

ANNALES INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



1869—1959

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVKÖNYVE

XLIX. KÖTET 4. (ZÁRÓ) FÜZET

A BUDAPESTI NEMZETKÖZI
MEZOZÓOS KONFERENCIA
ELŐADÁSAI



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1961

Lektorok:

BÁRDOSSY GYÖRGY és PANTÓ GÁBOR

A kéziratokat átnézte:

SZABÓNÉ DRUBINA MAGDA

Technikai szerkesztő:

GERGELYFFY LÁSZLÓNÉ

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Pék Gyula — Ívterjedelem: 16,45 (A/5), 84 ábrával + 12 offs. mell

Példányszám: 600 — Azonossági szám: 40399

61/23682. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi u. 28.

TARTALOM

Gazdaságföldtan

BARNABÁS K.: A magyarországi kréta bauxitelőfordulások rétegtani helyzete	807
BÁRDOSSY GY.: Adatok a cserszegtomaji kaolinites tűzálló-agyag telepek ismeretéhez	825
BÁRDOSSY GY.: A magyar bauxit összetételének és keletkezésének kérdései	815
BENESZLAVSZKIJ, SZ. I.: A Szovjetunió mezo- és kainozóos bauxitjainak eredete és keletkezési körülményei	959
BROD, I. O.: Az Azov—Kubán-i és a Középső-Káspi medence mezozóikumának kőolaj- és földgáztartalma	975
KERTAI GY.: A mezozoikum kőolajföldtani jelentősége	847
LÁDA Á.: A mecsekhegységi liász kőszén komplex vizsgálata és telepazonosítása	855
LÁDA Á. — NAGY E.: Rétegazonosítás a pécs-vasasi kőszénvonulatban Phyllopoda-fajok alapján	861
MÉSZÁROS M.: A perkupai gipsz-anhidrit előfordulás földtani viszonyai ...	939
PAÁL Á.-NÉ: Az ajkai kréta kőszéntelepek kőszénkőzettani vizsgálatának eredményei	871
SZABÓNÉ DRUBINA M.: A bakonyi liász mangántelepek	951

GAZDASÁGFÖLDTAN

A MAGYARORSZÁGI KRÉTA BAUXITELŐFORDULÁSOK RÉTEGTANI HELYZETE

BARNABÁS KÁLMÁN
(Budapest)

A bauxit helyzete a magyarországi mezozoós rétegsorban

A bauxit mezozoós rétegsorunk jelentős képződménye. Keletkezése a krétaidőszakra esett, s a bauxitképződés térszínét többnyire triász és júra rétegek alkották. Települése kéregmozgást és ezzel kapcsolatos tartós lepusztulást jelez, kifejlődése pedig sajátos fáciest képvisel, ami az ősföldrajzi viszonyokra vonatkozólag fontos következtetéseket tesz lehetővé.

Hazánkban a bauxit tanulmányozása több évtizedes múltra tekint vissza, és különösen fellendült az utolsó évtizedben a bauxitkutatás nagymértékű növekedésével.

Számos tanulmány tárgya volt többek között a magyar bauxit korának kérdése. Nehézséget és sok bizonytalanságot okoz, hogy jelentősebb fauna- és flóramaradványok ez ideig csak a halimbai bauxitösszletből kerültek elő (2, 4). Egyébként a földtani korra csak a fedő- és fekéretek alapján tudunk következtetni, melyek között viszont többnyire jelentős a rétegtani korkülönbség, ami a közelebbi kormeghatározást bizonytalanná teszi. Nehézséget okoz továbbá, hogy az eredeti bauxitképződmény helyenként utólag áthalmazódott, s így a rétegtani helyzet nem mindig fedi a bauxitképződés korát.

A feké mindenütt dolomit vagy mészkő, többnyire felső-triász, ritkábban júra, és csak kivételesen krétaidőszaki. A feké felszíne a bauxit alatt mindenütt karsztosan erodált. A fedő túlnyomórészt kréta vagy eocén korú s ezek lepusztulása után csak ritkán eocénnél fiatalabb harmadidőszaki képződmény. A magyarországi bauxitelőfordulások között vannak olyanok, amelyek rétegtani helyzetük alapján az alsó-krétára rögzíthetők, továbbá olyanok, amelyek ugyancsak a rétegsorban elfoglalt helyzetük, a fedőképződménnyel való települési kapcsolatuk, vagy faunisztikai adatok alapján a felső-krétába helyezhetők (lásd 1. sz. táblázatot).

A magyarországi bauxit rétegtani helyzete

A b a u x i t			
feküje	kora	fedője	előfordulási helye
f. kréta (szenon): mészkő	f. kréta	a. eocén: agyag	Sümege (D-i Bakony)
a. kréta (apti): mészkő	f. kréta: turoni	f. kréta (szenon): agyag, márga	Ajka (D-i Bakony)
f. triász (karni-nóri): dolomit	f. kréta	f. oligocén: homokkő, agyag	Nagygyháza, Óbarok (Gerecsehegység)
f. triász (karni-nóri): dolomit	f. kréta	a. eocén: agyag	Mesterberek (Gerecsehegység)
f. triász (nóri): dolomit	f. kréta	a. eocén: agyag, mészkő	Gánt (Vérteshegység), Iszkaszentgyörgy (K-i Bakony), Szóc és Nyirád (D-i Bakony)
f. triász (nóri): dolomit és (raeti): mészkő	f. kréta: turoni	f. kréta (szenon): agyag, márga	Halimba (D-i Bakony)
f. júra (f. malm): mészkő	a. kréta: valangini	a. kréta (valangini-hauterivi): mészkő	Nagyharsány (Villányi-hegység)
f. triász (raeti): mészkő	a. kréta: barrémi	a. kréta (apti): agyag, márga	Alsópere (Északi-Bakony)

Az alsó kréta bauxit

Az Északi-Bakonyban Alsóperepuszta környékén, valamint a Villányi-hegység nagyharsányi rögében olyan bauxitelőfordulás ismeretes, amelynek fedője alsó-kréta képződmény. Nagyharsányon a bauxit kora az őslénytani adatok elégtelensége miatt némi fenntartással VADÁSZ E. és NOSZKY J. szerint a valangini emeletre korlátozható (8, 18). A feké ugyanis felső-malm mészkő, a fedő pedig olyan rétegösszetétel, amelyben különböző kutatók faunisztikai és fáciesalapon a valangini—barrémi emeletek képviselőjét látják.

