Un abrégé des matériaux de la séance de discussion a été publié, sous le titre „Vorschläge zur Schaffung einer einheitlichen Terminologie für vulkanische Gesteine”, dans Zeitschr. für Angew. Geologie, 1959, 9. p. 373—376.

ОТЧЕТ О ДИСКУССИЯХ, ПРОВЕДЕННЫХ ПО АКТУАЛЬНЫМ
ВОПРОСАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ГОРНОГО
СООРУЖЕНИЯ

Г. ПАНТО

Материалы заседания изданы в сокращенном виде под заглавием „Vorschläge zur Schaffung einer einheitlichen Terminologie für vulkanische Gesteine” в журнале *Zeitschr. für Angew. Geol.* 1959. выпуск 9. стр. 373—376.

A VEGYI LABORATÓRIUM 1957—58. ÉVI MŰKÖDÉSE

Írta: CSAJÁGHY GÁBOR

Az Intézet vegyi laboratóriumának működése az 1957—58. évben, miként a múltban is, kettős irányú volt: az egyik a földtani kutatómunka támogatása kőzet-, ásvány-, érc- és vízminták kémiai és fizikai vizsgálatával, a másik pedig a módszertani és egyéb önálló kutatások. A vegyvizsgálatok zömét a klasszikus szilikátanalitikai módszerekkel végeztük, emellett a laboratórium egyik részlege a kizárólag térfogatossághatározásokon alapuló ún. gyors elemzési módszereket használta fel munkájához. Fizikai természetű vizsgálataink is kibővültek, mivel a röntgenlaboratóriumot az igazgatóság 1957. elején a vegyi osztályhoz csatolta.

Az 1957. évben a vegyi laboratórium az intézeti kutatóosztályok munkájának támogatására és külső megkeresésre a következő vizsgálatokat végezte el:

Elkészítettünk 227 teljes kőzet- és ércelemzést. Az ezekben meghatározott alkotórészek száma 3203 volt. A minták legnagyobb része az alábbi lelőhelyekről származik: az andezitminták Dunabogdány, Nagyborzsöny, Gyöngyösoroszi, Sima, Tolcsva, Erdőhorváti, Gönc és Hollósettő környékéről; a riolitminták Olaszliszka, Erdőbénye és Erdőhorváti vidékéről; a riolittufaminták Máza, Magyaregregy, Tar, Kisterenye, Homokterenye, Sirok, Bodrogkeresztúr, Tolcsva és Erdőhorváti környékéről; a bazaltminták Medveshegy, Haláphegy, Kovácsihegy, Kopácsi-kúp, Várotthegy, Nagyhárgics, Dansatető, Hajnačka (Ajnácskő) vidékéről; az andezittufaminták Nógrádverőce és Tolcsva környékéről, az ultrabázitok Szarvaskőről; a homokkőminták a Mecsek-ből; az agyagminták Ódörögd, Szentgál, Úrkút és Dunabogdány környékéről; a mészkőminták Csabrendekről és Nagykovácsiból; a mangánércminták Úrkútról; a vasércminták Rudabányáról; a bauxitminták Nagyharsány és Sümeg környékéről.

Elkészítettünk 450 részleges kőzet- és ércelemzést. Az ezekben meghatározott alkatrészek száma 1857 volt. A minták főleg az alábbi lelőhelyekről kerültek ki: az agyagminták Ódörögd és Úrkút környékéről; a mészkő-

minták Sümegről és Tatáról; a piritminták Ajkáról; a vasércminták Zengővárkony és Bodajk környékéről; a mangánércminták Úrkút, Eplény és Mád környékéről; a szénminták Máza, Littke, Sajóbáony, Sajókaza és Damak környékéről; a bauxitminták Nyirád, Cserszegtomaj, Úrkút, Sümeg, Csabrendek, Nézsza és Nagyszál környékéről; a riolittufaminták Tolesvárol és az üveghomokminták Fehérvárcturgóról.

Az ún. *gyors elemzéssel* 893 mintában összesen 3190 alkotórészt határoztunk meg. A mintákból 501 a hasadóanyagkutatásból került ki, a többi pedig az alábbi lelőhelyekről gyűjtötték be geológusaink: a pala-, homokkő-, agyag- és márgamintákat a mázai és a felsőregmeci fúrásból; a permii és triász kőzeteket a Bükkhegységből; a homokkő és márgamintákat a Gerecsehegységből, a Börzsönyből és a rudabányai érckutató fúrásokból.

Befejeztük 526 *vízmintha részletes elemzését*. Egy-egy mintában általában 15 alkotórészt határoztunk meg s az 526 mintában összesen 7817 alkotórészt adtunk meg mennyiségileg.

A *színképelemzések száma* 1037, a *differenciális termikus vizsgálatoké* pedig 942 volt.

Készletbecslési és egyéb célokra 91 *fajsúly-* és 135 *térfogatsúlymeghatározást* végeztünk a perkupai gipsz, dunántúli bazalt, pilisi andezit, mecseki trachidolerit és a nógrádverőcei tufamintákból.

Röntgenelemzést 107 mintából készítettünk s ugyancsak ez a részlegünk 115 *autoradiográfiai* kísérletet hajtott végre.

Az intézeti kutatóosztályok részére végzett rutinmunka kereteit meghaladó módszertani és egyéb vizsgálatok során 1957-ben a következő részlettémákat dolgoztuk ki:

Módszertani vizsgálatok. Vizelemzéseinknél a szulfátion kivételével minden alkotórészt vagy térfogatosan, vagy kolorimetriásan határoztunk meg. A szulfátion volt az egyetlen, amelynek a meghatározását a hosszadalmas súly szerinti módszerrel végeztük. Kísérleteket folytattunk ennek a fontos alkotórésznek gyors, térfogatos meghatározására. A kísérletek alapját a laboratóriumunkban régebben kidolgozott (CSAJÁGHY G. — TOLNAY V.) félmikro helyszíni meghatározás szolgáltatta, amelyet makro módszerré átalakítva használtunk fel. Megállapítottuk, hogy ezzel a módszerrel 1—100 mg/l szulfátiont tartalmazó vizeknél pontosabb eredményeket lehet elérni, mint a régi klasszikus súly szerinti eljárással. A módszer bevezetésével nemcsak teljesítményünket, hanem munkánk pontosságát is fokozni tudtuk.

Az *ásványok bomláshőjének vizsgálata*. A DTA-vizsgálatok módot adnak az ásványok elbomlásakor jelentkező hőmennyiségváltozások meghatározására. Az ásvány elbomlását jelző csúcs területe ugyanis a jelenlevő ásvány mennyiségén kívül az elnyelt (vagy termelt) hőmennyiségnek is függvénye. Mivel a külföldi szerzők meghatározásai között igen nagy eltérések mutatkoztak, célul tűztük ki a bomláshőmérések megbíz-

hatóbbá tételét. Vizsgálataink ellenőrzése céljából egy kisméretű kaloriméter-berendezést építettünk. Ennek működési elve az, hogy a termikusan szigetelt kaloriméter-rendszerben elektromos úton felhevítjük az ásványt és mérjük a lehűlés alatt visszanyert hőmennyiséget. A közölt és visszanyert energiák különbsége az ásvány hőbomlásakor elhasznált hőmennyiséggel egyenlő. A két módszerrel meghatároztuk néhány ásvány bomláshőjét: a kaolin bomláshője 192 kal/g-nak, a gipsz bomláshője 150 kal/g-nak és a magnezit bomláshője 319 kal/g-nak adódott (12).

A kabai meteorit vizsgálata. A kabai meteoritkőből 100 évvel ezelőtt WÖHLER készített kémiai elemzést. A meteorit korszzerű és minden irányba kiterjedő újabb vizsgálatára egy munkaközösség alakult: a kémiai elemzést TOLNAY V., a nyomelemvizsgálatokat FÖLDVÁRINÉ, a meteorit szerves anyagának közelebbi vizsgálatát a Központi Kémiai Kutató Intézet munkatársa, VARSÁNYI GY. végezte el, az ásványtani vizsgálatokat pedig SZTRÓKAY professzor vállalta.

Abszolút kormeghatározás a rubidium-stroncium módszerrel. A meghatározás a 87-es tömegszámú rubidiumizotóp radioaktív bomlásán alapul, amelynek végső bomlásterméke a stabilis 87-es stroncium-izotóp. Ezért a meghatározás csak a rubidiumban viszonylag gazdagabb ásványokkal történhetik és csak a régebbi földtani koroknál alkalmazható. Hazai viszonylatban a gránitok biotitjai jöhetnek számításba. Nagy pontossággal meghatároztuk a biotitminták rubidium- és stroncium-tartalmát, valamint a stroncium izotóp-összetételét. Ez utóbbit a színképek hiperfinom szerkezetének a vizsgálatával tudtuk elvégezni a FÁBRY—PEROT interferométer segítségével. Vizsgálatainkat a Velencei-hegység (Sági-major) és a Mecsekhegység (Erdősmecske) gránitjaiból kinyert biotiton végeztük (lásd: FÖLDVÁRYNÉ VOGL M. — KLIBURSZKY B.: Földtani kormeghatározás a gránitok biotitjain Sr-módszerrel. — Determination of Strontium Age on Biotites from Granites. — Acta Geol. 7. 1—2. pp. 5—12).

Az 1958. évben a vegyi laboratórium az intézeti kutatóosztályok munkájának támogatására és külső megkeresésre a következő vizsgálatokat végezte el:

Befejeztük 165 túlnyomóan *szilikátos kőzetből álló minta teljes elemzését*, melyekben összesen 2399 alkotórészt határoztunk meg. A minták legnagyobb része az alábbi lelőhelyekről került ki: a mangánérc Úrkút, Eplény és Ürögpuszta környékéről; a mészkő és dolomit a Budai-hegységből, a csolnoki Magoshegyről, Drog, Szarvaskő, Felsőtárkány, Nagyvisnyó, Lillafüred, Jávorhegy környékéről és az ellendi fúrásból; a foszforitos mészkő Pénzeskútról; az andezit Szápárról, Csórhegy, Apc, Galyatető, Kövesorom, Világoshegy, Tóthegyes, Mád, Abaújszántó, Aranyos, Erdőbénye, Pálháza és Füzérradvány vidékéről; a riolit és perlit Pálházáról; a bazalt Balatoncsicsó, Kovácsi-hegy, Kapolcs, Várott-

hegy és Sághegy környékéről; a hidroamezit Halápról; a dácit Recskről; a kovapala Reck, Felsőtárkány, Szilvásvár, Répáshuta, Rudabánya, Dobsina vidékéről; a fekete karbonpala Felsőregméről és a györei fúrásból; az agyagpala Nagyvisnyóról, Rudabányáról és Nekézsenyből; az agyagminták a badacsonyi Kőkapu környékéről; a bauxit és alunit Darvastóról; a bentonit Koprádról és Homokterenyéről; a kaolin Végardóról és a porcelánit Űrkútról.

Elkészítettük 920 *részleges érc- és kőzelelemzést*. E vizsgálatok során 3098 alkotórészt határoztunk meg mennyiségileg. A minták lelőhelye a következő: a szénmintáké Űrkút, Dorog, Homokterenye, Sajóbáony, Felsőnyárád, Damak, a sümegi, fonyódi és a györei fúrás; a vitrihamué Pécs; a mészkőmintáké Sümeg, Budai-hegység; a dolomitmintáké Cserseztomaj, Diósgyőr, Lillafüred, Garadnavölgy, Mályinka, Gerennavár, Eszteafő; a mangánércmintáké Űrkút, Eplény, Cserseztomaj; a bauxitmintáké Halimba, Pilisszentkereszt; a gipszmintáké Perkupa; a kaolinmintáké Végardó; az agyagmintáké Űrkút, Végardó; az agyagpalamintáké Patacs, Dorog és a pécsi István-akna; a homokkőmintáké Dorog, Esztergom; a kvarcitmintáké Nagylipót, Nyírjespuszta; a homokos iszapé Lázi. Megvizsgáltuk ezenkívül a sümegi, eplényi, hidasi és a dubicsányi fúrás különféle mintáit.

Az ún. *gyors elemzéssel* 1097 mintában 4765 alkotórészt határoztunk meg. A mintákból 285 a hasadó anyagok kutatásából került ki, a többi pedig az alábbi lelőhelyekről gyűjtötték be geológusaink: a mészkőmintákat Magyaregregy, Sümeg, Szilvásvár, Dédestapolcsány, Nagyvisnyó, Rakaca, Szendrőlád vidékéről; a dolomitmintákat Uppony és Pécs környékéről; a márgát Magyaregregy, Alsótekeres, Berzsekhegy környékéről, valamint a fonyódi, sümegi és a györei fúrásból; az agyagmintákat Alsótekeres, Hosszúhetény, Szászvárbánya vidékéről, a pécsi István-aknából, továbbá a györei, sümegi és a dorogi fúrásból; az agyagpalamintákat Nagyvisnyó, Szilvásvár, Dédestapolcsány, Nekézseny, Uppony, Szendrő, Szendrőlád, Abod, Rakaca, Irota környékéről és a györei fúrásból; talkpalát a felsőregmeci fúrásból; a kovapalát Dédestapolcsány, Abod és Irota környékéről; a homokkőmintákat Berzsekhegy, Boda, Cserkút, Nekézseny és Patacs környékéről, a pécsi István-aknából, továbbá a györei és a dorogi fúrásból; a tufamintákat Szilvásvár, Uppony és Sajókaza környékéről; a tüzskőmintát Upponyból és a diabázsmintát Nekézsenyből.

A részletes *vizelemzések* során 674 vízmintában 10729 alkotórészt határoztunk meg. A vizelemzések zömét a vízföldtani osztály céljaira és az ország 1 : 100 000-es hidrogeológiai térképének az elkészítéséhez használták fel geológusaink, s mintegy 45 mintát a mélyfúró vállalatok és a szénbányászati trösztök megkeresésére elemeztünk meg.

Színképelemzést 728 mintából készítettünk. Átlagosan 14—16 elemet vizsgáltunk meg egy-egy mintából. Az elemzések legnagyobb része

félkvantitatív jellegű volt, azonban 45 mintából pontos mennyiségi meghatározást végeztünk. A megvizsgált minták közül 565 minta vizsgálati eredményeit a hasadó anyagok kutatásával kapcsolatban, a többit pedig főleg a mátrai ércesedés követésénél, a bükkhegységi mészkövek azonosításánál és a bakonyi, valamint a tokajhegyaljai földtani kutatásoknál hasznosították geológusaink.

A *differenciális termikus vizsgálatok* száma 940 volt. Ebből 236 jutott a hasadó anyagokra, 55 mintát külső megkeresésre elemeztünk meg, 649 vizsgálatot pedig az intézeti geológusok kutatómunkájának támogatására végeztünk el. Ezek a vizsgálatok az agyag- és bauxitásványok, a különféle karbonátos, szulfidos és hidroxidos ásványok kimutatását célozták.

Röntgenvizsgálatot 164 mintából végeztünk, ezenkívül 84 *autoradiográfiai felvételt* is készítettünk.

Fajsúlymeghatározást 28, *térfogatsúlymeghatározást* pedig 81 mintából végeztünk részint a saját geológusaink számára, részint a Geofizikai Intézet megkeresésére.

Az intézeti kutatóosztályok részére végzett rutinmunka kereteit meghaladó módszertani és egyéb vizsgálatok során 1958-ban az alábbi részlettemákat dolgoztuk ki:

Szilikátelemezéseinknél az alkálifémeket eddig a klasszikus LAWRENCE—SMITH módszerrel határoztuk meg. Ez az egész világon elterjedt módszer igen pontos és megbízható ugyan, de nagy hátránya, hogy hosszadalmas, ezért külföldön ma már egyre növekvő mértékben alkalmazzák helyette a *lángfotométeres* meghatározásokat. Megvizsgáltuk a felhasználás lehetőségeit, kipróbáltuk a különböző módszereket és ebben az évben mintegy 100 meghatározást már ezzel a módszerrel hajtottunk végre.

A vízelemzéseknél a múltban az alkálifémek mennyiségét az anionok és kationok milliváljainak különbségéből számítva és Na-ionban kifejezve adtuk meg. Mivel geológiai szempontból a K-ion mennyiségének ismerete is fontos lehet, vízelemzési módszereink közé is bevezettük a *lángfotométeres* eljárást. Ma már Na- és K-iont közvetlenül meghatározva külön-külön adjuk meg.

„*A sághegyi bazaltok kémiai vizsgálata*” c. témánkat a debreceni egyetem Ásvány-Földtani Intézetével közösen dolgoztuk ki. A szükséges kémiai vizsgálatokat elvégeztük és az elemzési eredményeket közéleti kiértékelés céljából a fenti intézetnek megküldtük.

Országos viszonylatban összegyűjtöttük a nyomelemkutatásra vonatkozó adatokat, és erről „*A hazai nyomelemkutatás jelenlegi állása*” címmel összefoglaló jelentést készítettünk a Földtani Főigazgatóságnak.

A hasadó anyagok kutatásával kapcsolatban a vegyi laboratórium két munkatársa „*A karbonáttartalom és a hasadó anyag-tartalom közötti*

összefüggés” és „A telepes csoport kőzeteiben való szabad alumíniumoxid-
előfordulás tisztázása” témákat dolgozta ki.

Az 1957—58. évben a vegyi laboratórium munkatársainak tollából,
vagy közreműködésével az alábbi dolgozatok jelentek meg:

1. CSAJÁGHY G.—EMSZT M. (SZEPESI K.-val közösen): A hazai bentonitokról. — Földt. Közl. **87**, 3. pp. 274—283, 1957.
2. CSAJÁGHY G.: A Maros iszapjának vizsgálati eredményei. — Hidr. Közl. **37**, 3. pp. 239—243. 1957.
3. CSAJÁGHY G.: A gyógyiszapok kémiai és fizikai tulajdonságai. — Magyarország ásvány- és gyógyvizei **3**, 1957.
4. CSAJÁGHY, G.—EMSZT, M. (SZEPESI K.-val közösen): The chemical composition of montmorillonite. — Acta Geol. **5**, 2. pp. 157—168. 1958.
5. CSAJÁGHY G.: Emszt Kálmán emlékezete. — Földt. Közl. **88**, 1. pp. 1—4. 1958.
6. CSAJÁGHY, G.—EMSZT, M. (SZEPESI K.-val közösen): Über die chemischen Konstitution des Montmorillonits in ungarischen Bentoniten. — Geologie, **7**, 8. pp. 1037—1048. 1958.
7. FÖLDVÁRINÉ VOGL M.—KLIBURSZKY B.: Gyors termikus elemzőkészülék. — Kém. Lapja, **12**, 1. pp. 19—22. 1957.
8. FÖLDVÁRI—VOGL, M.—KLIBURSZKY, B.: Gerät zur thermischen Differential Schnellanalyse. — Geologie, **6**, 5. pp. 542—548. 1957.
9. FÖLDVÁRI—VOGL, M.: The role of differential thermal analysis in mineralogy and geological prospecting. — Acta Geol. **5**, 1. pp. 1—102. 1958.
10. FÖLDVÁRINÉ VOGL M.: A differenciális termikus elemzés szerepe az ásványtanban és a földtani nyersanyagkutatásban. — Földt. Int. alk. kiadványa 1958.
11. FÖLDVÁRINÉ VOGL M.: A természetes izotóp vizsgálatok hazai helyzete. — Földt. Közl. **88**, 3. p. 365. 1958.
12. FÖLDVÁRI—VOGL, M.—KLIBURSZKY, B.: Essai sur la détermination des chaleurs de dissociation des minéraux. — Acta Geol. **5**, 2. pp. 187—195. 1958.
13. SIMÓ B.: Kőzetek foszfortartalmának fotometriás meghatározása kovasav szűrletéből aszkorbinsavval. — Koh. Lapok, **12**, 10. pp. 476—477. 1957.
14. NEMES—VARGA, S. (TOKODY L.-val és MÁNDY T.-vel közösen): Mauritzit, ein neues Mineral von Erdőbénye (Ungarn). — Neues Jahrb. Min. **2**, pp. 33—39. 1957.
15. KOBLENCZ, V.—TOLNAY, V. (ERDÉLYI J.-vel közösen): Einige neue Mineralvorkommen aus der Erzschrüfung von Nagybörzsöny. — Acta Min. Petr. Szegediensis, **10**, pp. 3—13. 1957.
16. KOBLENCZ, V.—TOLNAY, V. (ERDÉLYI J.-vel közösen): Über Hydroparagonit, ein neues Glimmermineral, sowie über seine Beziehungen zum Hydromuskovit, Natronillit und Brammalit. — Acta Geol. **5**, 2. pp. 169—186. 1958.
17. BARABÁS L.NÉ—RAPP T.-NÉ: A makói mélyfúrás vizének vizsgálati eredményei. — Hidr. Közl. **37**, 3. p. 244. 1957.