Az alsóperei bauxit raeti emeletbeli, dachsteini mészkővön fekszik, fedője apti, munieriás—osztrakodás agyag és márga. A szomszédos zirc—lókúti területen a valangini és hauterivi emelet tengeri mészkő-fáciesben van meg, amely nem különbözik lényegesen a malm képződményektől. Jelentős hézag a tengeri üledékképződésben feljebb, az apti emelet felé mutatkozik: TELEGDY ROTH K. és VADÁSZ E. nézetével megegyezően a barrémi emeletbe kell tehát tenni azt a folyamatot, amelynek kapcsán az alsóperei területen az idősebb üledékeknek egészen a

dachsteini mészkő szintjéig való lepusztulása, majd a bauxit keletkezése végbement (15, 17).

Jelenlegi rétegtani ismereteink szerint tehát a magyarországi legidősebb bauxitképződés a kréta elején történt, amit a Bakonyban valamivel később, de még az apti emeletet megelőzően, egy másik bauxitképződési szakasz követett. Ósföldrajzilag ez annak a jele, hogy az újkimérisi orogenezis végső kihatásaként egyes dunántúli területek átmenetileg szárazulatként emelkedtek ki, s karsztosodó mészkőmagaslatokká alakultak. A kiemelkedést követő lassú süllyedés során szárazföldi üledéklarakódás következett be, a bauxitképződésnek kedvező klimatikus viszonyok mellett.

Nagyharsány térségében a bauxit csak szűk területre szorítkozik. Az alsóperei bauxitszint már lényegesen nagyobb elterjedésű, főleg a zirci szinklinóriumban, ahol az alsó-kréta képződmények nagy területen fejlődtek ki, bázisukon helyenként bauxittal. A szintet csak Alsópere, Tés és Dudar között képviseli ipari bauxit, míg DNY-on, Gyertyánkút környékén jobbra csak vörös agyag jelzi jelenlétét. Tovább DNY felé, hosszabb megszakítás után Urkút környékén mutatható ki ismét e szint, vörös bauxitos agyag alakjában, tűzköves liász mészkőfekűn, apti márga vagy requeniás mészkő alatt.

Nem azonos a két alsó-krétakori bauxitképződmény földtani települési formája sem. A nagyharsányi bauxit csak kis tömegű (10—40 m átmérőjű, 4—6 m vastagságú) fészkeket alkot a mérsékelt karsztosodott felületű fekűmészkővön, míg az alsóperei bauxit földtani elhelyezkedése telepszerű. Több egységben, 0,5—1,0 km² kiterjedésű, 1—9 m vastag tömegben takarja a fekűközet terjedelmes, karsztos mélyedéseit, egyes felső-kréta előfordulásaink településéhez hasonlóan. Ez arra vall, hogy a valagini bauxitképződés kisebb, a barrémi nagyobb méretű karsztos lepusztulás, illetve üledékfelhalmozódás mellett történt.

Alsó-kréta bauxit az erdélyi Biharhegységből is ismeretes, ahol az SZÁDECZKY GY. és ROZLOZSNIK P. (11, 13) vizsgálatai szerint malm mészkővön fekszik, és fedője alsó-kréta mészkő. Nemcsak rétegtanilag állítható párhuzamba a nagyharsányival, hanem fészekszerű települési módja és hasonló ásvány—közettani jellege alapján is.

Az alsó-kréta bauxitképződés kimutatható azonkívül a Dinári-hegységben is. Az isztriai Orsera környékén a bauxit olyan kövületmentes mészkőbreccsával kapcsolatos, amelynek kora a valanginire tehető, mint-hogy a fekű mészkőben D'AMBROSI, C. szerint valagini emeletre utaló kövület van (1). A breccsát fedő rétegsor magasabb tagjai faunájuk alapján a cenomán emeletbe tartoznak, s a sorozat mélyebb, kövületmentes része feltehetően alsó-kréta. Ezért WEISSE, J. G. szerint a bauxitképződés az alsó-kréta elején történhetett (19). Számos montenegrói előfordulás fedője olyan zátonyfaciesű mészkősorozat, amelynek felső része biztosan felső-kréta, alsó része azonban PAVIČ, A. szerint titon—valan-

gini kövületeket tartalmaz (10). Ez a mészkősorozat sík felülettel telep-
szik a bauxitra, míg a feküt mindenütt lepusztulási felület választja el.
A feküképződmény Nikšićka Zupa területén (Kutsko Brdo, Črvljenaci)
felső-triász megaloduszos mészkő, Lokva Milankovač környékén felső-
liász mészkő, Velimje mellett pedig titon zátonymészkő (MARUŠIĆ, R. Z.,
PAVIĆ, A.). A bauxitképződés tehát a fedő mészkőszint faunája alapján
a valangini emeletre korlátozható, minthogy a fekü helyenként titon
mészkő. Bizonyára egykorúak ezzel azok a bauxitképződmények is,
amelyek feküje felső-triász vagy liász mészkő. Eszerint Montenegro
területén valószínűnek vehetjük földtani kor tekintetében a nagyhar-
sányival azonos bauxitképződés kialakulását.

A felső-kréta bauxit

A Déli-Bakony Ny-i részén, a halimbai medence É-i felében a nagy
kiterjedésű, telepszerű bauxit fedője kőszenes, felső-kréta rétegösszlet,
amelyet a legújabb rétegtani és faunisztikai adatok alapján a szenon
emeletbe helyeznek. A bauxit feküjét nóri dolomit és raeti dachsteini
mészkő képezi. A medence déli felében a bauxitösszlet felső részéből,
amelynek bauxitanyaga már áthalmozott, a szerző csigafaunát mutatott
ki (2). E fauna olyan alakokból (*Pyrgulifera glabra* HANTKEN, *P.* cf.
pichleri M. HÖRN., *Melania héberti* HANTKEN, *Strophostomella cre-*
tacea TAUSCH stb.) áll, amelyek a szenon kőszenes rétegösszletével
azonosak. A bauxitösszleten belül a csigafaunás szint és az alatta levő,
kétségtelenül elsődleges keletkezésű rész között diszkordancia nem ész-
lelhető, a bauxitképződést és a rákövetkező másodlagos áthalmozódást
folyamatosnak, rétegtani hézag nélkülinek kell tartanunk. Eszerint itt a
bauxitképződés a szenont megelőzően a turoni emeletben — esetleg a
cenománnal kezdődően — történt.

A közeli ajkai területen helyenként ugyancsak a felső-kréta kőszén-
összlet van a bauxit fedőjében, amire VADÁSZ E. és SZENTES F.
utalnak (14, 16). A feltevést, hogy a szóban levő területen a bauxit-
képződés az alsó-kréta után, de a szenon kőszenes rétegösszlet lerakódása
előtt történt, támogatja DARÁNYI F. megfigyelése: Ajka környékén
egy kutatófúrás az alsó-kréta requieniás mészkő és a felső-kréta kőszenes
rétegek között bauxitos agyagot mutatott ki (3). Azonkívül a közeli
urkúti területen ismerünk olyan fúrást, amely a bauxit feküjében ugyan-
csak alsó-kréta mészkövet talált (104. sz. fúrás). Ezek az adatok arra
vallanak, hogy az alsó-krétán kívül a felsőben is történt bauxitképződés.

Sümegek közelében két kis, már lefejtett bauxitlencse szenon hippu-
riteszes mészkövön települt, közvetlenül a felső-triász dolomittérszín
közelében. A fedő negyedkori, s csak az egyik lencse területén volt
felismerhető kis foszlányokban az eocén. VADÁSZ E., aki az előfordulást

először ismertette, egyik munkájában áthalmazottknak mondja itt a bauxitot (18). Az áthalmazódás lehetőségére utal, hogy a közelben (Kozmatag) újabban olyan bauxitelfordulás vált ismertté, amelynek fekéje ugyancsak hippuriteszes mészkő, s rögös, agyaggal szennyezett minőségénél fogva kétségtelenül áthalmazott. A krétavégi bauxitképződést tehát a sümegi települési viszonyok alapján megnyugtatóan igazoltnak nem tarthatjuk. A Bakony nyugati részére vonatkozóan az esetleges krétavégi bauxitképződést cáfolja az a megfigyelés is, hogy újabban több kutatófúrás harántolta az inocerámuszos mészkő- és márgaösszlet és az eocén rétegsor határfelületét, de bauxitot nem talált. Ilyen fúrás mélyült a Kisalföld peremén és a Nyugati-Bakonyban Gyepükaján, illetve Magyarpolány és Bakonyjákó vidékén (a Bauxitkutató Vállalat Gy-1, Mp-3 és Bj-20 sz. fúrásai).

Nem lehet kielégítően meghatározni a felső-triász dolomit vagy mészkő és az eocén rétegek között települő bauxitelfordulások korát sem. A feké és fedő között levő nagy korkülönbség miatt és faunisztikai adatok hiányában képződésük korát különböző kutatók — egymástól eltérően — az alsó-krétába, felső-krétába vagy az eocén elejére tették. Pontos földtani korok változatlanul vitatott.

A Déli-Bakonyban ilyen előfordulások — mint a nyirádi, szöci és kislödi — felső-krétabeli keletkezése mégis valószínű, minthogy szomszédságukban olyan bauxitképződmények vannak, amelyeknek a turon emeletbe való helyezése indokolt. Képződésük tehát a halimbaihoz hasonlóan a turonban történhetett, de felső-kréta fedőrétegeik az eocén transzgresszió előtt — az eredeti bauxit nagy részével együtt — lepusztultak. Ez magyarázza helyenként (főképp Nyirádon) a bauxittelepülés lencsés jellegét.

A földtani település és kifejlődés hasonlósága alapján ugyancsak felső-krétabelinek vesszük a Dunántúli Középhegység ÉK-i részében, közvetlenül alsó-eocén fedőrétegek alatt található előfordulásokat. Legjelentősebb közöttük az iszkaszentgyörgyi (Keleti-Bakony), a gánti (Vérteshegység) és a mesterberekí (Gerecsehegység) előfordulás. Keletkezésük nem sokkal — legalábbis nem több földtani emeletnek megfelelő időtartammal — előzhette meg az alsó-eocén transzgressziót. A bauxitösszlet tetején, közvetlenül az eocén fedő alatt kimutatható ugyan az erózió és az áthalmazottságnak a nyoma, de az összlet középső és alsó része eredeti településű.

Felmerülhet az a feltevés, hogy az eocén fedőjű bauxit képződése az eocén elején a larámi kéregmozgások utáni lassú süllyedés bevezető szakaszát képviseli, amit az alsó-eocénben édes- és csökkentsósvízi, kőszenes képződmények jeleznek. Ennek azonban ellene mond, hogy

a) a bauxitösszlet tetején, az alsó-eocén fedő alatt helyenként az áthalmazottság és diszkordancia jelei mutatkoznak (pl. Iszkaszentgyörgyön, Szöcön, Nyirádon);

b) a halimbai területen van olyan rész, ahol a bizonyíthatóan turon kori bauxitot közvetlenül alsó-eocén rétegek fedik.

Felmerülhet továbbá az a feltevés is, hogy a felső-triász fekü és az alsó-eocén fedő között levő bauxit tulajdonképpen az alsó-krétabelivel egykorú. Tehát képződése után vagy szárazulaton feküdt fedetlenül csaknem az egész kréta időszakon keresztül, egészen az alsó-eocénig, vagy pedig kréta fedőrétegei mindenütt teljesen lepusztultak. Az alsó-kréta bauxitképződés és az eocén közötti időtartam nagyon hosszú, nem valószínű tehát, hogy fedőtakaró nélkül a viszonylag laza bauxitanyag olyan terjedelmes, összefüggő tömegben menekülhetett volna meg az eróziótól, mint amilyen pl. az iszkaszentgyörgyi telep. De az sem valószínű, hogy a bauxitot eredetileg alsó- vagy felső-kréta rétegek fedték és azok mind lepusztultak, s csak maga a bauxit maradt meg. A képződés korát tehát indokoltabb a felső-krétába tenni.

Az eocén rétegsoron belül legfeljebb áthalmazott, vékony, bauxitos agyagrétegek találhatóak: a bauxitképződés ideje tehát Magyarország területén a krétában befejeződött.