L'ACTIVITÉ DU LABORATOIRE CHIMIQUE EN 1957—1958

Par G. CSAJÁGHY

En 1957—1958, notre Laboratoire Chimique, en vue d'appuyer les travaux de nos collaborateurs et aux requêtes extérieures, a accompli les examens suivants:

En 1957, nous avons effectué 227 analyses complètes de roche et de minerai. Le nombre des composants y déterminés fut 3203. Le nombre des analyses partielles de roche et de minerai fut 450, en y déterminant 1857 composants. Par l'analyse dite „rapide” de silicate, ayant pour base les déterminations volumétriques, nous avons déterminé 3190 composants de 893 échantillons. Nous avons fini l'analyse détaillée de 526 échantillons d'eau où nous avons accompli l'analyse quantitative de 7817 composants. Le nombre des analyses spectroscopiques fut 1037, celui des analyses thermiques différentielles 942. Nous avons effectué 107 analyses roentgenographiques, 91 déterminations de poids spécifique et 135 déterminations de densité gravimétrique.

Les collaborateurs du Laboratoire Chimique ont élaboré les thèmes indépendants suivants, en 1957: 1. Dosage titrimétrique de l'ion de sulfate. 2. Examen de la chaleur de dissociation des minéraux. 3. Composition chimique de la météorite de Kaba. 4. Détermination d'âge absolu par méthode Rb⁸⁷—Sr⁸⁷.

En 1958, nous avons accompli les analyses complètes de 165 échantillons, consistant pour la plupart en roches siliceuses, dont nous avons déterminé 2399 composants. Nous avons effectué 920 analyses partielles de minerai et de roche, en y accomplissant l'analyse quantitative de 3098 composants. Par l'analyse dite „rapide”, nous avons dosé 4765 composants de 1097 échantillons. Nous avons fait l'analyse détaillée de 674 échantillons d'eau où on a dosé 10729 composants. Nous avons accompli l'analyse spectroscopique de 728 échantillons, dont chacun contenait en moyenne 14 à 16 composants. Le nombre des analyses thermiques différentielles fut 940. Nous avons fait l'analyse roentgenographique de 164 échantillons, en outre 84 analyses autoradiographiques. Nous avons accompli 28 déterminations de poids spécifique et 81 déterminations de densité gravimétrique.

Au cours de l'élaboration de nos thèmes indépendants, nous avons introduit le dosage du potassium et du sodium en roches et eaux, comme méthode de recherche. Nous avons fini le thème „Examen pétrochimique des basaltes de Sághegy” et, enfin, nous avons rendu compte de l'état actuel des recherches des éléments de trace en Hongrie.

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ХИМИЧЕСКОЙ ЛАБОРАТОРИИ В ТЕЧЕНИЕ 1957—1958 ГГ.

Г. ЧАЙАГИ

В течение 1957—58 гг. для поддержки работы научно-исследовательских отделов института и по внешнему заказу химическая лаборатория проводила следующие испытания:

В 1957-ом году сделано 227 полных анализов пород и рудных ископаемых. Количество определенных при этом компонентов составляло 3203. Количество частичных анализов горных пород и рудных ископаемых составило 450, а количество определенных при этом компонентов равнялось 1857. При помощи скоростного силикатного анализа, основанного на волуметрических определениях, в 893 образцах было определено 3190 компонентов. Закончили детальный анализ 526 проб воды, и в 526 образцах количественно было определено 7817 компонентов. Количество спектральных анализов было 1037, а таковое дифференциально-термических анализов — 942. Рентгеновские испытания были проведены по 107 образцам, определение удельного веса — по 91 обр. и определение объемного веса по 135 обр.

В 1957-ом году химическая лаборатория имела следующие самостоятельные научно-исследовательские темы: 1. титриметрическое определение сульфатных ионов, 2. изучение температуры разложения минералов, 3. изучение химического состава метеорита из с. Каба, 4. определение абсолютного возраста методом рубидия-стронция.

В 1958-ом году было закончено полные анализы 165 проб, состоящих большинством из силикатных пород. Количество определенных в них компонентов составляло 2399. Частичные анализы рудных ископаемых и горных пород были проведены по 920 образцам, и в них количественно определилось 3098 компонентов. При помощи так называемого скоростного анализа определили 4765 компонентов в 1097 образцах. Детальные анализы воды были проведены по 674 пробам и количество определенных в них компонентов равнялось 10729. Спектральный анализ был проведен по 728 образцам, и в отдельных образцах было изучено в среднем по 14—16 компонентов. Количество дифференциально-термических анализов составляло 940. Рентгеновские испытания проводились по 164 обр., и кроме этого сделаны также 84 автордиографических съемки. Определение удельного веса сделано по 28 образцам, а определение объемного веса — по 81 обр.

При разработке своих самостоятельных исследовательских тем мы ввели в число своих методов испытаний определение калия и натрия в породах и в водах. Закончили тему „Изучение петрохимии базальтов из месторождения Шагхедь” и в виде отчета собрали данные по настоящему положению исследований по редким элементам Венгрии.

JELENTÉS AZ ÜLEDÉKES KÖZETTANI LABORATÓRIUM 1957—58. ÉVI MUNKÁJÁRÓL

Írta: BÁRDOSSY GYÖRGY

1957-ben az üledékes közettani laboratóriumnak önálló kutatási témája nem volt, hanem az Intézet kutatócsoportjai által átadott min-tákon végeztük el a kért vizsgálatokat. A vizsgálati adatok kiértékelését és grafikus ábrázolását maguk a kutatócsoportok hajtották végre.

1957 év végén szervezeti felépítésünk a következő volt:

osztályvezető			1 fő
mikroszkópos	kőzetvizsgáló	részleg	4 „
laboratóriumi	„	„	3 „
kőzetcsiszoló	„	„	4 „
takarító	„	„	1 „
Összesen			13 fő

A laboratórium 1957. évi teljesítményét az 1. táblázatban láthatjuk. Bár a laboratórium teljesítménye negyedévről negyedévre állandóan emelkedett, kis kapacitása következtében mégsem tudta az Intézet vizsgálati igényeit maradéktalanul kielégíteni. 1957-ben a következő vizsgálati eljárásokat vezettük be:

1. homok-koptatottság vizsgálata MIHÁLTZ I. módszere szerint,
2. kavicsok részletes közettani vizsgálata,
3. görgetegek részletes közettani vizsgálata.

BÁRDOSSY GY., mint tudományos témát, a magyar bauxit fő elemeinek geokémiai vizsgálatát végezte.

SÁRKÖZI Z.-NÉ többek között a Dorog—Mogyorósbányai pleisztocén kőzetek üledékközzettanával foglalkozott. MIHÁLYI P.-NÉ a kolontári A—107 sz. fúrás mikromineralógiai vizsgálatát, CSÁNK E.-NÉ a Kovács-hegy-i bazalt fekü- és fedőhomokjainak mikromineralógiai vizsgálatát végezte.

1958-ban az új intézeti terv célkitűzéseinek megfelelően az üledékes közettani laboratórium munkabeosztása is megváltozott. Az osz-

Az üledékes kőzettani laboratórium teljesítménye

Vizsgálati módszerek	1957	1958
Mikromineralógiai vizsgálat	205 db	891 db
Különleges mineralógiai zárványvizsgálat	—	1
Glaukonit-dúsítási kísérlet	1	1
Vékonycsiszolati ásványtani vizsgálat	71	349
Vékonycsiszolati szemnagysági vizsgálat	—	166
Köszénkőzettani porcsiszolat részletes, olajimmerziós vizsgálata sávfélések kimérésével	88	121
Köszénkőzettani porcsiszolat száraz mikroszkópi vizsgálata	88	132
Köszénkőzettani porcsiszolat kiöntése	176	98
Mikrofényképfelvétel készítése (köszénkőzettani)	25	110
Vitrit-vizsgálat mikroszkóppal	3	11
Vékonycsiszolat xylotomiai vizsgálata	2	6
Köszén „darabminta” felületi mikroszkópi vizsgálata	21	142
Mész- és dolomitfestési vizsgálat felületi- és vékonycsiszolatban	—	100
Közetek szénttartalmának leválasztása széntetrakloriddal	—	7
Közetek bitumentartalmának meghatározása kloroformmal	—	4
Közetek szervesanyag-tartalmának meghatározása hidrogénperoxiddal	—	16
Szemcsenagyságvizsgálat szitálással	368	464
Szemcsenagyságvizsgálat KÖHN-módszerrel	832	1803
Szemcsenagyságvizsgálat ATTERBERG-módszerrel	32	16
Kőzettani kavicsvizsgálat	13	28
Karbonátmeghatározás SCHEIBLER-módszerrel	2599	4626
Oldhatatlan maradék meghatározása sósavval	68	103
Karbonátos kőzetfeltárás szemcsevizsgálatra sósavval	—	833
Fajsúlymérés	—	220
Térfogatsúlymérés	—	236
Porozitási % számítás	—	207
Kőzetlazítási kísérlet	2	18
Homok-koptatottsági vizsgálat MIHÁLTZ-módszerrel	7	38
Elektromos p_H -mérés anyagelőkészítéssel	—	205
Elektromos p_H -mérés (szovjet módszer szerint)	—	23
Oxidációs állandók mérése (új módszer BOD-BÁRDOSSY)	—	29
Anyagleválasztás hidrociklonnal	—	25
Kőzetfrakciók makroszkópos ásványtani vizsgálata	—	655
Makroszkópos kőzettani leírás és meghatározás	62	115
Vasásvány meghatározás hevítéses színvizsgálattal	—	2
Kőzetminta bemérése analitikai mérlegen (egyéb célra)	154	165
Irányított kőzetlevágás	1227	135
Vékonycsiszolat készítése	5057	7180
Felületi csiszolat készítése (polírozással)	131	388
Köszénkőzettani vékonycsiszolat készítése	—	245
Köszénkőzettani felületi csiszolat készítése	222	371

tály kutatói egy-egy térképező csoport ásvány-kőzettani anyagvizsgálatát kapták feladatul. A vizsgálatra kiadott szelvények komplex üledékkőzettani feldolgozását a kutatók teljesen önállóan végzik. A vizsgálati adatok kőzettani kiértékelését is maguk állítják össze.

A laboratórium kapacitásának növelése érdekében az igazgatóság a létszámot felemelte. Ennek megfelelően 1958 végére szervezeti felépítésünk a következőképpen alakult:

osztályvezető		1 fő
mikroszkópos kőzetvizsgáló részleg		8 „
laboratóriumi	„ „	4 „
kőzetcsiszoló	„ „	4 „
takarító		1 „
	összesen	18 fő

A létszámnövekedésen kívül a laboratórium felszerelése is gyarapodott, és a feladatok teljesítése érdekében a következő vizsgálati eljárásokat vezettük be:

1. fajsúly-, térfogatsúly- és porozitásmérés,
2. hidrociklonos anyagleválasztás,
3. karbonátos kőzetek savas feltárása szemcsevizsgálatra,
4. kőzetek szénttartalmának leválasztása széntetrakloriddal,
5. kőzetek szervesanyagtartalmának meghatározása hidrogénperoxiddal,
6. kőzetek bitumentartalmának meghatározása kloroformmal,
7. mészkő- és dolomit-festési eljárások felületi és vékonycsiszolatban,
8. barnakőszekes kőszénkőzettani vizsgálata,
9. elektromos pH -mérés,
10. kőzetek oxidációs állandóinak mérése.

A fenti módszerek figyelembe vételével a laboratórium 1958. évi teljesítményét az 1. táblázaton foglaltuk össze.

Az Eötvös Lóránd Geofizikai Intézettel együttműködve BÁRDOSSY Gy. és BOD M. új módszert dolgoztak ki a kőzetek oxidációs állandóinak mérésére. Ez a módszer világviszonylatban is az eddigieknél pontosabb és részletesebb adatokat szolgáltat a kőzetek oxidációs viszonyairól. A kísérleti mérések 1958 őszére fejeződtek be. Azóta már megindultak a sorozat-mérések is a térképező csoportok által átadott típusmintákon. Az eredmények teljes mértékben igazolták a módszerhez fűződő reményeket.

Külön feladatot jelentett az egyre inkább kiteljesedő üledékes kőzettani munka összehangolása, egységes szellemben való irányítása. Ennek egyik alapfeltétele a kőzettani alapfogalmak, a nevezéktan kérdések tisztázása. Ezt a munkát az Igazgatóság utasítására BÁRDOSSY Gy. végezte el. Az új üledékes kőzettani nevezéktan tervezetét az ország közel 50 üledékes kőzettani szakembere nézte át és látta el módosító javaslataival. A kijavított tervezet ezután két nyilvános ankéton került megvitatásra. Reméljük, hogy a M. T. Akadémia által jóváhagyott végleges fogalmazás lehetővé teszi, hogy az egész országban egységes értelemben használják az üledékes kőzettani elnevezéseket, fogalmakat. (BÁRDOSSY Gy.: Üledékes kőzeteink nevezéktanának kérdései. — Földt. Közl. 1961, 69. 1.).

További feladatot jelentett a vizsgálati eredmények kiértékelésének korszerűsítése. Ezen a téren elsősorban az új szovjet tapasztalatokat, kiértékelő módszereket vettük figyelembe. Célunk az volt, hogy a vizsgálati adatokat úgy ábrázoljuk, hogy az a geológus számára a legtöbbet mondja és a legkönnyebben áttekinthető legyen. Ezért egyre nagyobb mértékben alkalmazzuk a korszerű statisztikus kiértékelő eljárásokat. Az adatokat diagramok formájában grafikusan is ábrázoltuk, ami az áttekintés és összehasonlítás lehetőségét nagy mértékben fokozta.

Egy-egy szelvény komplex üledékes kőzettani feldolgozásakor az eredményeket a következő séma szerint ábrázoltuk:

Elsőnek a kutatócsoportok által felvett földtani szelvényt tüntetjük fel a földtani korbeosztással és a terepi közethatározás eredményeivel. Ezután következik a laboratóriumi mérésekből kiadódó ún. kőzettani szelvény. Ezen különböző színekkel jelöljük a fő kőzettani komponenseket (2. táblázat).

2. táblázat

Törmelékes				Vegy- és szerves- e r e d e t ű k ő z e t a n y a g				
Kavics	Homok	Kőzet- liszt	Agyag	Karbonát	Kova	Vas-, man- gán-, foszfor- ásvá- nyok	Só- ásvá- nyok	Kőszén, bitumen

Az agyag-csoporton belül az egyes agyagásványokat (kaolinos-, illites-, montmorillonitos- stb.) nagy-, ill. kisbetűkkel jelöljük, attól függően, hogy a kérdéses agyagásvány milyen mennyiségben található (pl. M, m = montmorillonit). A tufás kőzetek tufatartalmának nagyságát vonalkázással tüntetjük fel három fokozatban (tufás kőzet, tufit, vulkáni tufa).

A fenti kőzetfrakciók aránya alapján az új üledékes kőzettani nevezéktannak megfelelően határozzuk meg a kőzet nevét.

A kőzettani szelvény alapján a kőzet összetételében beálló változások szembetűnően követhetők. Különösen alkalmas ez a szelvény az üledékritmusok felismerésére, továbbá az üledékképződésben beállt nagyobb változások meghatározására.

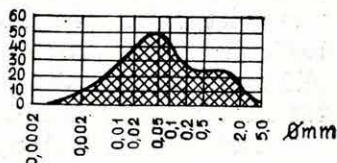
Törmelékes kőzetek esetén a törmelékes eredetű frakciók szemcseeloszlási adatait diagramszerűen ábrázoljuk. Ilyenkor az átlagos szemnagyság (medián), a leggyakoribb szemnagyság (módus), a legnagyobb szemnagyság és végül a TRASK-féle osztályozottsági együttható kerülnek ábrázolásra. Ezeket az adatokat a külön lapon megszerkesztett összeggörbék (kumulatív görbék) olvassuk le, ill. számítjuk ki. A szem-

nagysági eloszlás jellegét külön kicsinyített gyakorisági görbével mutatjuk be (1. ábra). Ebből a vázlatos görbéből igen fontos következtetéseket lehet levonni a törmelékes frakció keletkezéséről.

Külön diagramon ábrázoljuk a 0,1–0,2 mm (esetleg 0,06–0,2 mm) szemnagyságú frakció könnyűásványainak mikroszkópi vizsgálatból adódó ásványos összetételét. Ide kerülnek a kvarc, a földpátok, a csillámok és a kőzettörmelékdarabok (pl. kvarcit). Amennyiben a kőzet vegyi és biogén eredetű kőzetanyagot is tartalmaz, akkor külön csoportban ezeket is feltüntetjük. Ilyenek pl. a radiolariavázak, a szivacstűk vagy a szenes alkotórészek.

Külön oszlopdigram formájában tüntetjük fel a nehézásvány-frakció mikromineralógiai vizsgálatának eredményeit. A diagramon nem a százalékos nehézásványeloszlást ábrázoljuk, hanem a nehézásványokat feltételezett eredetük szerint csoportokba vonjuk össze.

A hazai tapasztalatok és a külföldi szakirodalom figyelembevétel alapján a következőképpen végezzük az összevonást:



1. ábra. Szemnagyság-eloszlás gyakorisági görbéje

Fig. 1. Diagramme de la fréquence de répartition granulométrique

Рис. 1. Кривая частоты распределения granulométrического состава

3. táblázat

Nehézásványok csoportosítása eredetük szerint

Magmás eredetű	Metamorf eredetű	Epigén eredetű
ilmenit	andaluzit	pirit
magnetit	aktinolit-tremolit	markazit
amfiból	disztén	hematit
biotit	gránát (részben)	goethit
ensztatit	diaszpor	glaukonit
hipersztén	epidot	limonit
augit	zoizit	dolomit
diopszid	staurolit	kalcit
egirin	szillimanit	magnezit
olivín	turmalin (részben)	sziderit
anatáz	korund	ankerit
brookit	glaukofán	gipsz
cirkon	szkapolit	barit
vertil		cólesztin
titanit		alunit
turmalin (pegmatitos)		anhidrit
apatit		
fluorit		
gránát (részben)		

A diagramon már csak a három fő csoport — magmás, metamorf és epigén eredetű — mennyiségét tüntetjük fel százalékos formában. Ez az ábrázolási mód a vizsgált szelvény lehordási területeinek közetjellegére ad értékes felvilágosítást. A lehordási terület távolságára, ill. a lepusztulás intenzitására viszont a nehézásványtársaság súlyszázalékos mennyisége alapján következtetünk. Ezt a diagramon szintén feltüntetjük. Kiegészíti ezt az ásványtársaság ellenálló és kevésbé ellenálló tagjainak aránya is, mely igen érzékenyen jelzi a lepusztítás és szállítás körülményeiben beállott változásokat.

Részben a kőzetanyagra, részben a kőzet térkitöltésének módjára jellemző a fajsúly-, térfogatsúly- és porozitásmérések adata. Ezeket szintén diagram formájában ábrázoljuk.

A kőzet rétegezethezességének fokát és a rétegzettség módját szintén grafikusán ábrázoljuk. Ezek az adatok az üledékképződés körülményeinek felismerésében nyújtanak támpontot.

A kiértékelés második részében a kőzetkeletkezés fizikai-kémiai körülményeit jelző geokémiai adatokat ábrázoljuk. Itt tüntetjük fel a kőzetmintákon végzett p_H és oxidációs-redukciós mérések eredményeit. Az utóbbit egészíti ki a vasoxidációs fok (o_{Fe} -érték) diagramja. Szintén a genetikai kiértékelést szolgálják a kémiai elemzésből kiadódó szerves szén-, ferro- és ferrivas-tartalom görbéi.

A fenti komplex szelvényhez melléklet formájában csatoljuk a kőzet agyagfrakciójának DTA görbéit ill. röntgenfelvételeit. A kőzet szöveti jellegeit mikroszkópi vékonycsiszolati fényképfelvételeken mutatjuk be.

Ilyen komplex jellegű anyagfeldolgozást 1958. évben a következő szelvényeken végeztünk:

CSÁNK E.-NÉ a dorogi IX. akna összekötő tárójának oligocén rétegsorát dolgozta fel. Ennek során 52 db kőzetminta komplex anyagfeldolgozását végezte el. Ezt követően a dorogi XIV. akna sárossiklói oligocén szelvényét dolgozta fel 12 db kőzetminta felhasználásával. Végül a „Quadriburg”-i oligocén feltárás anyagát vizsgálta meg 9 db kőzetmintán.

SÁRKÖZI Z.-NÉ a dorogi kutatócsoport részére az eocén rétegsor szelvényein végzett komplex üledékkőzettani vizsgálatokat. Először a borókási XIII. lejtakna szelvényét dolgozta fel 42 db minta alapján. Ezt követően a IX, XII. és XIV. akna eocén szelvényeit vizsgálta meg 49 db mintán. Végül az esztergomi strázsahegyi nagy eocén feltárást dolgozta fel 13 db minta felhasználásával.

MIHÁLYI P.-NÉ az év nagyobb részében az uráncsoport számára végzett mikromineralógiai és egyéb kőzettani vizsgálatokat. Ezenfelül a Hidas 53. sz. perspektívikus mélyfúrás komplex üledékkőzettani feldolgozásával foglalkozott. 1958 év végéig e fúrás felső 400 méterének teljes feldolgozásával készült el.

RAVASZ CS. L.-NÉ az Ellend 1. sz. perspektívikus mélyfúrás komplex üledékes kőzettani feldolgozását végezte. 1958 év végéig a fúrás felső 430 méterének teljes feldolgozásával készült el.

KARDOSS F.-NÉ a mecseki kutatócsoport számára az alsó-liász köszénösszlet meddő rétegein végzett komplex üledékes kőzettani vizsgálatokat. A pécsi István-akna vágatszelvényeit dolgozta fel összesen 117 db kőzetminta alapján.

NOSKE O.-NÉ a sümegi Sp.-1. sz. perspektívikus mélyfúrás komplex üledékes kőzettani anyagfeldolgozását végezte. 1958 év végéig a fúrás felső 470 m-ének teljes feldolgozásával készült el.

PAÁL Á.-NÉ a pécsi István-akna köszénmintáin végzett mikroszkópos köszén kőzettani vizsgálatokat. Ezt követően az ajkai-medence köszénösszletének teljes köszénszelvényét kezdte feldolgozni.

COMPTE RENDU DU TRAVAIL DU LABORATOIRE DE LITHOLOGIE EN 1957—1958

Par Gy. BÁRDOSY

En 1957, le laboratoire a analysé les échantillons remis par des groupes de levé; nous n'avons pas eu de sujet de recherche indépendante. Le volume du personnel était 13. Au cours de cette année, on a introduit trois nouvelles méthodes d'examen de roche.

En 1958, le nombre de personnel augmenta à 18. Chaque chercheur du laboratoire exécutait l'examen des matériaux d'un groupe de levé et en évaluait les résultats. Au cours de l'année, on a introduit 10 nouvelles méthodes d'examen. En outre, le nombre des examens effectués a considérablement augmenté.

Afin du rapprocher l'examen sédimentologique, on a élaboré une nouvelle nomenclature des rochessédimentaires. En outre, on a élaboré des méthodes modernes de l'évaluation des données examens lithologiques p. e. des méthodes graphiques. L'Auteur rend compte du schéma de l'évaluation des profils de forages.

Enfin, il rend compte du travail accompli en 1958 par chaque chercheur du laboratoire.

ОТЧЕТ О РАБОТАХ, ПРОВЕДЕННЫХ ОСАДОЧНО- ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ ЛАБОРАТОРИЕЙ В 1957—58 ГГ.

ДЬ. БАРДОШИ

В 1957-ом г. осадочно-петрографическая лаборатория проводила исследование сданных съёмочными группами проб, самостоятельной научно-исследовательской темой она не располагала. В состав лаборатории входило 13 человек. В течение года в лаборатории были введены три новых метода по испытанию пород.

1958-ом году личный состав отдела был увеличен до 18 человек. Научным исследователям отдела было поручено минерально-петрографическое исследование материалов, представленных отдельными съёмочными группами, с обобщением результатов. В течение этого года было введено 10 новых методов испытания. Сверх того, существенно увеличилось и число проведенных испытаний.

Для согласования осадочно-петрографических испытаний материалов была разработана новая осадочно-петрографическая номенклатура. При этом имела место и модернизация обобщения результатов по испытанию материалов. Разработались несколько новых наглядных графических изображений. Автор схематически очерчивает способ обобщения, применяемый при обработке отдельных разрезов или скважин.

Наконец, он дает справку о работе, проведенной научными исследователями отдела в 1958-ом году, с указанием работы каждого сотрудника в отдельности.

TARTALOM — TABLE DES MATIÈRES — СОДЕРЖАНИЕ — INHALT

<i>Igazgatói jelentés az 1957—58. évről</i>	3
SZENTES F.: Magyarország hegységszerkezeti térképe	7
VIDACS A.: A Gyöngyösoroszi Ércbánya hidrotermális telerei	25
VIDACS A.: A mátraszentimrei érckutató ferde mélyfúrás	77
VIDACS A.: A gyöngyösoroszi vereskői érckutató ferde mélyfúrás	85
JÁMBOR Á.: A Szilvásváradtól DK-re lévő terület felépítése. (Jelentés az 1957. évi térképezésről)	89
JÁMBOR Á.: A Szendrői- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata	103
NAGY G.: A Bükkhegység ÉNy-i peremének földtani és szerkezeti vizsgálata ..	121
VÉGH S.: Tortónai üledékek vizsgálata az északi Mecsekhegységben	129
RÓNAI A. — FEHÉRVÁRI M.: Kísérlet az Alföld részletes földtani térképezésére Szabadkígyós környékén	135
RÓNAI A.: Negyedkori képződmények tanulmányozása a Bódva—Hernád közén	165
MOLDVAY L.: Az 1956. évi Erdőbénye környéki térképezés	201
MOLDVAY L.: Jelentés az 1957. évi vilmányi kutatásról	217
KÓKAY J.: Távlati mélykutatás Várpalotán	231
SÍPOSS Z.: A Mura-Dráva torkolatvidék negyedkori képződményei	243
SENEŠ, J.: A kováčovi (kovácspataki) harmadkori rétegek faunája és kora ..	249
FERENCZ K.: Szőny és környékének földtani viszonyai	257
BÁRDOSSY GY. — BOD M.: Oxidáció és redukció szerepe a földtanban. (Új módszer az oxidációs állandók mérésére)	279
FÖLDVÁRINÉ VOGL M.: Beszámoló a természetes elemek izotóp-vizsgálatainak mai állásáról	303
ERDÉLYI J. — KOBLENCZ V. — NEMESNÉ VARGA S.: A hidrocillámok új szerkezeti szabályai. Hidroantigorit, új serpentin-ásvány és metakolloid brucit a dunabogdányi Csódi-hegyről	317
ERDÉLYI J. — KOBLENCZ V. — NEMESNÉ VARGA S.: Hidroamezit, új ásvány a Haláphegy (Veszprém megye) bazaltjának üregeiből	345
VARGÁNÉ MÁTHÉ K.: Rudabányai karbonátos képződmények közetszerkezeti vizsgálata	357
KOBLENCZ V. — TOLNAY V.: Az ankeritek termikus bomlásának tanulmányozása	369
RAPPNÉ SIK S.: Intézetünkben használt vízvizsgálati módszerek fejlődése és a legutóbbi két évben bevezetett újabb módszerek	377
HAJÓS M. — PÁLFALVY I.: Növénymaradványok a Gyöngyöspatai-medence kovaföldüledékeiből	385

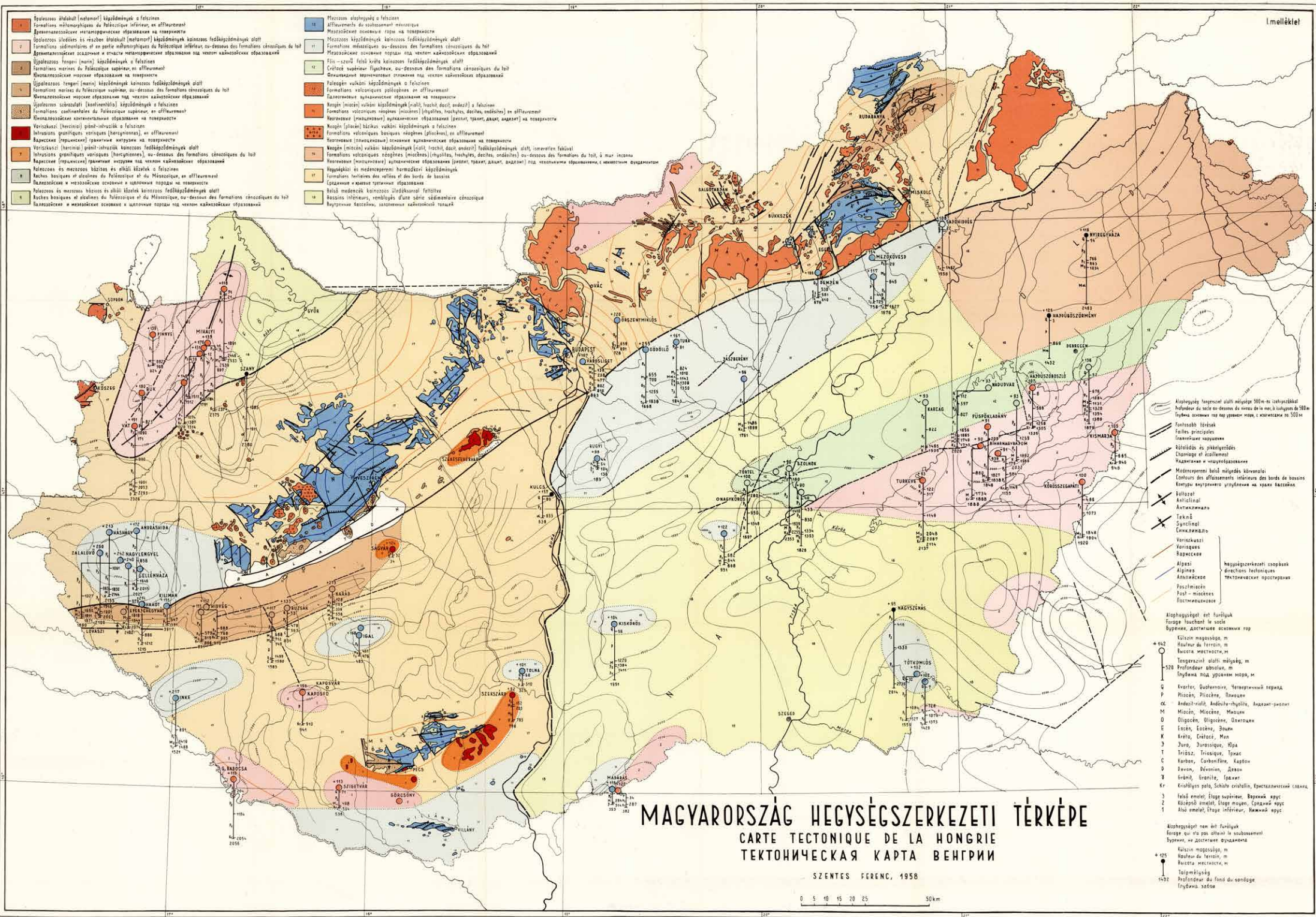
PÁLFALVY I.: Új növényfajok a mecseki középső-miocén rétegekből	401
NAGY L.-NÉ — PÁLFALVY I.: Felső-pannóniai növények Rudabányáról . . .	417
PÁLFALVY I.: Növénymaradványok Sajókaza szarmata rétegeiből	427
GREGUSS P. — KEDVES M.: Adatok a hazai mezozoos fatörzsek ismeretéhez	435
KRIVÁNNÉ HUTTER E.: A lábatlani „felső-lutéciai” kőületmentes homok- összlet növénymaradványos agyaglencsésjének palynológiai vizsgálata	445
KOVÁCS É.: Középső-eocén flóra Lábatlanról	473
KOLOSVÁRY G.: Néhány érdekes és új magyarországi fosszilis Madreporaria	497
KROLOPP E.: A tihanyi felső-pleisztocén Mollusca-fauna	505
KRETZOI M.: Felső-pannóniai fauna Galgamácsáról	513
PANTÓ G.: Beszámoló a vulkáni hegységek kutatásának időszerű kérdéseiről tartott vitautlésről	525
CSAJÁGHY G.: A vegyi laboratórium 1957—58. évi működése	549
BÁRDOSY GY.: Jelentés az üledékes kőzettani laboratórium 1957—58. évi munkájáról	557
* * *	
<i>Compte rendu du directeur sur les années 1957—58</i>	4
SZENTES, F.: Carte tectonique de la Hongrie	12
VIDACS, A.: Filons hydrothermaux de la mine de Gyöngyösoroszi	71
VIDACS, A.: Le forage profond dirigé de recherche de minerais à Mátraszent- imre	83
VIDACS, A.: Le forage profond dirigé au Vereskő de Gyöngyösoroszi	86
JÁMBOR, Á.: Géologie du territoire situé au SE de Szilvásvárad. (Montagne Bükk, Hongrie du Nord)	101
JÁMBOR, Á.: Comparaison géologique entre les montagnes de Szendrő et d'Úppony	118
NAGY, G.: Examen géologique et tectonique du bord du NW de la Montagne Bükk	126
VÉGH, S.: Examens des sédiments tortoniens dans la partie du N de la Mon- tagne Mecsek	133
RÓNAI, A. — FEHÉRVÁRI, M.: Essai d'un levé géologique détaillé de la Grande Plaine Hongroise, exécuté dans les environs de Szabadkígyós	159
RÓNAI, A.: Étude sur les formations quaternaires de l'Entre-deux-fleuves Bodva—Hernád	198
MOLDVAY, L.: Le levé dans les environs d'Erdőbénye, en 1956	214
MOLDVAY, L.: Compte rendu des recherches aux environs de Vilmány, exécutées en 1957	228
KÓKAY, J.: Prospections à Várpalota	241
SPOSS, Z.: Formations quaternaires de la région de l'embouchure de la Mure—Drave	248
SENEŠ, J.: Faune et âge des couches tertiaires de Kováčov	255
FERENCZ, K.: Conditions géologiques de Szőny et des environs	277
BÁRDOSY, GY.—BOD, M.: Le rôle de l'oxydation et de la réduction en géologie (Nouvelle méthode pour la mesure des constantes d'oxydation)	299
FÖLDVÁRI—VOGL, M.: Compte rendu de l'état actuel des examens d'isotope des éléments naturels	315
ERDÉLYI, J.—KOBLENCZ, V.—NEMES—VARGA, S.: Nouvelles règles struc- turelles des hydromicas. Un nouveau minéral de serpentine, hydroanti- gorite et brucite métacolloïdale du Mont Csódi, dans les environs de Dunabogdány	343

ERDÉLYI, J. — KOBLENCZ, V. — NEMES — VARGA, S.: Hydroamesit, ein neues Mineral aus den Hohlräumen des Basaltes von dem Haláp-Berge am Plattenseegebiet. (Komitat Veszprém)	356
VARGA — MÁTHÉ, K.: Examen pétrofabrique des roches carbonatées de Rudabánya	367
KOBLENCZ, V. — TOLNAY, V.: Examen de la dissociation thermique des ankérites	375
RAPP — SIK, S.: Nos méthodes d'analyse d'eau et méthodes nouvelles, introduites dans les deux dernières années	383
HAJÓS, M. — PÁLFALVY, I.: Plantes fossiles des diatomites du Bassin de Gyöngyöspata	398
PÁLFALVY, I.: Neue Pflanzenarten aus den Mecseker mittleren miozänen Schichten	410
NAGY, E. Mme — PÁLFALVY, I.: Plantes du Pannonien supérieur dans les environs de Rudabánya	426
PÁLFALVY, I.: Plantes fossiles des couches sarmatiennes de Sajókaza	434
GREGUSS, P. — KEDVES, M.: Contributions à la connaissance des troncs d'arbre mésozoïques de la Hongrie	444
KRIVÁN — HUTTER, E.: Examen palynologique de la lentille d'argile à restes de plantes du complexe gréseux non-fossilifère „du Lutétien supérieur” de Lábatlan	472
KOVÁCS, É.: Mitteleozäne Flora aus der Umgebung von Lábatlan	492
KOLOSVÁRY, G.: Quelques Madréporaires fossiles intéressants, nouveaux en Hongrie	501
KROLOPP, E.: La faune de Mollusques du Pléistocène supérieur de Tihany	510
KRETZOI, M.: Oberpannonische Fauna von Galgamácsa (NO von Budapest)	522
PANTÓ, G.: Compte rendu de la séance de discussion sur quelques problèmes actuels de la recherche des montagnes volcaniques	546
CSAJÁGHY, G.: L'activité du Laboratoire Chimique en 1957—1958	555
BÁRDOSSY, Gy.: Compte rendu du travail du laboratoire de lithologie en 1957—1958	563

* * *

Отчет директора за 1957—1958 гг.	5
СЕНТЕШ, Ф.: Тектоническая карта Венгрии	18
ВИДАЧ, А.: Гидротермальные жилы рудника Дьёндёшороси	74
ВИДАЧ, А.: Наклонная глубокая скважина для разведки руды в с. Матрасентимпре	84
ВИДАЧ, А.: Наклонная, глубокая рудоразведочная скважина „Верешкё” в окр. с. Дьёндёшороси	87
ЯМБОР, А.: Геологическое строение области расположенной к ЮВ-у от с. Сильвашварад (горы Бюкк, Северная Венгрия). (Отчет о картировании, проведенном в 1957-ом г.)	102
ЯМБОР, А.: Сравнительное геологическое исследование гор Сендрё и Уппонь ...	118
НАДЬ, Г.: Изучение геологии и структуры СЗ-ного борта гор Бюкк	127
ВЕГ, Ш.: Исследование тортонских отложений в северной части гор Мечек	134
РОНАИ, А. — ФЕХЕРВАРИ, М.: Опыт по детальному геологическому картированию Большой Венгерской Низменности (район с. Сабадкидьош)	161
РОНАИ, А.: Изучение четвертичных образований на междуречье Бодвы и Хернада	199
МОЛЬДВАИ, Л.: Картирование в окрестности с. Ердебень в 1956-ом г.	215
МОЛЬДВАИ, Л.: Отчет об исследованиях проведенных в 1957-ом г. в окр. с. Вильмань	229