A kiemelkedés és szárazulattá válás, ami lehetővé tette a lepusztulást és a nagy dolomit- és mészkőterületek karsztosodását, az ausztriai orogenezis vége felé következett be, majd a szubhercini mozgások hatására egyes területek lassan süllyedni kezdtek. Ez eleinte szárazföldi üledékfelhalmozódást és helyenként bauxitképződést, később fokozatos tengeri transzgressziót hozott magával. Néhol — különösen a Dunántúli Középhegység ÉK-i felében — a bauxitképződés egyes alacsony domborzatú, karsztos területeken, amelyek változatlanul szárazulatot alkottak, esetleg később kezdődött és tovább tartott.

A felső-krétába sorolt előfordulások vonulata a Dunántúli Középhegység térségében a Déli-Bakony Ny-i peremétől a Buda—Pilisi-hegységig, tehát kerekén 150 km hosszúságban követhető. Feltehető, hogy a Duna balpartján levő előfordulások — a nagyszáli és nézsai — is a felső-krétába tartoznak. A felső-kréta bauxitképződés tehát nagyobb területre terjedt ki, mint az alsó-krétakori, általánosabb jelenség volt és tömege-sebb képződményeket alakított ki.

Hazánkban a felső-kréta bauxitelőfordulásoknak két szélsőséges kifejlődési típusa van: a nagy kiterjedésű, több km² nagyságú telep, átlag 7—10 m, helyenként 30 m vastagsággal (mint a halimbai és az iszkaszentgyörgyi); valamint a néhány hektár felületű, szabálytalan körvonalú, 10—35 m vastagságú lencsék csoportja (pl. a nyirádi).

A felső-kréta bauxitképződés Közép-Európában nem szorítkozik csupán Magyarország területére, mert az Alpok térségében is kimutatható és a Kárpátokban valószínű. Az Északi-Mészalpokban, Unterlaussa környékén a bauxit a gozai rétegösszlet bázisán van, felső-triász földolomit fekűn, amitől diszkordancia választja el. Korát HABERFELNER, E. cenománnak, esetleg turonnak, RÜTTNER, A. és WOLETZ, G.

alsó-szantonnak vagy annál idősebbnek veszi (6, 12). Rétegtanilag tehát a halimbai—ajkai bauxitképződéssel állítható párhuzamba. Hasonló szintet képvisel az alsó-ausztriai Dreistätten vidéki bauxit a ladini mészkőfekű és gozau fedősorozat között (DITTLER, E.—KÜHN, O.: 5). Feltehetően ugyancsak felső-kréta a Nyugati-Kárpátokban, Mojtín közelében levő kis bauxitelfordulás, amelyet ORLOV, A. ismertetett (9). Ez középső-triász mészkövön és dolomiton fekszik, eocén konglomerátum-fedő alatt. Azonos helyzetű bauxitképződmények vannak a Szepes-Gömöri hegységben, Markušovce környékén (ZORKOVSKY, B.: 20). Rétegtani helyzetük az eocén fedő alatt levő magyarországi bauxitokéhoz hasonló.

A Dinaridákban gyakoriak olyan bauxitelfordulások, amelyek fekjét karsztos felületű, turon—szenon rudistás mészkő, fedőjét alsó-vagy középső-eocén rétegek alkotják. Ennek alapján az itteni bauxitképződés korát egyesek a kréta végére teszik (WEISSE, J. G. és VADÁSZ E.: 18, 19). Ilyen elfordulások vannak Istriában Umago és Albona, valamint Albona és Pola között; Dalmáciában és Hercegovinában Drnis, Split, Imotski és Mostar környékén; továbbá Montenegróban Bar és Dulcini vidékén. Hasonló rétegtani helyzetű bauxit Albánia területén, a dalmáciai—montenegrói parti lánc folytatásába eső hegyvonulaton is található, Lesh, Kruja és Tirana környékén. A hegyvonulat egyik tagján, a Kakarriqui-hegyen, Lesh közelében a szerző agyagos bauxitban az alsó-eocén liburni szint cosina fáciesére valló csigalenyomatokat (*Charyd-robia* sp., *Kallomastoma* sp.) talált. A bauxit tehát itt alsó-eocén korú, s lehetséges, hogy az említett vonulat Montenegro, Hercegovina, Dalmácia és Istria területére eső bauxitképződményei legalábbis részben ugyancsak alsó-eocén korúak. Ezt valószínűsíti, hogy a bauxitra több helyütt közvetlenül a cosina rétegek települnek. Ez a bauxit tehát — legalábbis részben — a magyarországinál fiatalabb.

Hazánkban ezek szerint a bauxitképződés a krétára korlátozódik, és azon belül megállapítható egy alsó-kréta (valangini, ill. barrémi) és egy felső-kréta (turon) képződési szakasz. A krétavégi bauxitképződés még bizonyításra szorul. Hasonló vagy közel hasonló korú bauxit Közép-és Délkelet-Európa térségében másutt is található, jeléül annak, hogy a bauxitképződés megfelelő ősföldrajzi viszonyok mellett elég általános jelenség volt. Számos elfordulásunk elsődleges keletkezési kora azonban a krétán belül pontosan nem határozható meg, legfeljebb valószínűsíthető.

A bauxitkutatások folyamatban vannak és a bányabeli feltárások újabb területeket nyitnak meg földtani vizsgálatok számára. Ezért számíthatunk arra, hogy általuk a magyarországi bauxit rétegtani helyzetére és földtani korára vonatkozólag még értékes adatokat nyerünk.

IRODALOM

1. D'AMBROSI, C.: Sull'età e sul significato geologico dei calcari brecciati di Orsera in Istria e delle loro bauxiti. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **59**. 1940.
2. BARNABÁS K.: A halimbai és nyirádi bauxitterület földtani kutatása. — *Földt. Int. Évk.* **46**. 3. 1957.
3. DARÁNYI F.: Adatok az Ajka környéki kréta kifejlődéséhez. — *Bány. Lapok* **12**. 1957.
4. DEÁK M. — PÁLFALVY I.: Növényi maradványok a halimbai bauxitban. — *Földt. Közl.* **88**. 2. 1958.
5. DITTLER, E. — KÜHN, O.: Über den Bauxit von Dreistätten in Niederösterreich. — *Verh. Geol. Bundesanst.* **12**. 1936.
6. HABERFELDER, E.: Zur Genesis der Bauxite in den Alpen und Dinariden. — *Berg- u. Hüttenmänn. Monatshefte*, Jg. **96**. 1951.
7. MARUŠIĆ, R.: Die Bauxitvorkommen von Montenegro. — *Berg- u. Hüttenmänn. Monatshefte*, H. 6. 1957.
8. NOSZKY J.: Jelentés a Villányi-hegységben végzett bauxitföldtani vizsgálatokról. — *Kézirat*. 1957.
9. ORLOV, A.: Proni výskyt bauxitu v Československu. — *Česká Akad. vied. umáni Rozpravy*, **2**. 47. 1937.
10. PAVIĆ, A.: Die stratigraphische Lage der Bauxitlagerstätten im Gebiete zwischen Nikšičko polje und der Morača-Schlucht. — *Bull. Serv. Geol. et Geoph. de Serbie.* **12**. 1956.
11. ROZLOZSNIK P.: Jegyzetek a bauxit előfordulásáról a Pojana Ruszkában és a Déli-Biharban. — *Földt. Int. Évi Jel. az 1917–1919. évről.* 1923.
12. RUTTNER, A. — WOLETZ, G.: Die Gosau von Weisswasser bei Unterlaussa. — *Mitteil. d. Geol. Ges.* **48**. 1955.
13. SZÁDECZKY GY.: A Biharhegység alumíniumérczeiről. — *Földt. Közl.* **35**. 1905.
14. SZENTES F.: Bauxitkutatás Ajka—Városlőd—Öcs közötti területen. — *Földt. Int. Évk.* **46**. 3. 1957.
15. TELEGDI—ROTH K.: Jelentés az 1930 és 1931 években a Bakony-hegységben és Villányi-hegységben végzett bauxitkutatásokról. — *Földt. Int. Évi Jel. az 1929–1932. évről.* 1937.
16. VADÁSZ E.: A dunántúli bauxitképződés és mangánkeletkezés földtani kora. — *Bány. Koh. Lapok* **63**. 1935.
17. VADÁSZ E.: A magyar bauxitelőfordulások földtani alkata. — *Földt. Int. Évk.* **37**. 2. 1946.
18. VADÁSZ E.: Bauxitföldtan. — Budapest 1951.
19. WEISSE, J. G. DE: Les bauxites de l'Europe centrale. — *Mém. de la Soc. vaudoise des Sc. Nat.* **58**. 9. 1948.
20. ZORKOVSKY, B.: Die slowakischen Bauxite und ihre Genese. — *Geol. sbor. Slov. Akad. vied.* **3**. 1–2. 1952.

A MAGYAR BAUXIT ÖSSZETÉTELÉNEK ÉS KELETKEZÉSÉNEK KÉRDÉSEI

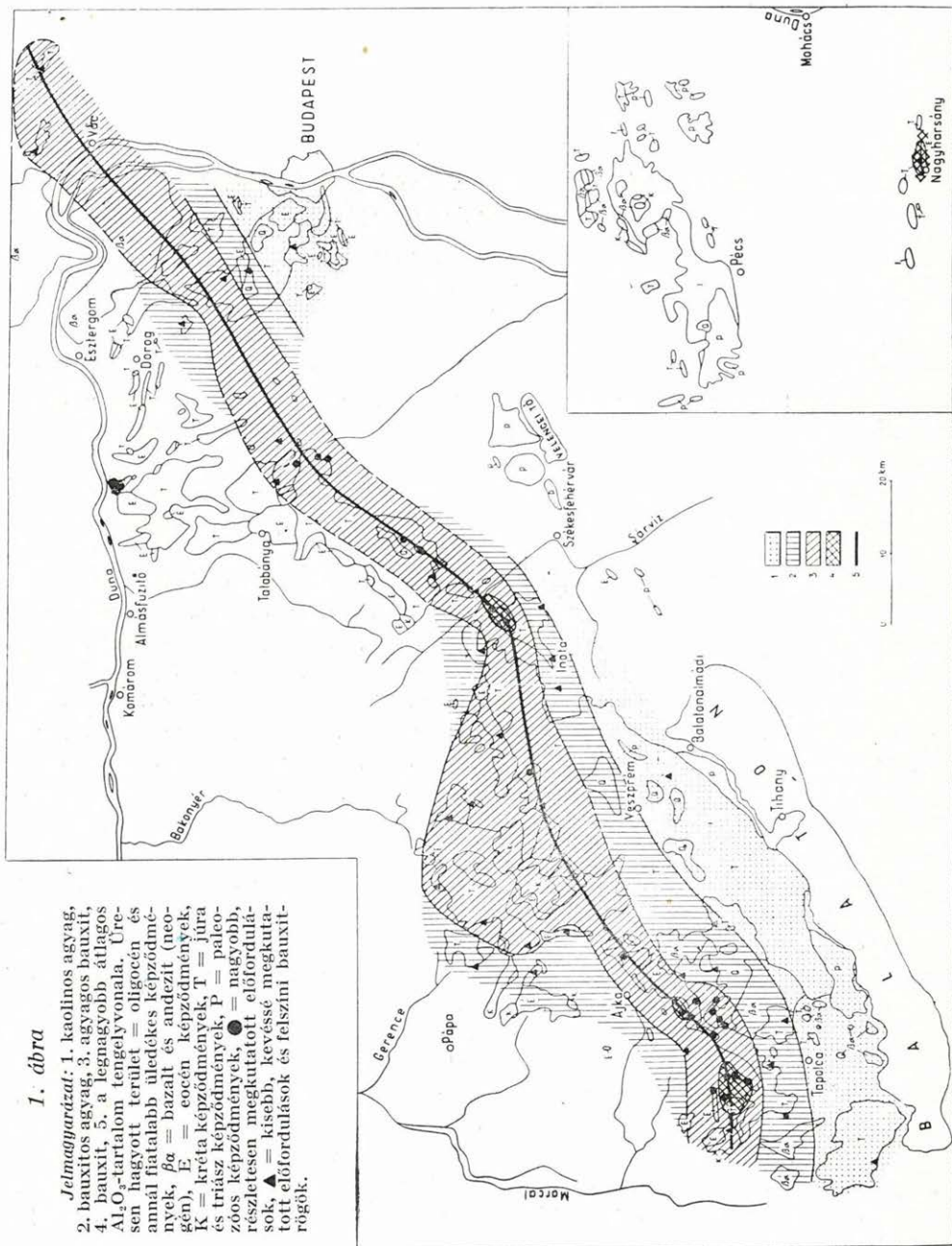
BÁRDOSY GYÖRGY

(Budapest)

Köztudomású, hogy a bauxit Magyarország egyik legfontosabb ásványi nyersanyaga és egyben a magyarországi mezozoikum egyik legjellegzetesebb, földtanilag legproblematikusabb tagja. Az utóbbi években a bauxit összetételének vizsgálatával foglalkoztunk és a bauxitkérdést erről az oldalról igyekeztünk megközelíteni.