КОКАИ, Й.: Перспективная глубокая разведка в районе Варпалота	241
ШИПОШ, З.: Четвертичные образования района устья рр. Мура и Драва	248
СЕНЕШ, Я.: Фауна и возраст ковачевских третичных слоев	255
ФЕРЕНЦ, К.: Геологические условия с. Сень и его окрестностей	278
БАРДОШИ, ДЬ. — БОД, М.: Роль окисления и восстановления в геологии (Новый метод измерения постоянных окисления)	300
ФЁЛЬДВАРИ—ФОГЛ, М.: Отчет о настоящем положении исследований изотопов природных элементов	315
ЭРДЕЛИ, Й. — КОБЛЕНЦ, В. — НЕМЕШ—ВАРГА, Ш.: Новые структурные правила гидрослюд. Новый серпентиновый минерал гидроантгорит и метакolloидный брусит из горы Чоди в окрестностях села Дунабогдань	343
ЭРДЕЛИ, Й. — КОБЛЕНЦ, В. — НЕМЕШ—ВАРГА, Ш.: Гидроамезит—новый минерал из полостей базальта горы Халап в районе Балатона (комитат Веспрем)	356
ВАРГА—МАТЭ, К.: Изучение текстуры карбонатных пород из месторождения Рудабанья	367
КОБЛЕНЦ, В. — ТОЛЬНАИ, В.: Изучение термического разложения анкеритов	375
РАПП—ШИК, Ш.: Развитие применяемых в нашем Институте методов исследования воды и новые методы, внедренные за последние два года	383
ХАЙОШ, М. — ПАЛЬФАЛЬВИ, И.: Растительные остатки из диатомита Дьёндёшпатайского бассейна	399
ПАЛЬФАЛЬВИ, И.: Новые виды растений из среднемиоценовых слоев гор Мечек	413
НАДЬ, Е. — ПАЛЬФАЛЬВИ, И.: Верхнепаннонские растения из Рудабанья	426
ПАЛЬФАЛЬВИ, И.: Растительные остатки из сарматских слоев окрестностей с. Шайоказа	434
ГРЕГУШШ, П. — КЕДВЕШ, М.: Сведения к мезозойским стволам Венгрии ..	444
КРИВАН—ХУТТЕР, Е.: Палинологическое изучение линзы глины с растительными остатками из „верхнелютетской” песчаниковой толщи, не содержащей окаменелости в окрестности села Лабатлан	472
КОВАЧ, Е.: Среднеэоценовая флора из окрестности села Лабатлан	493
КОЛОШВАРИ, Г.: Несколько интересных и новых ископаемых мадрепарий Венгрии	501
КРОЛОПП, Е.: О фауне верхне-плейстоценовых моллюсков на Тиханьском полуострове	510
КРЕЦОЙ, М.: Верхнепаннонская фауна из с. Галгамача	522
ПАНТО, Г.: Отчет о дискуссиях, проведенных по актуальным вопросам исследования вулканического горного сооружения	547
ЧАЙАГИ, Г.: Деятельность химической лаборатории в течение 1957—1958 гг.	556
БАРДОШИ, ДЬ.: Отчет о работах, проведенных осадочно-петрографической лабораторией в 1957—58 гг.	564



MAGYARORSZÁG HEGYSÉGSZERKEZETI TÉRKÉPE
CARTE TECTONIQUE DE LA HONGRIE
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ВЕНГРИИ

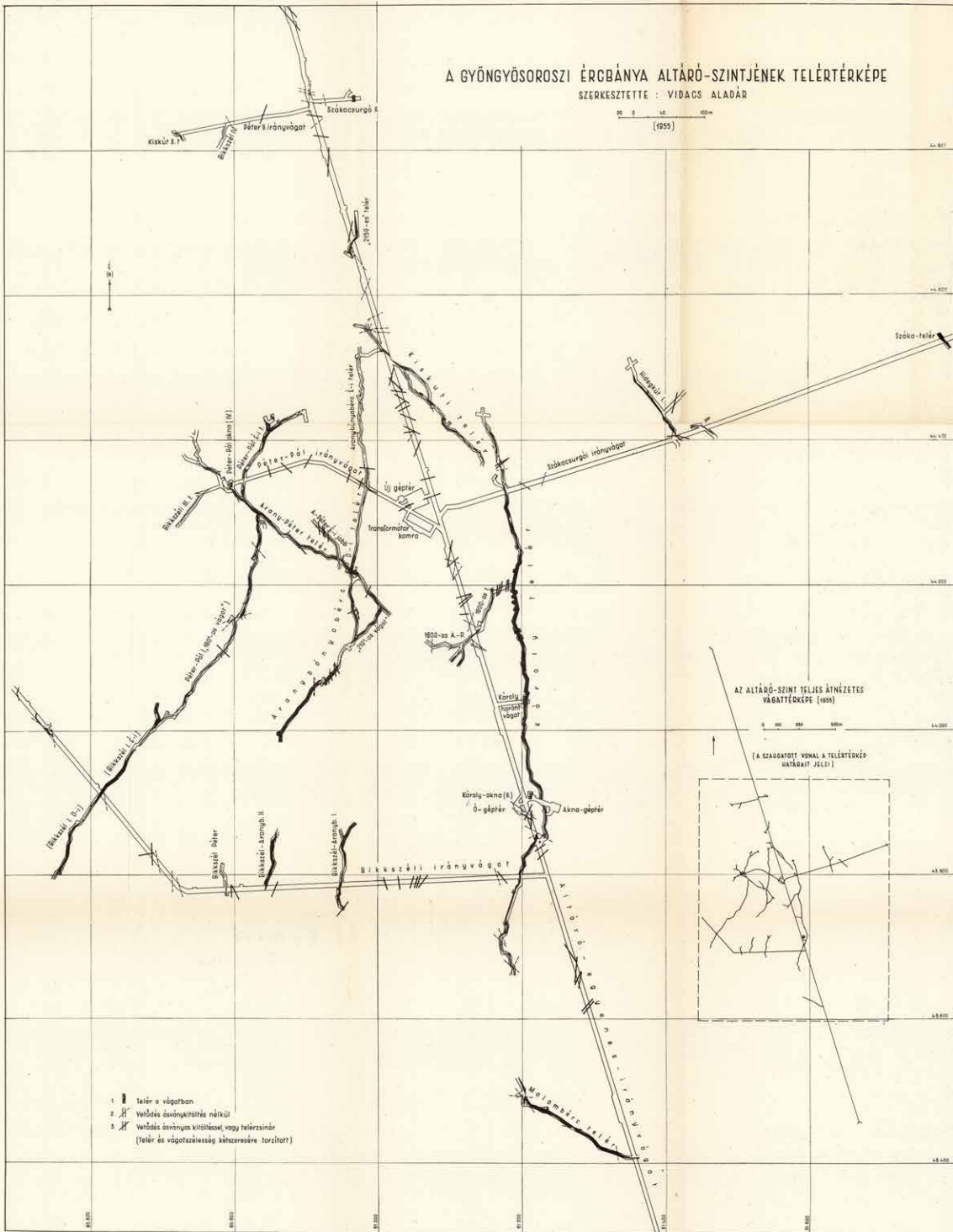
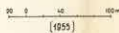
SZENTES FERENC, 1958



M. A. FRIEDLÄNDER Évi jelentése az 1957-1958. évről.

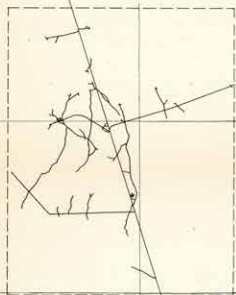
A GYÖNGYÖSOROSZI ÉRCBÁNYA ALTÁRÓ-SZINTJÉNEK TELÉRTÉRKÉPE

SZERKESZTETTE: VIDACS ALADÁR



AZ ALTÁRÓ-SZINT TELJES ÁTNEZETES VAGATÉRKÉPE (1955)

(A SZÁGATOTT VONAL A TELÉRTÉRKÉP HATÁRÁT JELLI)



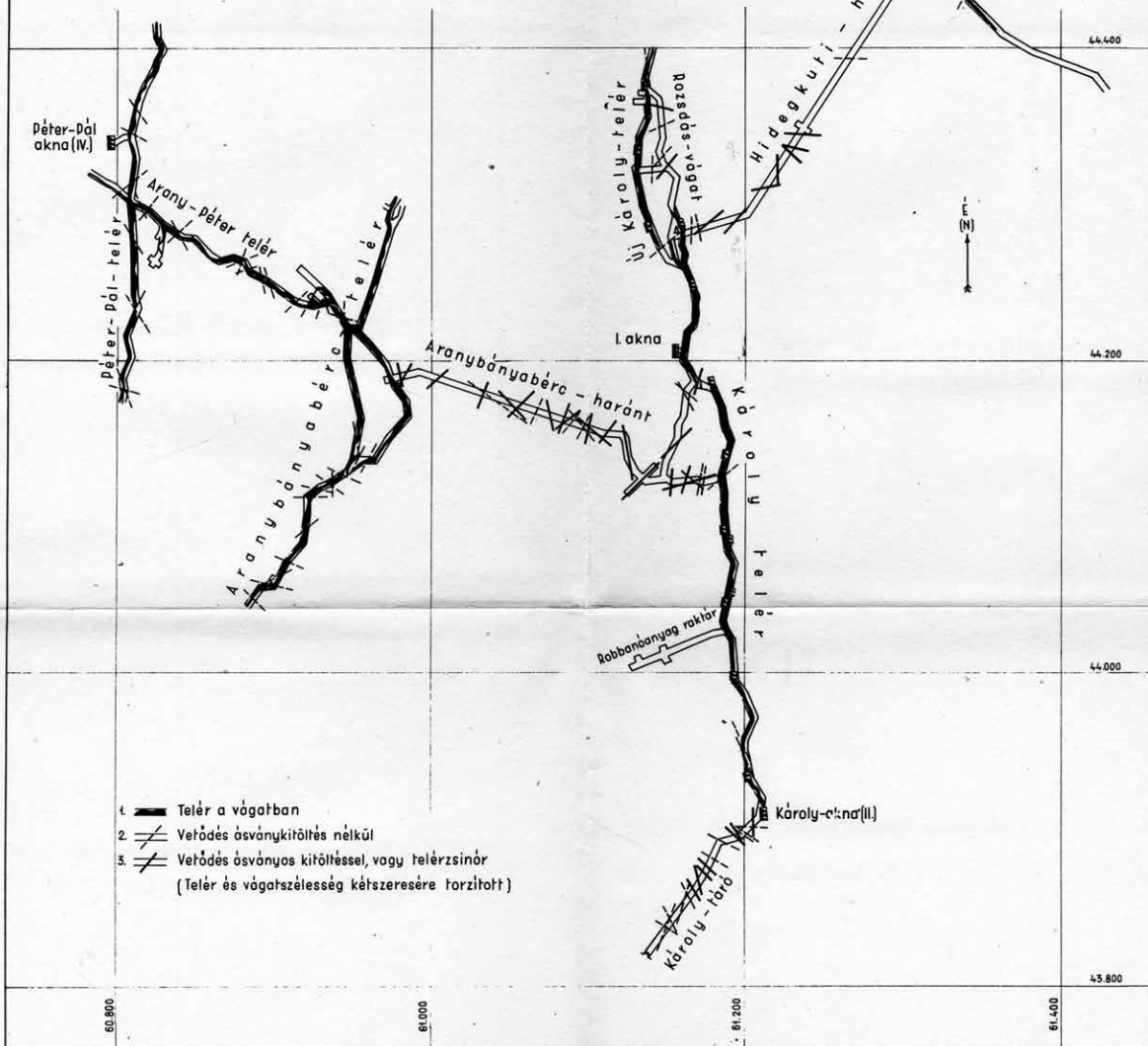
- 1 | Teléró vágatban
2. H | Védős ásványkémlelés nélküli
3. H | Védős ásványon kitöltéses vagy telérszindr (Telér-és vágatbiztonság kétszerezése történt)

A GYÖNGYÖSOROSZI ÉRCBÁNYA KÁROLY-SZINTJÉNEK TELÉRTÉRKÉPE

SZERKESZTETTE : VIDACS ALADÁR

20 0 40 100m

(1955)



1. — Telér a vágatban
2. // Vetődés ásványkitöltés nélkül
3. // Vetődés ásványos kitöltéssel, vagy telérzsinór
(Telér és vágatszélesség kétszeresére torzított)

A GYÖNGYÖSOROSZI ÉRCBÁNYA MÉLYSZINTJEINEK TELÉRTÉRKÉPE

SZERKESZTETTE : VIDACS ALADÁR (1955)

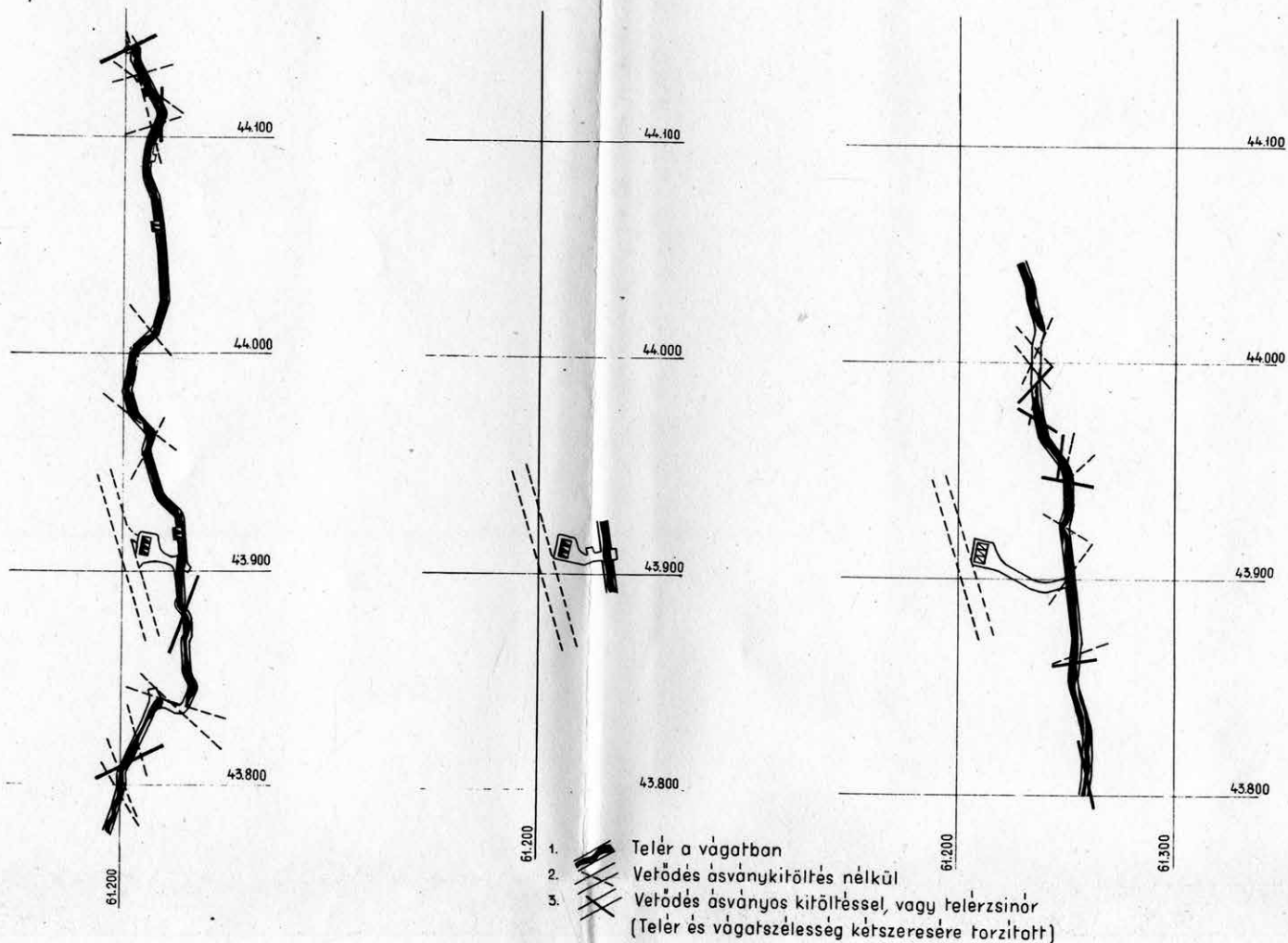
0 20 100m

É
(N)

50-es szint

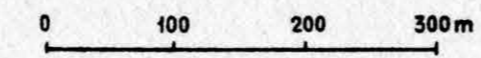
100-as szint

200-as szint



A GYÖNGYÖSOROSZI ÉRCBÁNYA ÉLŐ MŰVELETEINEK SZELVÉNYE AZ ALTÁRÓ IRÁNYÁBAN (1955)

SZERKESZTETTE : VIDACS ALADÁR



Tszf. m.
900
800
700
600
500
400
300
200
100

DDK 163°

ÉÉNY 343°

Károly akna
(II.)

I. akna

Péter Pál akna
(IV.)