Ennek során több mint 150 000 vegyelemzési adatot statisztikus módszerek segítségével kiértékelünk, melynek eredményeképpen több, a bauxitra általánosan érvényes geokémiai összefüggést sikerült kiderítenünk. Kitént, hogy a magyar bauxitban az alumínium feldúsulását a ferrivas és a titán dúsulása kíséri. E három elem feldúsulásának mértéke feltűnően közel áll egymáshoz. Ez a szoros kapcsolat területileg is kimutatható. Kiszámítottuk az összes magyar bauxittelep és indikáció átlagos összetételét. Ezeket az átlagadatokat térképre felrakva meglepően szabályszerű elrendeződést kaptunk. A legjobb átlagos minőségű bauxittelepek a Dunántúli Középhegység csapásával párhuzamos sávban húzódnak (1. ábra). Ebben az átlagosan 10 km széles sávban a legnagyobb a bauxit Al_2O_3 -, Fe_2O_3 - és TiO_2 -tartalma. Minél inkább eltávolodunk tőle, annál kevesebb lesz e három elem mennyisége, és annál agyagosabbá válik a bauxit. Az optimális bauxitsávot tehát kétoldalról agyagos bauxit és bauxitos agyagsáv szegélyezi, sőt a DK-i oldalon még egy további kaolinós agyagsáv is csatlakozik hozzájuk.

Ezután korreláció-számításokkal megvizsgáltuk, hogy az alumínium-tartalom nagyságától függően hogyan változik a többi komponens mennyisége? Kiderült, hogy a változások három jellegzetes szakaszra különíthetők szét, mégpedig az elsődleges állapotra, a bauxitosodásra és végül a másodlagos folyamatok szakaszára. Megvizsgáltuk a bauxit vegyi összetételének változásait a fedő és a fekütől való távolság függvényében. Azt találtuk, hogy a minőségváltozás e tekintetben is szabályszerű és az egyes teleptípusokra jellemző. Általában a bauxitösszlet felső, ill. középső része a legjobb minőségű, melytől a fedő és a fekü felé közeledve egyre agyagosabbá válik az érc. Az alumínium, a ferrivas és a



titán változásai közel párhuzamosak. Végül megállapítottuk, hogy a bauxit átlagos minősége a telepvastagsággal egyenes arányban áll.

A bauxit ásványos összetételének megismerése új vizsgálati módszerek bevezetésével (röntgen, DTA, TG, DTG), és komplex alkalmazásával szintén lényegesen előrehaladt. Megállapítást nyert, hogy a bauxit átlagos szemnagysága $0,1-0,6 \mu$ között van.

A magyar bauxit legfőbb allitos ásványa a *hidrargillit* és a *böhmít*. Ezek térbeli elrendeződésében feltűnő szabályszerűséget sikerült megállapítanunk. Kitűnt, hogy a térszínileg magasabban fekvő telepek hidrargillitesebbek — a mélyebben fekvők böhmiteesebbek. Hasonló elrendeződést talált a Haiti szigetén levő karszt-bauxittelepekben GOLDICH és BERGQUIST is (1948).

Diaszpor csak három bauxittelepünkben ismeretes: Nézsán, Nagyszálón és Nagyarsányban. Ezenkívül a bauxit 1—5% amorf kolloidális *alumogélt* és néhány tizedszázalék allotigén eredetű *korundot* is tartalmaz. Másodlagos fészkek formájában *alunit*, igen ritkán *alunit* is előfordul.

A bauxit fő vasásványa a *hematit*, vörös színét is ez adja. A sárgásbarnás bauxitfajtákban viszont a *goethit* dúsul fel. A *goethit* a vörös bauxitfajtákban is megtalálható 1—2 cm nagyságú ovális és pálcika alakú konkréciók formájában. A közelmúltban a halimbai cseresi bauxitbányából a bauxitösszlet felső részéből olyan 20—30 cm nagyságú konkréciónak került elő, mely *hematit* mellett 10—20% *magnetitet* is tartalmazott. A legtöbb bauxitfajta tartalmaz néhány százalék röntgenamorf-kolloidális *limonitot* is.

Másodlagos eredésű a bauxitban található *pirit* és *markazit*, mely legjobban a bauxitösszlet legfelső részén található szürke bauxitban dúsul fel. Utólagos oxidációja során ebből egyes telepekben *melanterit* képződött. *Szideritet* eddig egyedül a mesterberekai bauxitban sikerült kimutatnunk, a *chamosit* viszont 1—5%-os mennyiségben számos bauxittelepben megtalálható.

A bauxitösszlet *kizárólagos agyagásványa* a *kaolinit*, illetőleg egyes telepekben a *fireclay* típusú *kaolinit*. A *kvarc* az elsődleges településű bauxitban legfeljebb néhány tizedszázalékot kitevő, allotigén elegyrész. Az áthalmozott bauxitfajtákban mechanikai szennyezésként 5—20%-ra is feldúsulhat. Egyes bauxitfajtákban 1—4% finomdiszperz *kloritot* is találunk.

A legtöbb bauxit tartalmaz törmelékes, allotigén eredésű *muszkovitot*, *szericitet*, *biotitot*, *gránátot*, *turmalint*, *disztént*, *cirkont*, *berillt*, *zoizitet*, *epidotot* és *aktinolitot*. Ezek együttes mennyisége azonban nem haladja meg a 0,1%-ot.

A bauxit legelterjedtebb titánásványa a *rutil*. Alárendelt mennyiségben mindig kíséri *anatáz* és *brookit*. Egyes telepekben (pl. Nagyegyháza)

A magyar bauxit ásványainak genetikai csoportosítása

Az ásvány- képződés főbb szaka- szai	Anyagszállítási és kicsapódási szakasz	Elsődleges agyag szakasz	Bauxitosodási szakasz	Piritosodási szakasz	Piritbomlási szakasz	További átala- kulások	Felszíni mállás
Al-ásványok	szuszpenziók és allotigén törmel- kes ásványok	szingenetikus ásványok	diagenetikus ásványok				
	amorf Al liogél; igen kevés korund	keves alumo- gél; diaszpor (csak Nagyharsá- nyon)	bayerit → hid- rargillit; böhmit		alunit; igen ke- vés hid- rargillit, alumogél, böhmit, aluminit	hidrargil- lit ⇒ böhmit (reverzibilis) diaszpor (tek- tonikus + hőhatás)	
Fe-ásványok	amorf Fe liogél; igen kevés magné- sit, hematit	ferrihidroxid- gél; igen kevés chamosit	limonit → he- matit; goethit	pirit, mar- kazit; sziderit (csak Mes- terbere- ken)			
Si-ásványok	amorf Si liogél; igen kevés kvarc, muskovit, turma- lin, disztén, zol- zit, epidot, grá- nát, aktinolit, apatit, cirkon, berill, klorit	igen sok allo- fán; majd eb- ből fireclay ásvány és kao- lin igen kevés klorit	kaolin, opál (kilúgozódik)		igen kevés diékit, opál	klorit	kaolin (re- szilifiká- ció); kvarc (mechani- kus szeny- nyeződés)
Ti-ásványok	amorf Ti liogél; igen kevés ilmenit, rutil, anataz, brookit	títánhidro- xidgél	doelterit, leukoxén, rutil, anataz, brookit	ilmenit			rutil (ilmenit- ből); leu- koxén

az *ilmenit* dúsul fel. A kristályos titánásványokon kívül a bauxitban amorf titánhidroxidgél (*doelterit*) jelenléte is valószínűsíthető.

A bauxit ásványtársaságának genetikai beosztását az 1. sz. táblázatban mutatjuk be.

A magyar bauxit keletkezésének magyarázatára számos elképzelés látott napvilágot. GYÖRGY A. (1923) a halimbai bauxitot eolikus származású, hullóporos képződménynek tartotta. TELEGDI RÓTH K. is hasonlóképpen származtatta a gánti bauxitot a Velencei-hegység gránitjából (1928). PÁVAI-VAJNA F. (1948) hévforrás-tevékenység termékének tartja a bauxitot. A TUČAN, F. és KISPATIČ, M. által kidolgozott „terra rossa”-elmélet hazánkban is számos hívet szerzett és hosszú évekig ez volt a legelfogadottabb bauxitképződési elképzelés. WEISSE, J. G. (1948) a magyar és jugoszláviai bauxitokról írt monográfiájában szintén ezt a felfogást vallja. A terra rossa-elmélet földtani cáfolata VADÁSZ E.-től származik (1946, 1951), sőt utóbb (1957) azt is kimutatta, hogy maga a terra rossa is bauxitszármazék, annak többszörösen áthalmozott felszíni mállásterméke. GEDEON T. (1952) bonyolult, tisztán kémiai alapon álló elméletet dolgozott ki, mely a bauxitot sekély tengerbe hullott vulkáni tufa kémiailag mélyrehatóan átalakult termékének tartja. A korszerű bauxitkeletkezési felfogáshoz való közeledést jelentett BOLDIZSÁR T. (1948) elmélete, mely a bauxitot beltavakban, lagunákban kolloid oldatokból való kicsapódással származtatja. Mai bauxitképződési felfogásunkat VADÁSZ E. dolgozta ki egymásra következő munkáiban (1946, 1951, 1956). Legfontosabb felismerése, hogy a töbrökben felhalmozódó, még agyagjellegű elsődleges üledék bauxitosodása ott helyben történt meg. Tehát a területre nem közvetlenül bauxit jött, hanem agyag, mely az első fokozatot jelenti a bauxitképződésben. A bauxitosodás folyamatának geokémiai mechanizmusát elsőnek SZÁDECZKY-KARDOSS E (1955) világította meg.

A bauxitképződés bonyolult kérdéseit a magyar geológusok még ma is élénken, gyakran szenvedélyesen vitatják. Egyesek a régebbi elméleteket elevenítik fel, mások viszont új elképzeléseknek adnak hangot. Az alábbiakban a legáltalánosabban elfogadott és szerintünk is legkorszerűbb VADÁSZ-féle bauxitkeletkezési felfogást alapul véve, ismertetjük a bauxitképződésről alkotott véleményünket.

Mint már említettük, a magyar bauxittelepek a Dunántúli Középhegységgel párhuzamos, ÉK—DNY-i irányú hosszan elnyúlt sávban helyezkednek el (1. ábra). Ösföldrajzi megfontolások alapján kiinduló anyagukat DK felől származtatjuk. A Balaton déli partjának és a Velencei-hegységnek vonalában elhelyezkedő metamorf és eruptív kőzetek lehettek a bauxit kiinduló anyagai. Vizsgálataink szerint ezek 10—25% Al_2O_3 -ot tartalmaznak. Laterites mállásuk a kréta időszak során alumíniumban gazdag agyagot szolgáltatott. Ezt az ÉK felé irányuló, lassú felszíni vízfolyások lebegő iszap és kolloid-oldatok formájában el-

szállították. A kréta tengert szegélyező, 100—200 m magasan fekvő parti sávban előzőleg erős karsztosodás indult meg a felszínen fekvő triász korú karbonátos kőzeteken. E karbonátos területsávot elérve, a vízfolyásokból kicsapódtak a kolloid oldatok, és a karsztos térszín mélyedéseiben, töbreiben halmozódtak fel.

A laterites mállás területéről eredő felszíni víz mai analógiák szerint gyengén savas lehetett és a kolloid-oldatokat humuszanyagok stabilizálták. A karbonátos területen már lúgos hatás érvényesült, ami a kolloid-oldatok koagulációját és leülepedését idézte elő. A bauxitkeletkezés szempontjából ez az egyik legfontosabb hatása a karbonátos kőzetaljzatnak. A fentiekkel megegyező folyamatok Jamaica szigetén ma is észlelhetők, ahol a miocén óta hatalmas bauxittelepek képződtek a magyarországihoz hasonló földtani körülmények között (ZANS, 1959).