Károly szint

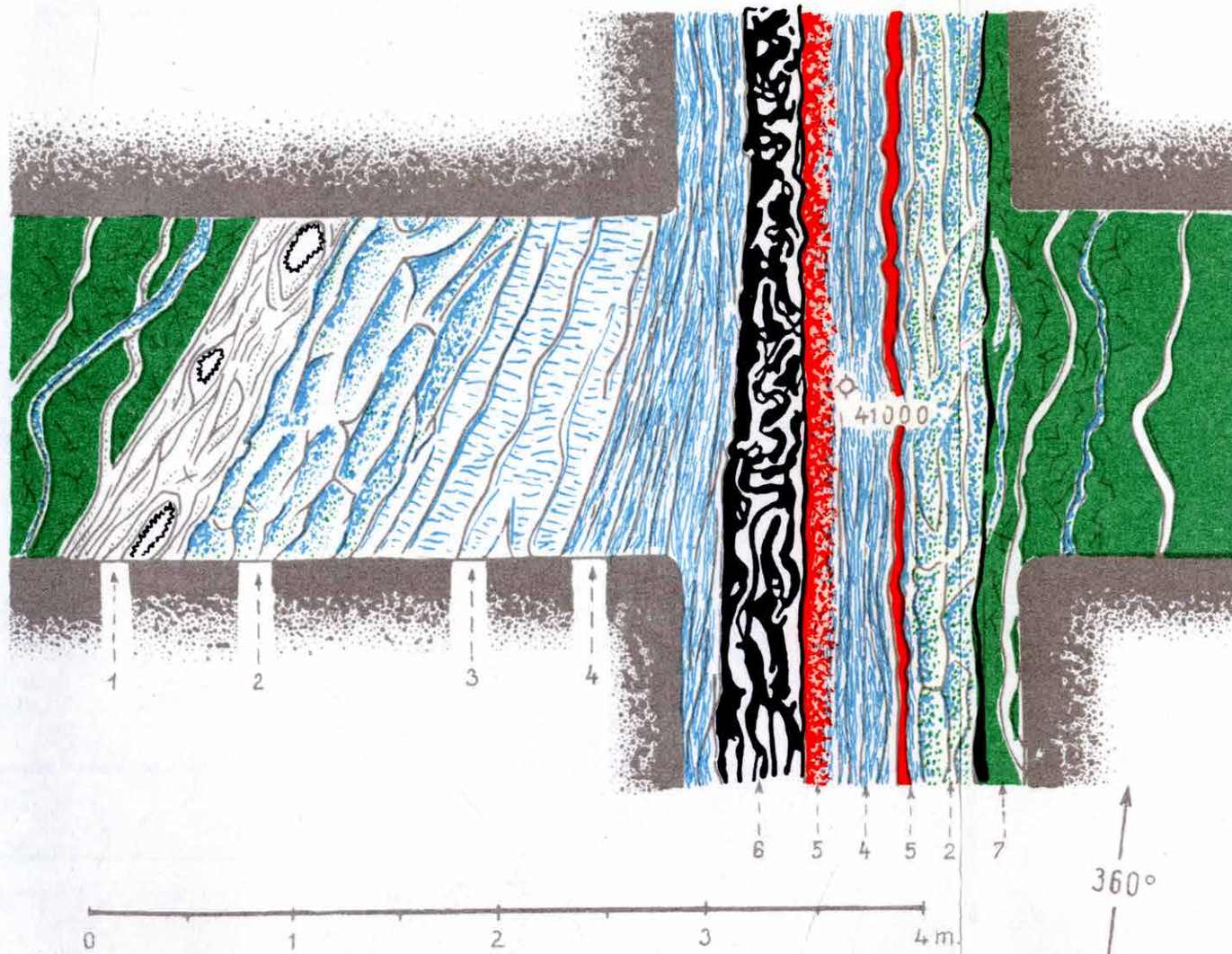
Altáró szint

50-es szint

100-as szint

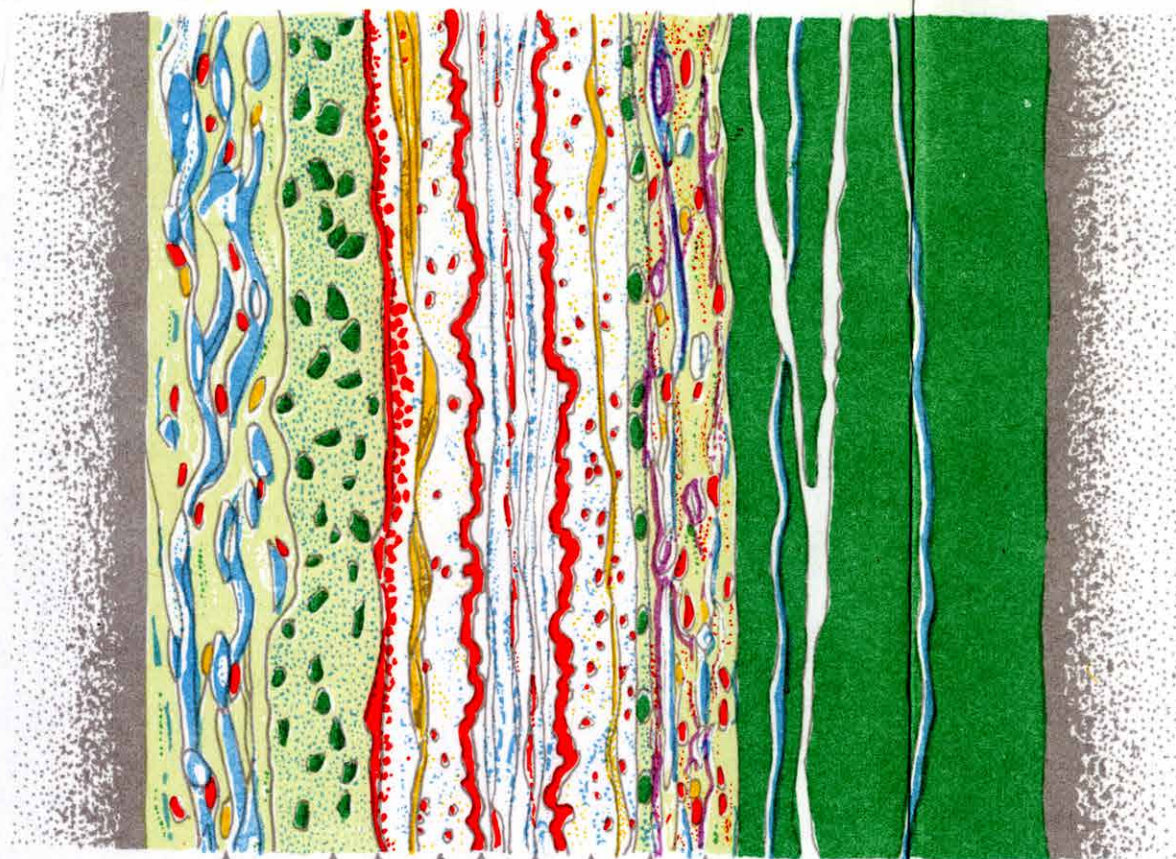
200-as szint

A Károly-telér szerkezete a „Károly-haránt” irányvágatban

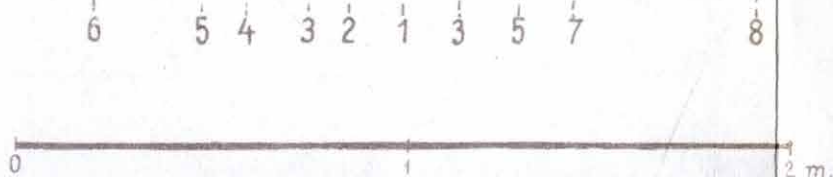


- 1 breccás—geodás rész, kalcitkristállal bélelt üregekkel (2. és 5. periódus).
- 2 tömeges kvarcit, breccás (2. periódus).
- 3 durva-szalagos kvarcitos rész (2. periódus).
- 4 finom-szalagos rész, törmelékes (kvarccal); (3. periódus)
- 5 érc (sűrűn hintett ZnS + PbS, és összefüggő ZnS-zsinór) (3. periódus).
- 6 fehér—fekete kalcitos kokárdás rész (5. periódus).
- 7 mellékkőzet: kovás, zöldkövesedett, összetört andezit, kvarc- és kalcitzzsinórokkal.

A Károly-telér szerkezete az „Akna mögötti szoros vágat” 26·20. m-ében (a nagy vetődés után 11·80 méternyire É-ra)

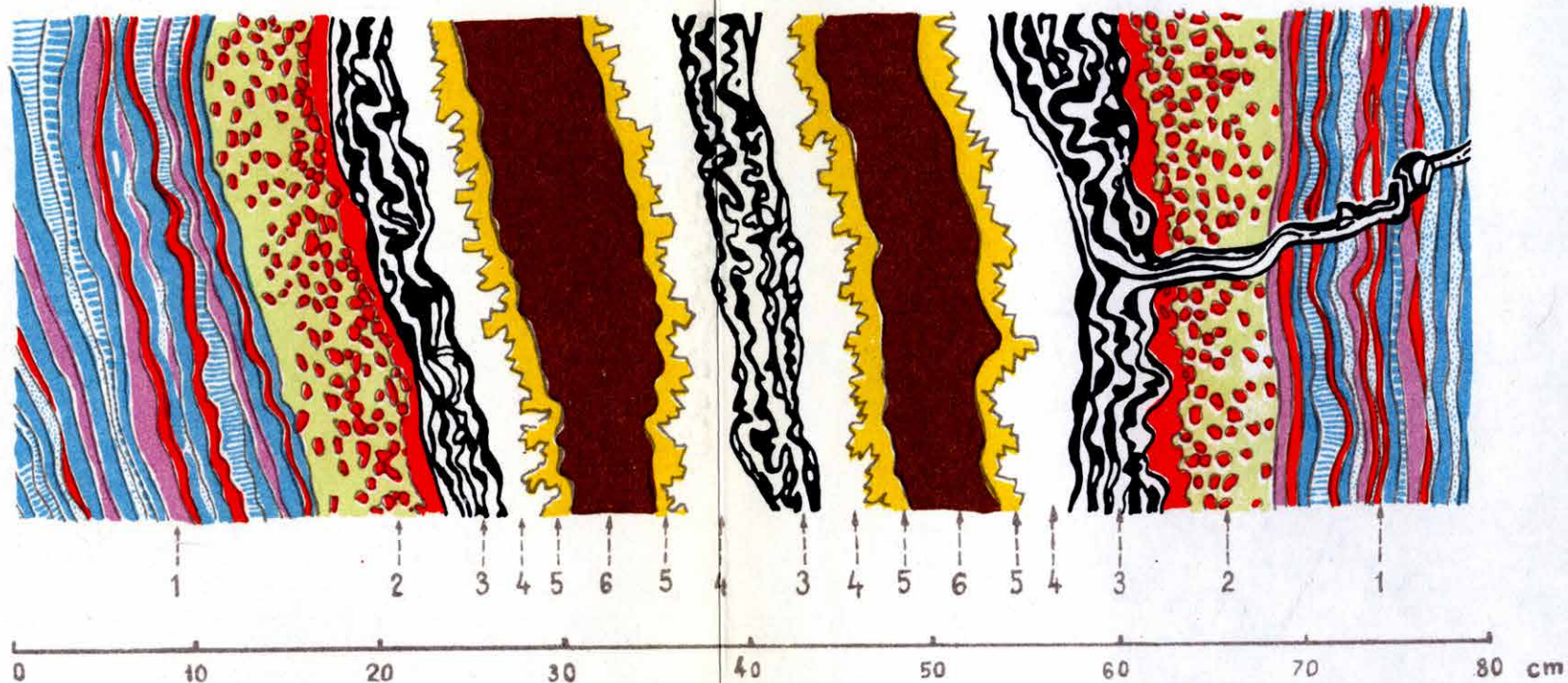


1. fehér kriptokristályos, szalagos kvarc, igen gyér érc-cel (3. periódus).
2. érces zsinór (szfalerit, kevés galenit) (3. periódus).
3. limonitos festődésű breccsás, kvarcos szalag, hintett pettyes érc-cel (szfalerit, kevés galenit) (3. periódus).
4. hintett pettyes érc feldúsulása (3. periódus).
5. durvabreccsás rész (kovás), zöldkövesedett elbontott mellékközet-darabokkal, gyér érchintessel (2. periódus).
6. erősen zöldkövesedett és kovásodott (méregzöld színű) rész, kvarcos lencsékkel, drúzakkal és szalagokkal, galenit, szfalerit, kalkopirit fészkekkel (2. periódus).
7. ugyanaz, mint 6., kissé limonitos festődéssel, több ércfészkekkel és ametisztel (2. és 6. periódus).
8. mellékközet: bontott andezit (-tufa?), válllapokon dús pirit-vertezéssel, kvarc- és kalcit-zsinórokkal (2. és 5. periódus).



A Károly-telér karbonátos-kvarcos-érces részlete a „Károly-haránt” É-i vágat 29. m-ében

(az ércet követő karbonátos alkotórészek sorrendjének bizonyítéka)

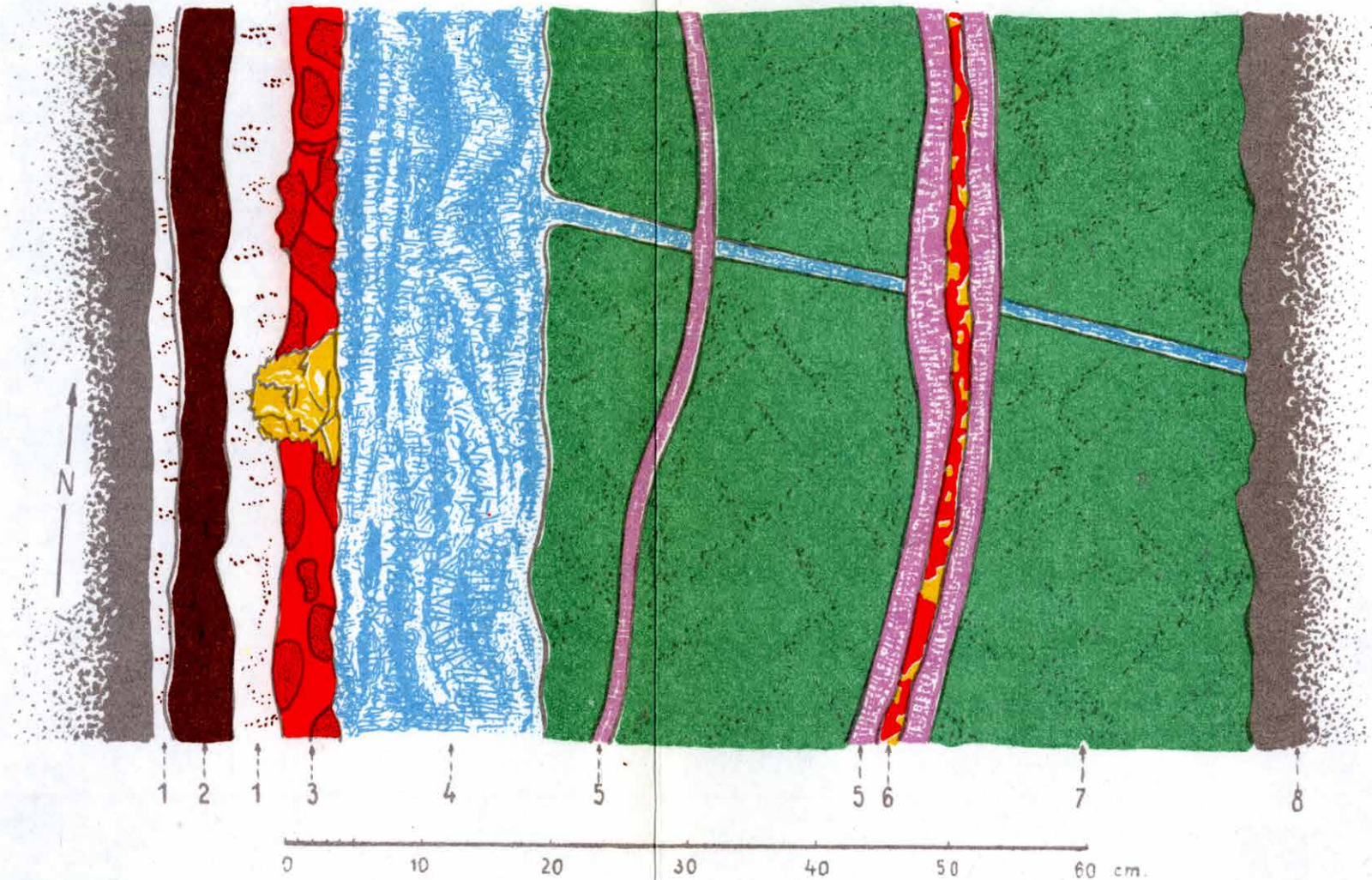


1. kalcedonos-kvarcos vékonyszalagos rész, keskeny érces (főleg szfalerites) zsinórokkal (3. periódus).
2. galenittel hintett pettyes kaolinos ércököt, a kaolint rézsók zöldre festették (3. periódus).
3. fehér és fekete kalcit-együttes, kokárdás kifejlődésben (5. periódus).

4. vastag fehér kalcit (5. periódus).
5. kalkopirit, pirit, markazit (5. periódus).
6. barnára színeződött kalcit (5. periódus).

Ivesen kiágazó ametiszt-zsinórok a „Károly-haránt É-i” vágat 47. m-ében

(ívhosszak: 3–3.5 m)



1. fehér kalcit (5. periódus).
2. barna kalcit (5. periódus).
3. érc (galenit, szfalerit), helyenként gumós pirit-kalkopirit-fészkekkel (3. periódus).
4. tömör kriptokristályos kvarc (2. periódus).

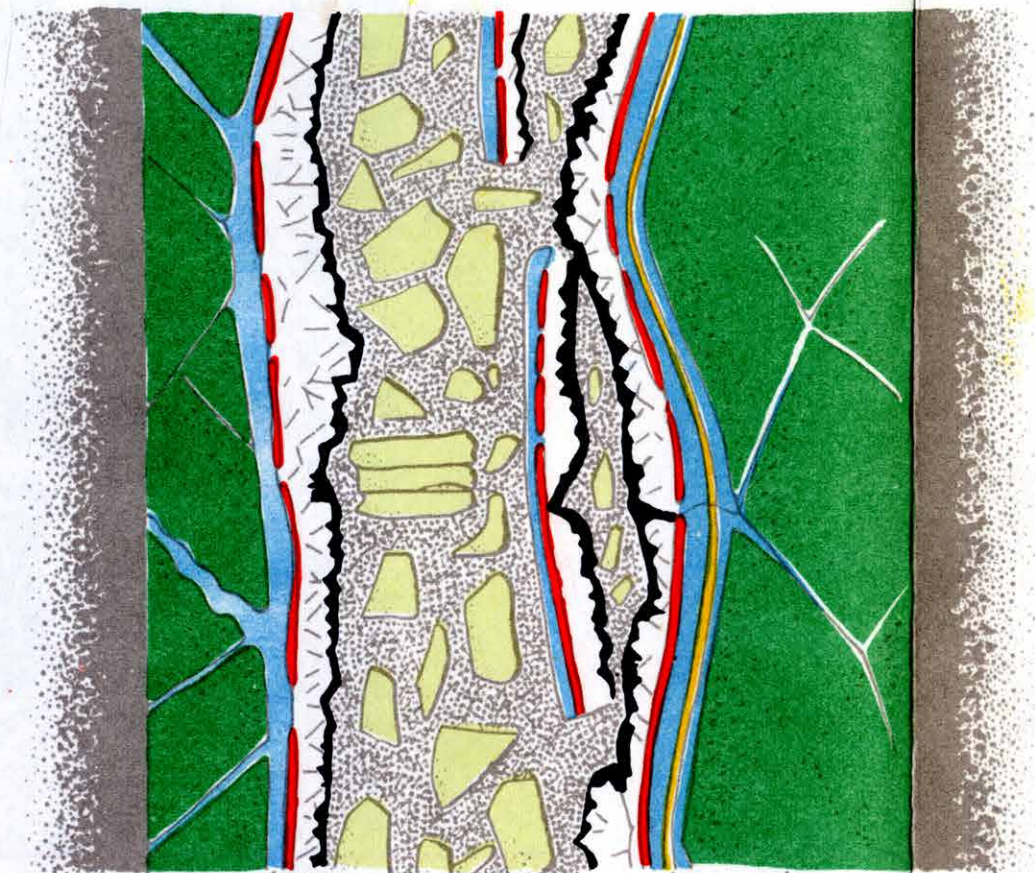
5. élénk ibolyaszínű ametiszt (6. periódus).
6. érc (kalkopirit, szfalerit) (6. periódus).
7. mellékkőzet: piroxénandezit (pirites).
8. vágat-oldal.

Az Aranybányabérc-telér szerkezete az „Aranybányabérc D-i” vágatnak a Péter-Pál irányvágattól mért 105. m-ében

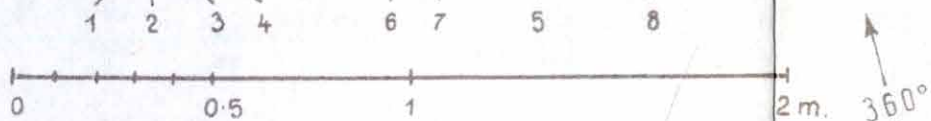


1. tömör, kristályos kvarc, ércpettyes sávokkal és fekete-kalcit szegéllyel.
2. sűrűszalagos ametiszt, kalcedon és érc:
3. pirit-kalkopirit töredék.
4. ametiszt és kloritos kvarc.
5. fekete, fehér, barna és rózsaszínű kalcit, kokárdás rajzolattal.
6. kaolin, durva ércpettyekkel
7. finomszalagos kvarc, kalcedon, ametiszt, klorit és érc.
8. tömör, kristályos kvarc.
9. kvarc ametiszttel, érces zsinórokkal.
10. finom kokárdás-csipkés, fehér, rózsaszínű és sárga kalcit.
11. kötőanyag: szürkésfehér kaolin.
12. teljesen kaolinodott mellékkőzet, pirit-erekkel és pirit-hintéssel.

Az 1600-as telér szerkezete az „1600-as É-i” vágatnak az Altárótól mért 23. m-ében

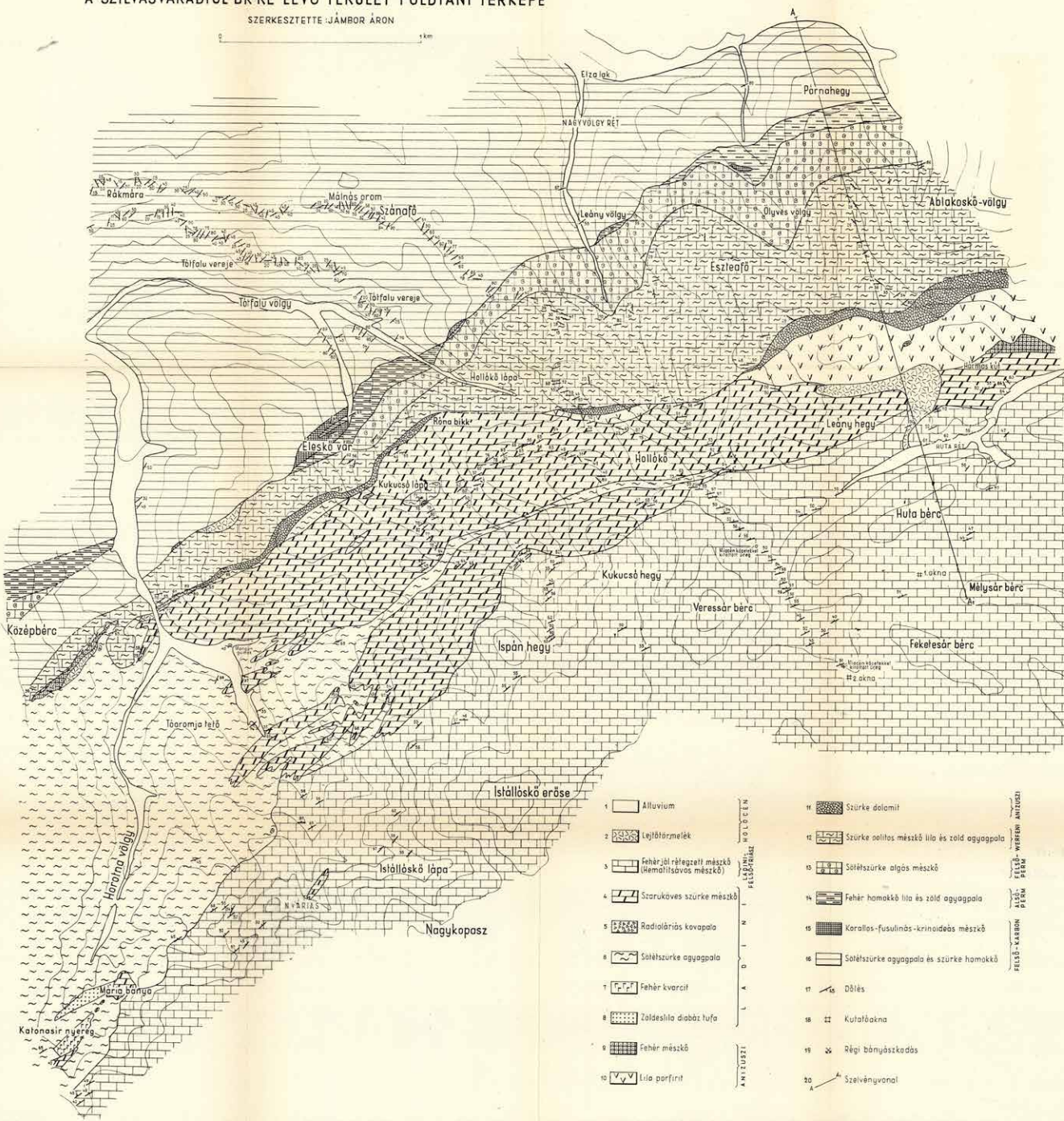


1. tömör, kristályos kvare (4—5 cm) (2. periódus).
2. szfalerit-zsinór (1 cm) (2. periódus).
3. nagykristályos fehér kalcit (4—10 cm) (5. periódus).
4. fekete-kalcit szegély (0,5—1 cm) (5. periódus).
5. pirit-zsinór (0,5—1,5 cm) (2. periódus).
6. elbontott mellékközet-töredékek (5. periódus).
7. fekete-fehér kalcitos, aprókristályos beagyazó anyag (5. periódus).
8. mellékközet: közepesen bontott andezit.



A SZILVÁSVÁRADTÓL DK-RE LEVŐ TERÜLET FÖLDTANI TÉRKÉPE

SZERKESZTETTE: JÁMBOR ÁRON

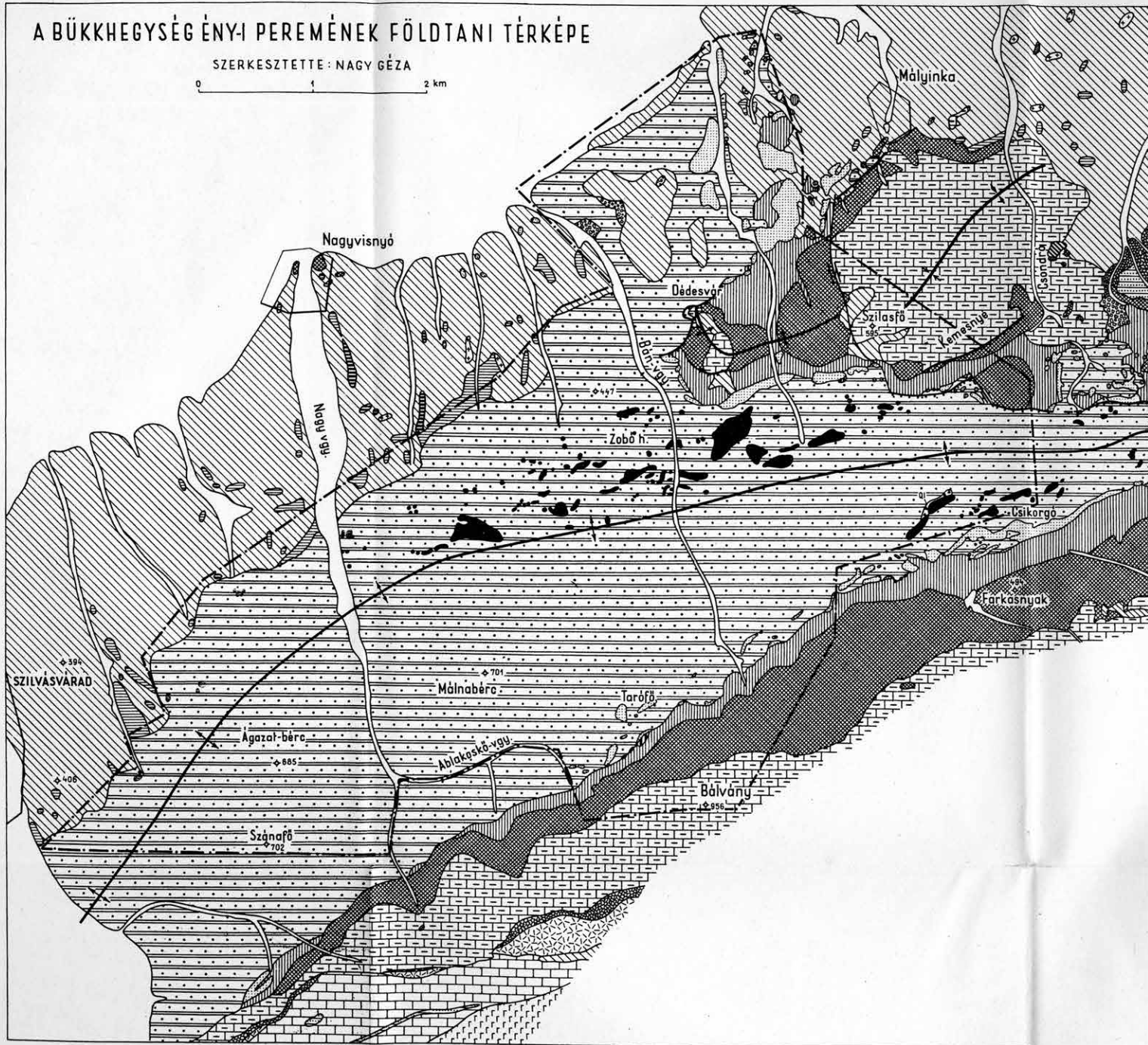


- | | | | |
|----|--|----|--|
| 1 | Alluvium | 11 | Szürke dolomit |
| 2 | Lejtőtörmelék | 12 | Szürke oolitos mészkő lila és zöld agyaggala |
| 3 | Fehérlát rétegzett mészkő (hematit-savas mészkő) | 13 | Sötétszürke algos mészkő |
| 4 | Szarkóköves szürke mészkő | 14 | Fehér homokkő lila és zöld agyaggala |
| 5 | Radialáris kavapala | 15 | Karallás-fusulinás-krinoidos mészkő |
| 6 | Sötétszürke agyaggala | 16 | Sötétszürke agyaggala és szürke homokkő |
| 7 | Fehér kvarcit | 17 | Dőlés |
| 8 | Zöldeslila diabáz tufa | 18 | Kutatóakna |
| 9 | Fehér mészkő | 19 | Régi bányászakadás |
| 10 | Lila porfir | 20 | Szélvénymutató |

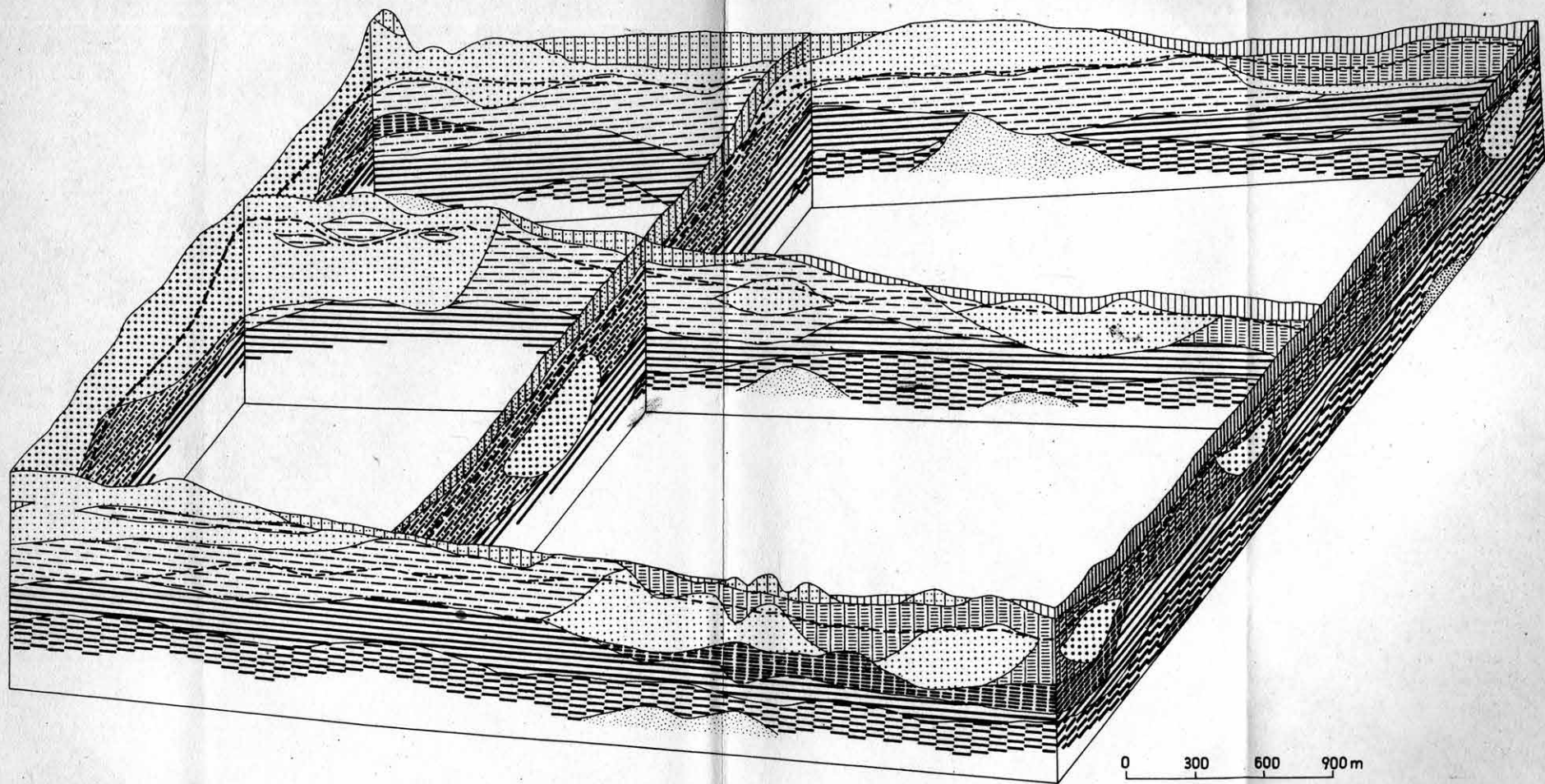
A BÜKKHEGYSÉG ÉNYI PEREMÉNEK FÖLDTANI TÉRKEPE

SZERKESZTETTE: NAGY GÉZA

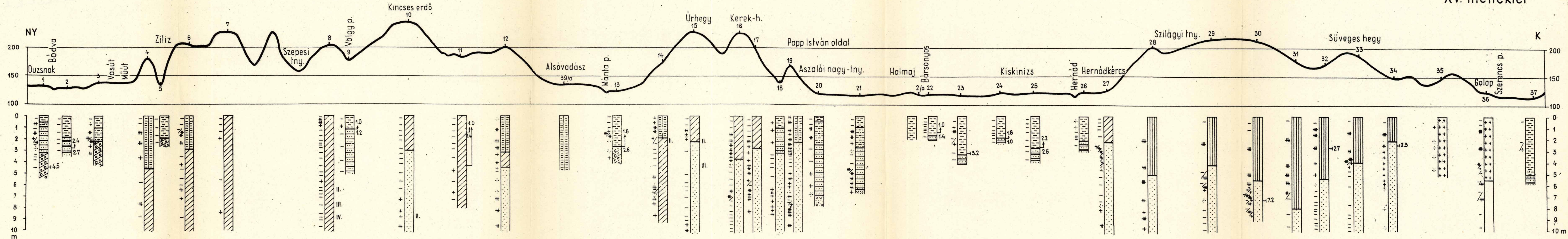
0 1 2 km

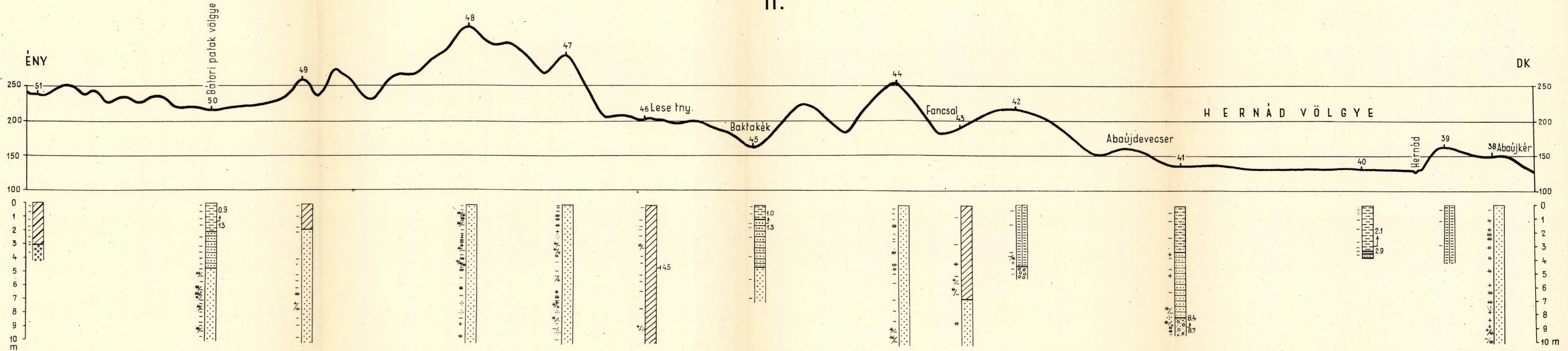


- | | | | |
|----|---|----------------|-----------------|
| 1 | Valgykitöltés | } Holocén | } Negyedkor |
| 2 | Lejtőormelék | | |
| 3 | Barna föld | } Pleisztocén | } HARMADIDŰSZAK |
| 4 | Andezittufa | | |
| 5 | Foraminiferás, tufás agyag | } Miocén | } K |
| 6 | Középső riolitufa | | |
| 7 | Homok, agyag, barnaköszén | | |
| 8 | Transzgressziós alapkavics | } E | } S |
| 9 | Szürkésfehér mészkő | | |
| 10 | Sötétszürke agyagpala, homokkő | } Ladini em. | } A |
| 11 | Szürke, lemezes mészkő | | |
| 12 | Fehér, jól rétegzett mészkő | } Középső- | } I |
| 13 | Porfirit, diabáz és tufája | | |
| 14 | Szürke dolomit | } Anizuszi em. | } R |
| 15 | Szürke oolitos mészkő, lila és zöld pala | | |
| 16 | Fekete mészkő | } Werfeni em. | } T |
| 17 | Lila, zöld és fehér agyagpala, homokkő | | |
| 18 | Korallal, brachiopodás, fusulinidás szürke mészkő | } Felsőperm | } P |
| 19 | Szürke, fekete, préselt krinoidás mészkő | | |
| 20 | Lidites kvarc-konglomerátum | } Alsóperm | } E |
| 21 | Sötétszürke szericites- és homokkőpala | | |
| 22 | Elnyiródás | } KARBON | } F |
| 23 | Rátolódás | | |
| 24 | Antiklinális tengely | } Középső- | } Felsőkarbon |
| 25 | Szinklinális tengely | | |
| 26 | Saját felvétel határa | | |

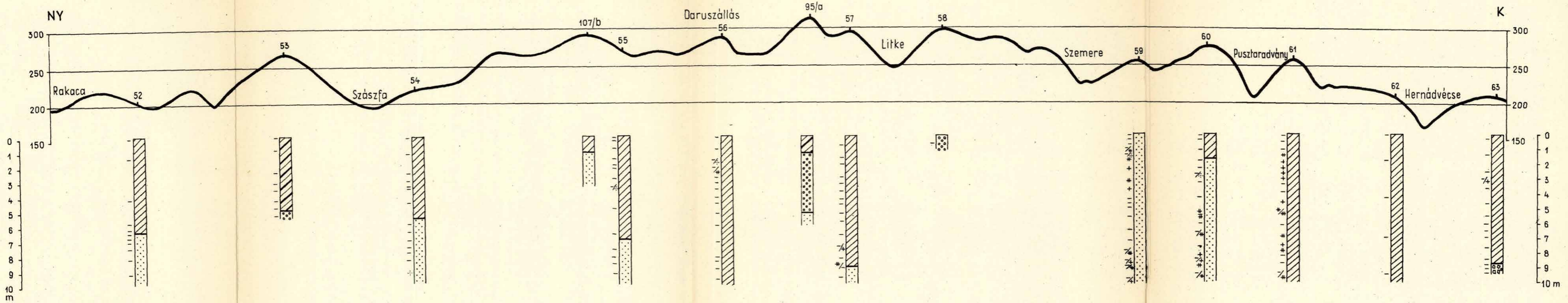


- | | | | | | |
|---|--|----------------------------|----|--|---------------------------|
| 1 | | Újholocén szikes lösziszap | 6 | | Pleisztocén agyagos lösz |
| 2 | | Óholocén iszapos löszanyag | 7 | | Pleisztocén agyag |
| 3 | | Óholocén löszös homok | 8 | | Pleisztocén iszap |
| 4 | | Óholocén folyami homok | 9 | | Pleisztocén folyami homok |
| 5 | | Pleisztocén homokos lösz | 10 | | Talajvíz nyugalmi szintje |





III.

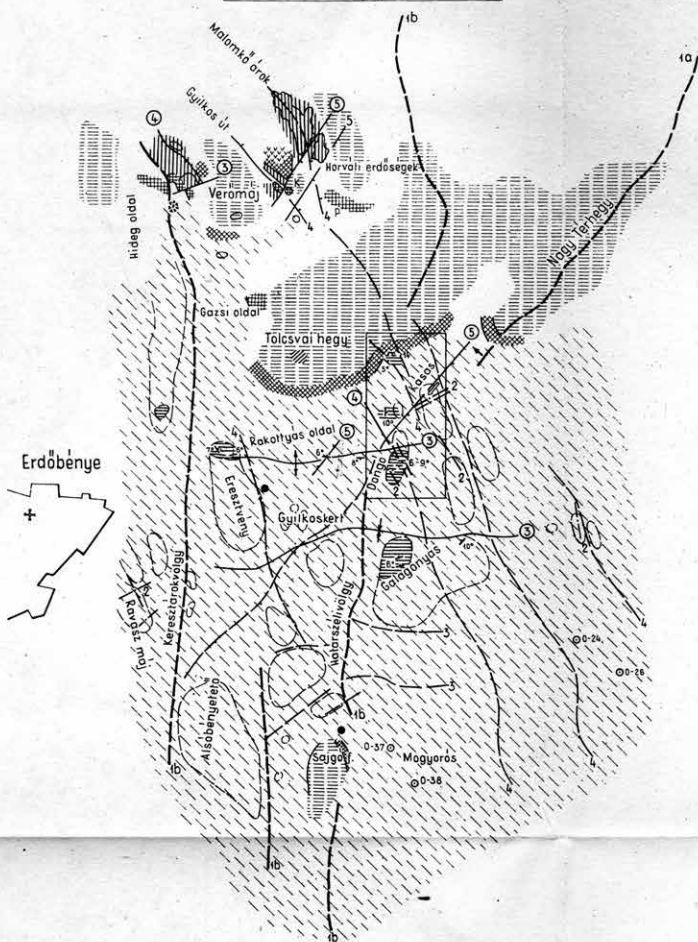


- | | | | |
|---|--|--|---|
| 1 Pannóniainál idősebb üledékes kőzetek | 7 Középleisztocén agyag | 12 Óholocén öntéshomok, -iszap, -agyag | 18 Mésztelen |
| 2 Pannóniainál idősebb eruptív kőzetek | 8 Középleisztocén vörösbarna agyagos, váljogós lösz | 13 Óholocén homoklisztes iszap | 19 Gyengén |
| 3 Pannónia rétegek | 9 Felsőpleisztocén kavics | 14 Újholocén kavics | 20 Erősen |
| 4 Ópleisztocén kavics | 10 Felsőpleisztocén lösz | 15 Újholocén öntéshomok, -iszap, -agyag | 21 Nagyon erősen |
| 5 Ópleisztocén vörös agyag | 10/a Felsőpleisztocén lejtőtörmelék | 16 Újholocén réti agyag | } meszes |
| 6 Alsó-és középleisztocén lejtőagyag, nyirok | 11 Óholocén kavics | 17 Újholocén szikes agyag és iszap | |
| | | | 22 A talajvíz jelentkezési szintje |
| | | | 23 A talajvíz emelkedése a fűrőlyukban |
| | | | } számérték méterben |
| | | | |

I. A TOLCSVAI-HEGY KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI TÉRKEPE

Földtanilag térképezte: Moldvay Lóránd

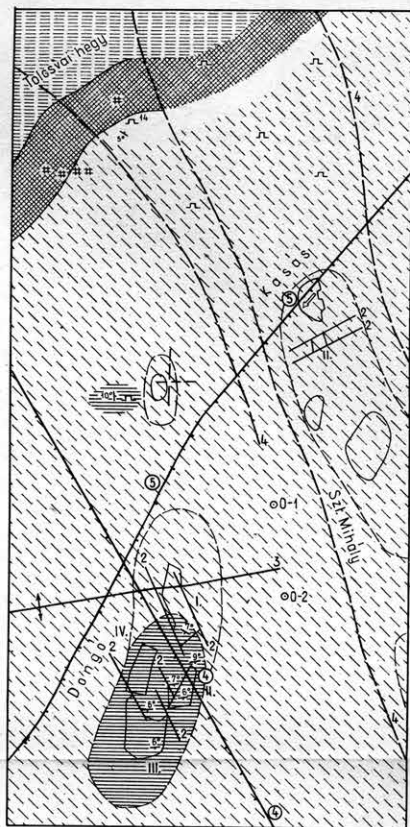
0 1 2 km



II. A DONGÓI BÁNYÁK KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI TÉRKEPE

Földtanilag térképezte: Moldvay Lóránd

0 100 200 300 400 m



- a Horzsköves riolitúfa (főmezes, vastagpados és rétegzeti)
- b Tavi hordalékúfa, (kőszenes)
- c Tavi hordalékúfa
- d Kristályos riolitúfa
- e Horzsköves riolit
- f Perlités riolit
- g Litofizás észsferolitós riolit
- h Szferralitós riolit
- i Folyósos riolit
- j Terasz kavics Alsó pleisztocén
- k Kovásodott tufa

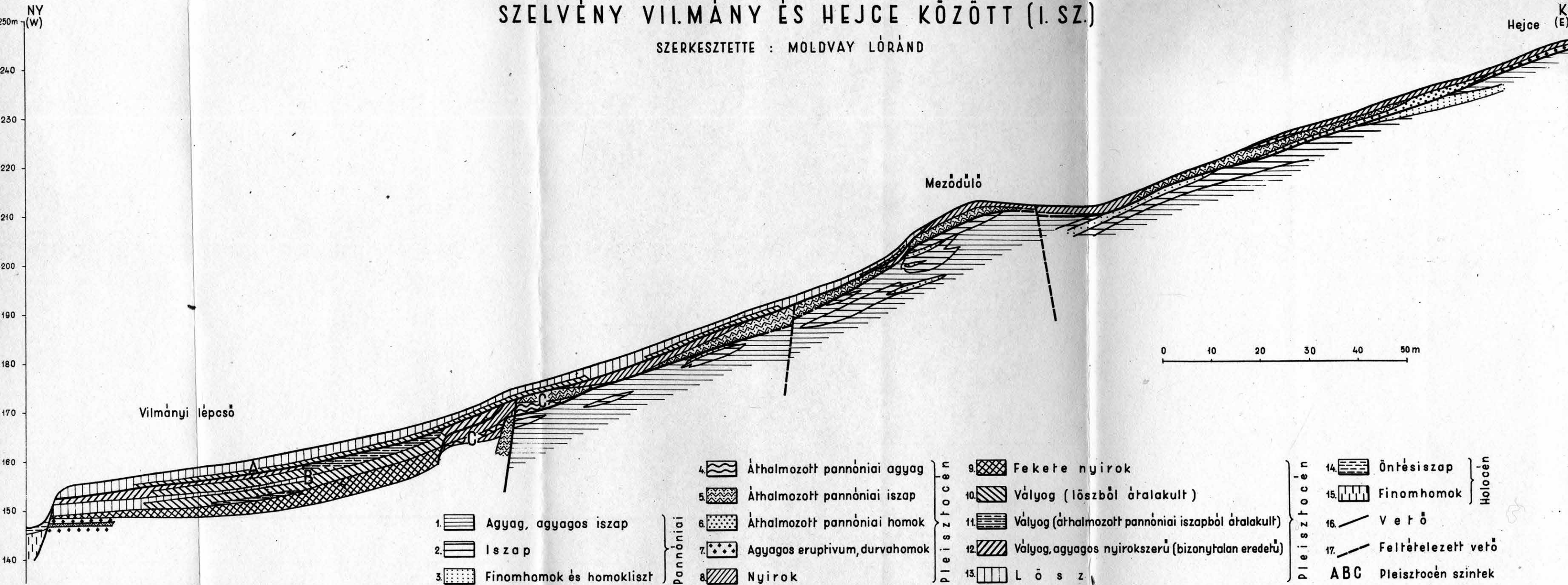
Felső-szarmata—(alsó pannóniai)

- l₁ Fontosabb kibúvás határa
- l₂ Kinyomozott képződményhatár
- m Feltáratlan terület
- 1a Magmafelnyomulások törés (nyomott törésként kiújult)
- 1b Magmafelnyomulások törés (tagulások törésként kiújult)
- 2 Litoklázis mérésponntal
- 3 Törődásos törés ill. vetődés rétegboltozattal és rétegtékával
- 4 Tagulások törés ill. vetődés
- 5 Nyomott törés ill. vetődés
- 6 Feltáratlanban észlelt vető feltételezett meghosszabbítással
- 7 Ismeretlen jellegű törés

- 8 Rétegdőlés
- 9 Oldali lesiklás iránya
- 10 Kijútlási kapcsolat
- 11 Idézett feltáras
- 12 Fúrás
- 13 Kutatóárokna
- K Kishegy
- P Pokalkút
- 14 I., II., stb. — dongói és kásai bányák
- 15 5.000-es térkép területe

SZELVÉNY VILMÁNY ÉS HEJCE KÖZÖTT (I. SZ.)

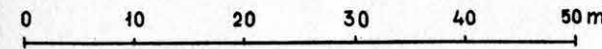
SZERKESZTETTE : MOLDVAY LÓRÁND



Vilmányi lépcső

Meződülő

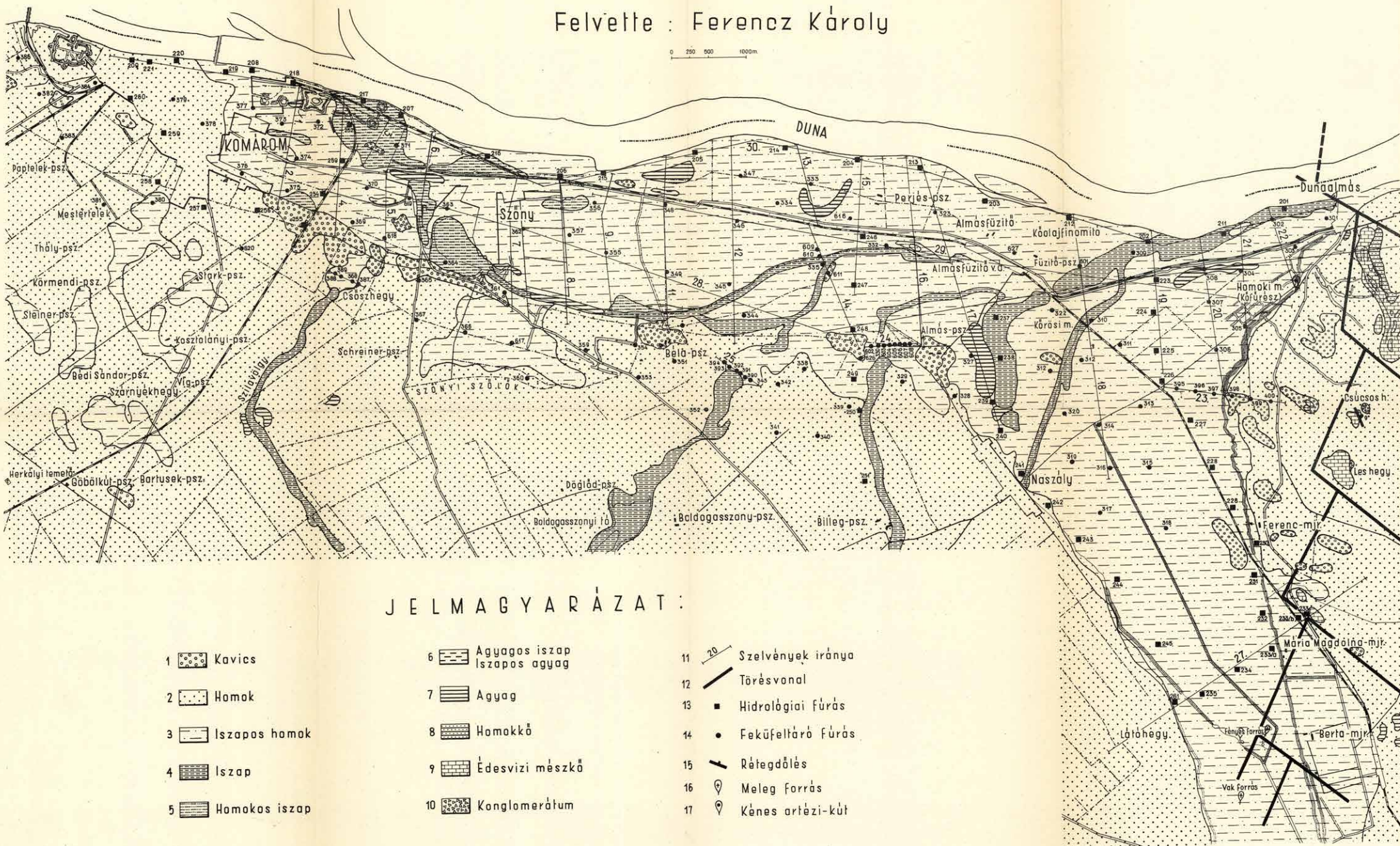
Hejce K (E)



- | | | | | | | |
|------------------------------|-------------|-----------------------------------|---------------|--|-------------------------|-----------------|
| 1. Aggag, agyagos iszap | } Pannóniai | 4. Áthalmazott pannóniai agyag | } Pleisztocén | 9. Fekete nyirok | } Holocén | |
| 2. Iszap | | 5. Áthalmazott pannóniai iszap | | 10. Vályog (lőszből átalakult) | | 14. Öntésiszap |
| 3. Finomhomok és homokliszt | | 6. Áthalmazott pannóniai homok | | 11. Vályog (áthalmazott pannóniai iszaptól átalakult) | | 15. Finomhomok |
| | | 7. Agyagos eruptivum, durvahomok | | 12. Vályog, agyagos nyirokszerű (bizonytalan eredetű) | 16. V e t ő | |
| | | 8. Nyirok | | 13. L ő s z | 17. Feltételezett vető | |
| | | | | | ABC Pleisztocén szintek | |

SZÖNY ÉS KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI TÉRKÉPE

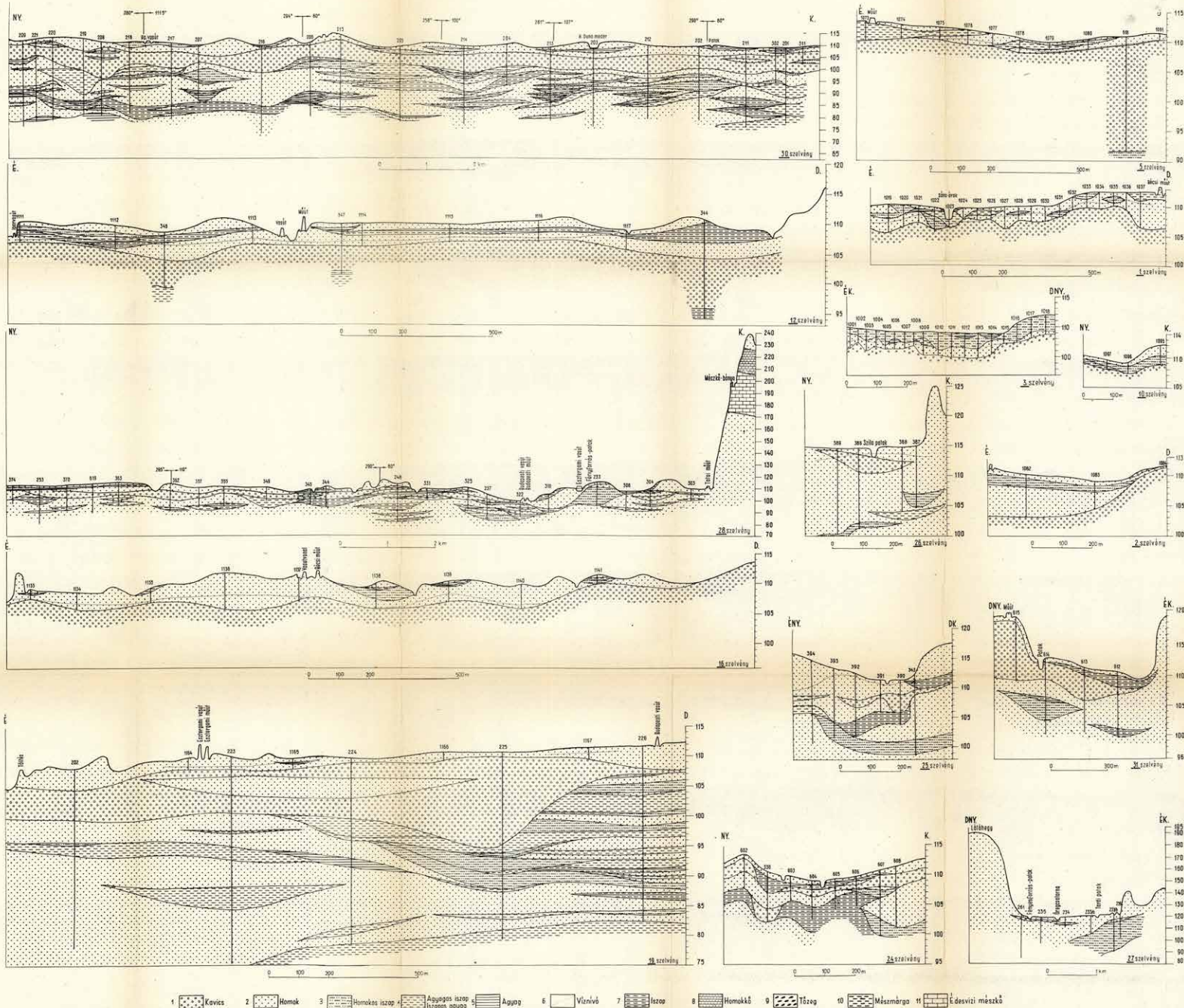
Felvette : Ferencz Károly



SZÖNY ÉS KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI SZELVÉNYEI

(SZELVÉNYEK HELYÉT LÁSD A XXI. SZ. MELLÉKLETEN)

SZERKESZTETTE: FERENCZ KÁROLY

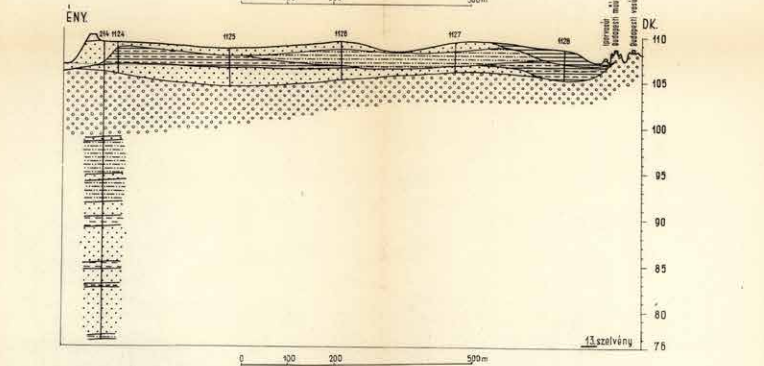
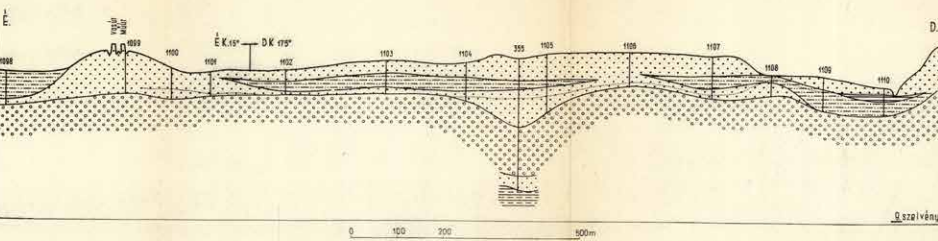
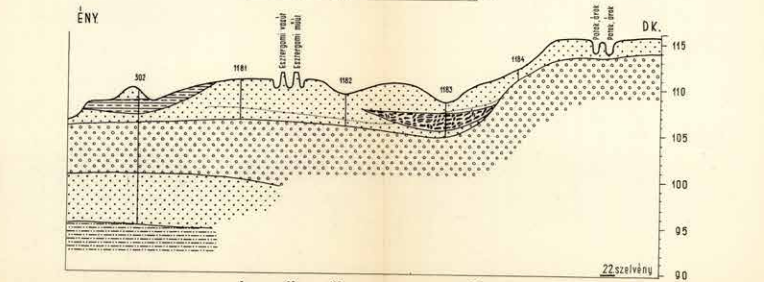
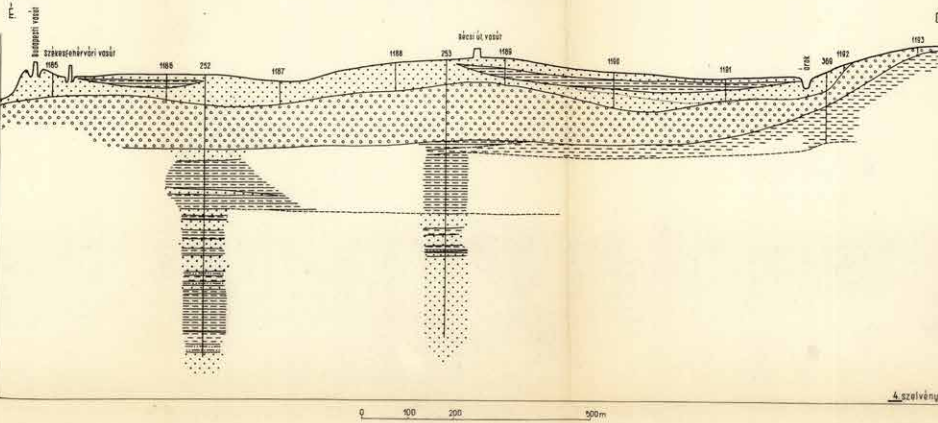
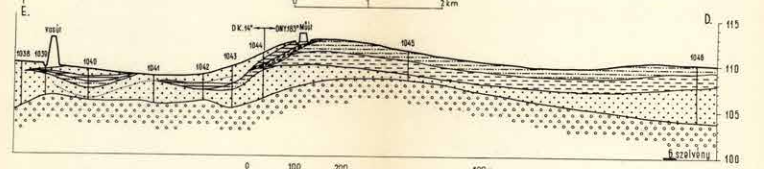
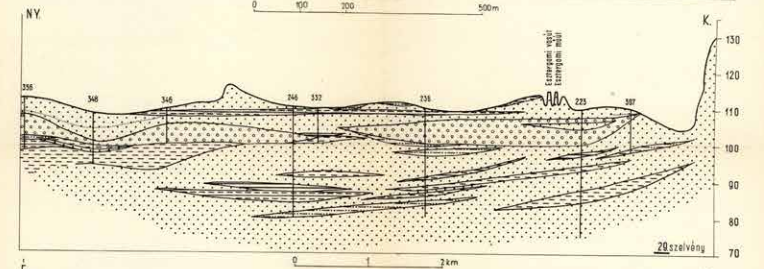
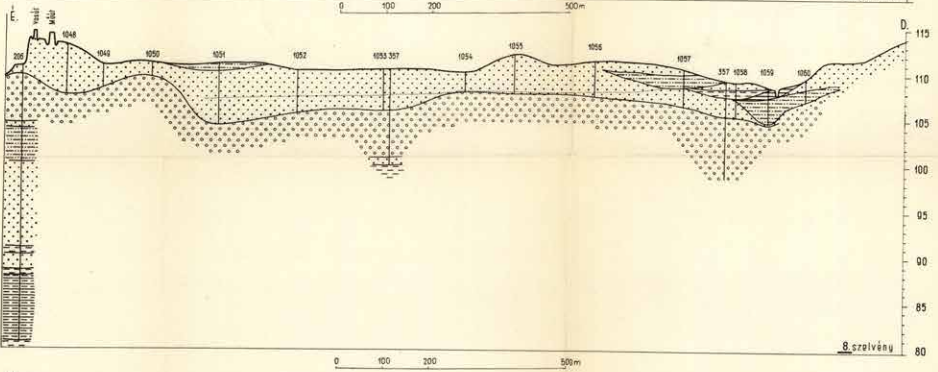
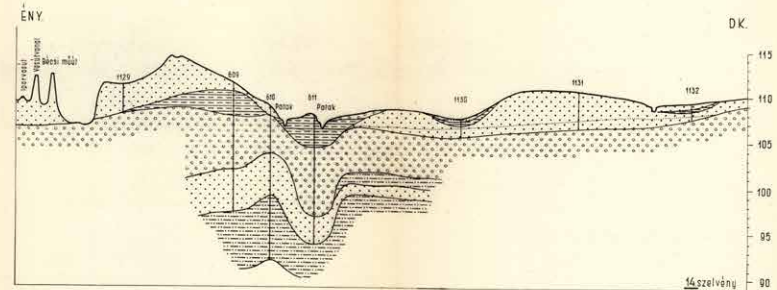
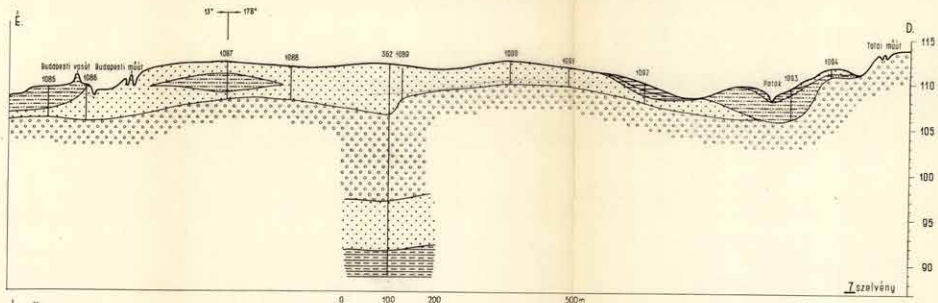


SZÖNY ÉS KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI SZELVÉNYEI

(SZELVÉNYEK HELYÉT LÁSD A XXI.SZ. MELLÉKLETEN)

SZERKESZTETTE: FERENCZ KÁROLY

XXIII. melléklet

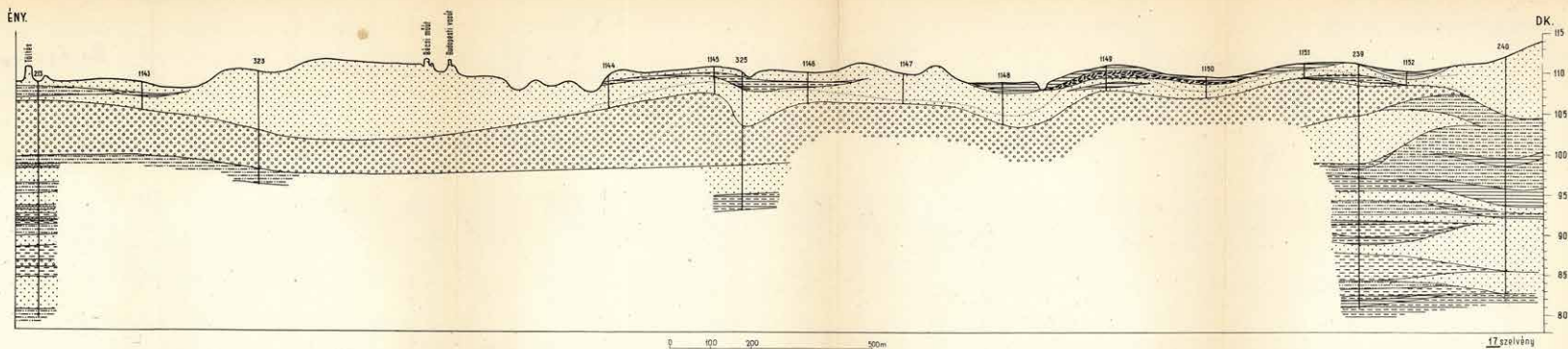
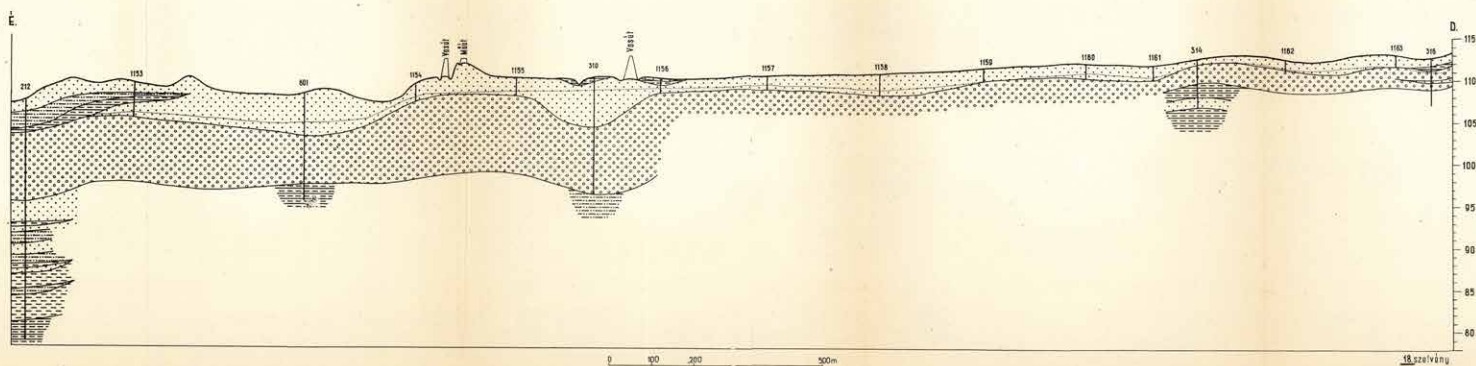
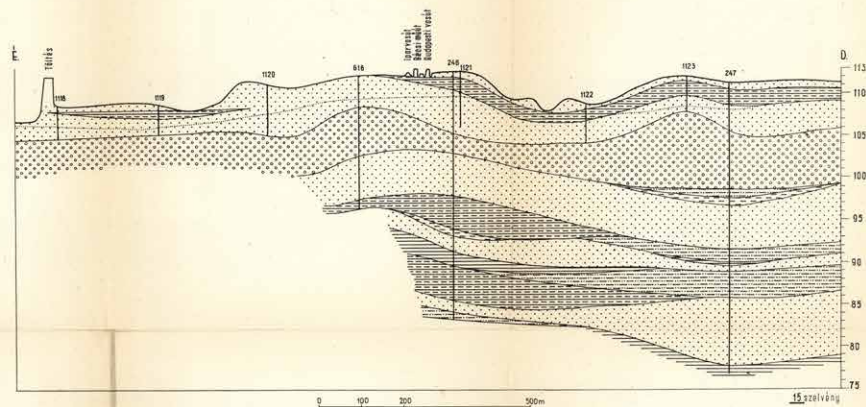
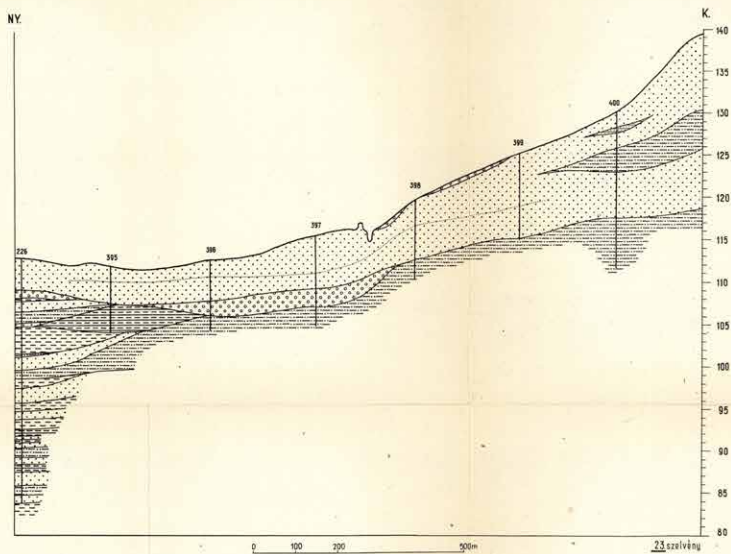


SZÖNY ÉS KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI SZELVÉNYEI

(SZELVÉNYEK HELYÉT LÁSD A XXI.SZ. MELLÉKLETEN)

XXIV.sz melléklet

SZERKESZTETTE: FERENCZ KÁROLY

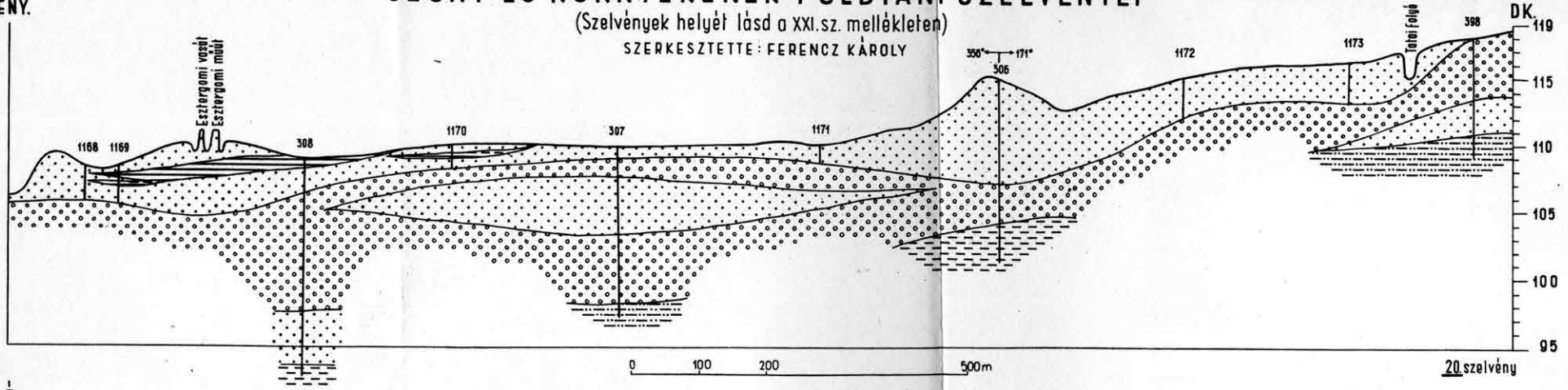


SZÖNY ÉS KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI SZELVÉNYEI

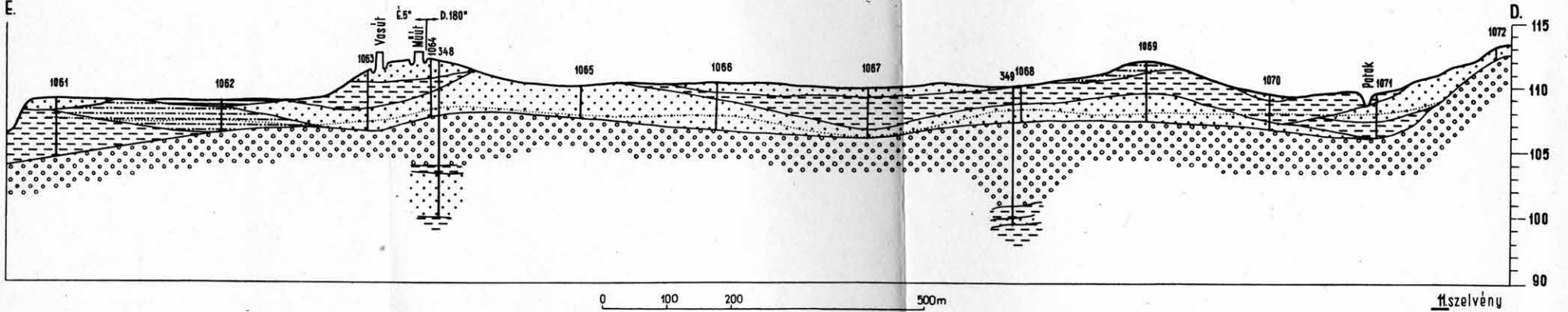
(Szelvények helyét lásd a XXI.sz. mellékleten)

SZERKESZTETTE: FERENCZ KÁROLY

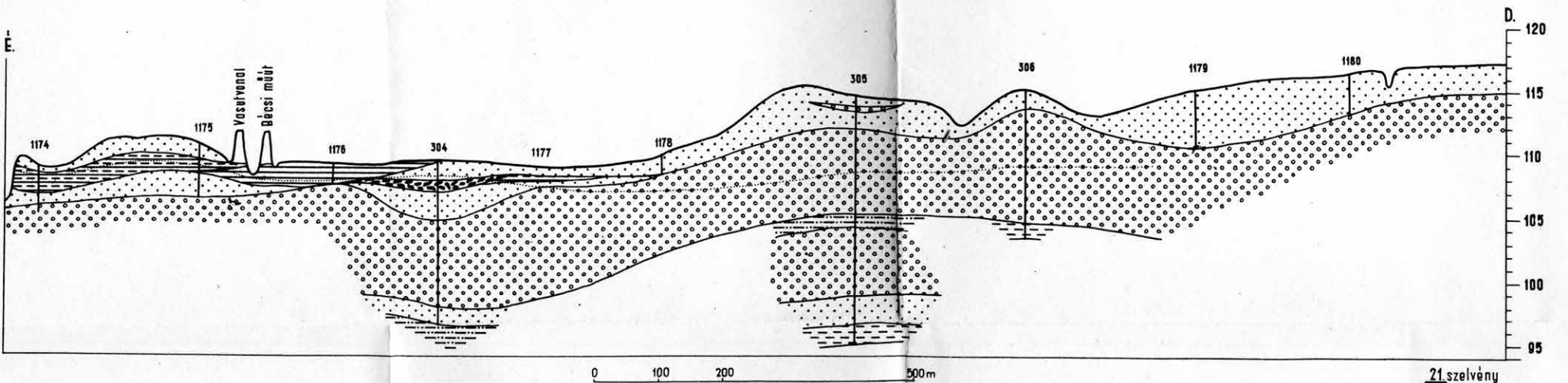
ÉNY.



É.



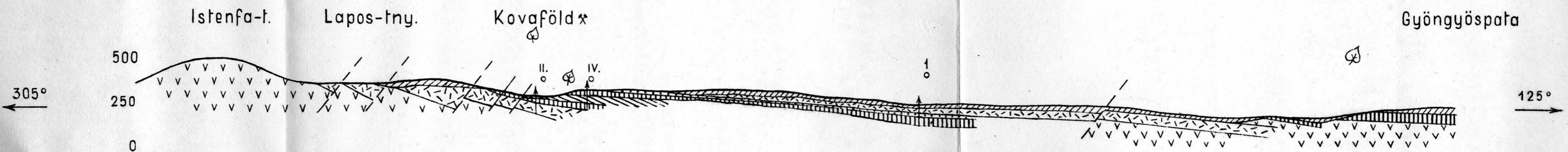
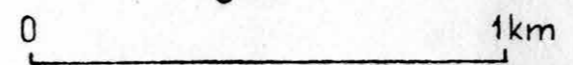
É.



Jelmagyarázat a XXII.sz. mellékleten

A GYÖNGYÖSPATAI MEDENCE FÖLDTANI SZELVÉNYE

Hajós M.



1 Hordalék, lejtőtörmelék, lösz, nyirok, homok

2 Lemezes mészkő

3 Kovaföld-limnokvarcit

4 Riolittufa

5 Andezittufa, agglomeratum

6 Piroxenandezit

7 Feltételezett vető

8 Bemért vető

9 Fúrás helye

10 Levélmaradványos lelőhelyek