Figyelemre méltó, hogy a külföldi karsztbauxitok keletkezését egészen az 50-es évekig túlnyomó részt a „terra rossa”-elmélettel magyarázták, a Szovjetunióban pedig ARHANGELSZKIJ munkája nyomán (1937) tengeri vegyi üledéknek tekintették őket. Az utóbbi években — főleg a bauxit anyagának behatóbb megismerése következtében — egymástól függetlenül egyre többen mutatnak rá a fenti elméletek tarthatatlanságára. Újonnan kidolgozott genetikai elképzelések (BUSINSZKIJ 1958; ZANS 1953, 1959; MIHOLIČ 1956; MINIERI 1954; KELLER 1958) rendkívül hasonlóak ahhoz, amit a magyar bauxit vonatkozásában az előzőekben elmondottunk. A genetikai elképzelések e nagyfokú egyezését elméletünk helyességének közvetett bizonyítékaul tekintjük.

A töbröket kitöltő laza üledékben az átszivárgó talajvíz lúgossá válása (p_H 7—10) indította meg a kovasav oldódását. A kioldott kovasavgél eltávozását a jó vízvezető karbonátos kőzetaljzat tette lehetővé. A lúgos kémhatást SZÉKYNÉ FUX V. és SZEPESEI K. legújabb vizsgálatai szerint (1959) a dolomit és mészkő felszíni mállása során keletkező $Ca(OH)_2$ biztosította.

STEVENS és CARRON kísérletileg megállapította (1948), hogy kalcitot desztillált vízben szétmorzsolva 8-as, dolomitot elmorzsolva 9—10-es p_H keletkezik. Ez a SZÉKYNÉ — SZEPESEI féle vizsgálatokkal jó összhangban van. *Ezen felül lehet, hogy ez a magyarázata annak, miért éppen dolomitfekvőnek inkább a jó bauxitfajták, míg mészkőveken vagy kevésbé jó telepek, vagy csak bauxitos agyag van.* KELLER, W. D. (1958) szerint is lúgos közegben (7—9,5 p_H -n) történik az eruptív kőzetmálladék bauxitosodása. Ő a meleg és csapadékdús klímának is döntő szerepet tulajdonít.

A kovasav kioldódásában a trópusi meleg-nedves klíma fontosságát OKAMOTO, OKURA és GOTO (1957) vizsgálatai bizonyítják. Kísérletileg kimutatták, hogy az amorf kovasavgél oldhatósága a víz hőmérsékletétől erősen függ; 0°—58° között az oldhatóság több, mint háromszorosára növekszik. Ez az összefüggés lúgos p_H értékeken is érvényes.

A klíma és a bauxitosodás összefüggéseit a közelmúltban BUSINSZKIJ (1958) részletesen megvizsgálta. Kimutatta, hogy trópusi forró klímán az évi átlagos csapadékmennyiség csökkenésével a bauxitot a következő szárazföldi fáciesek váltják fel: kaolinos agyag — montmorillonitos-hidrocsillámos agyag — meszes agyag — sós agyag — gipszes anhidrit.

A bauxitosodás legteljesebben a talajvíz szintjében, vagy nem sokkal afelett ment végbe. Azokon a területrészeken, amelyek magasabb térszíni helyzetük következtében jóval a talajvíz szintje felett feküdtek, a bauxitosodás ugyan megindult, de hamarosan megszakadt. A bauxittelepek optimális övezetét ezért — a hajdani térszín emelkedésének megfelelően — DK felől bauxitos agyag- és kaolinos agyagtelepek sora kíséri Cserszegtomajtól Monostorapátin át egészen Pilisvörösvárig (1. ábra).

Maga a bauxitosodás geokémiaileg *hidrolízis* és egyidejűleg *oxidációs* jellegű folyamat. Kísérleti mérésekkel megállapítottuk, hogy a bauxit az egyik legoxidáltabb üledékes kőzetünk. Ezen belül a hidrargillites bauxitfajták a legerősebb, a böhmitesek a kevésbé erős oxidációs hatásra jöttek létre. Az is kiderült, hogy a hidrargillites bauxitban több a goethit, mint a böhmiteben.

A bauxitosodásnak részben az ősföldrajzi viszonyok lassú megváltozása, részben az amorf gélnemű alapanyag kikristályosodása vetett véget, melynek során ellenállóbb agyagásványok — elsősorban kaolin — jöttek létre.

A bauxitosodás befejeződése után az erózió a felszínen fekvő, viszonylag laza kőzetet részben lepusztította, ill. kisebb-nagyobb távolságra áthalmazta. Az áthalmazott bauxit az iszkasztgyörgyi és gánti bauxittelepek legfelső részén több méter vastag, jól felismerhető réteget alkot. A lepusztítás hatását pedig a bauxitösszlet egyetlen hullámos felszíne jelzi.

A bauxittestre diszkordánsan apti, szenon vagy alsó-eocén rétegek következnek. Az eocén üledékképződés kezdetén kialakult tengerparti mocsarak alatt a bauxitösszlet felső része újra fellazult és a mocsári növények gyökerei mélyen behatoltak. A mocsarak rothadó szerves anyaga H₂S-t termelt és ennek hatására a fellazult felső bauxitrétegben a ferrivas piritté és markazittá redukálódott. Így jött létre a *szürke pirites bauxit*. Megerősíti ezt a feltevésünket, hogy szürke bauxit egyedül ott található, ahol a közvetlen fedőréteg szenes-pirites agyag.

BUSINSZKIJ szerint a piritesedés vastalanodással is együttjár, mivel a ferrovas a ferrivasnál jóval nagyobb mértékben oldódik. A talajvíz a kioldott ferrovasat eltávolítja és ily módon vasszegény pirites bauxit és bauxitos agyag jöhet létre (1956). Lehet, hogy vasszegény pirites bauxitfajtánk kialakulásában ez a tényező is szerepet játszott.

A piritesedéssel a bauxitösszlet epigenetikus átalakulása közel sem zárult be, hanem az napjainkig tovább folytatódik. Általában a bauxit-

összlet mai képének kialakításában a diagenetikus és epigenetikus folyamatoknak jóval nagyobb szerepe van, mint ahogy ezt eddig gondolták.

A fedőrétegekkel borított bauxitlepek a tektonikus mozgások során több helyen kiemelt helyzetbe kerültek. Az oxigénnel telített, lefelé szivárgó csapadékvizek hatására a pirites-markazitos bauxit oxidálódott. A piritbomlás során keletkező kénsav a bauxitösszlet felső övezetében részben kioldotta a vasat, mely lefelé szivároghva a középső bauxitövezet határán kicsapódott és több cm vastag hematitos-goethites vaskérget hozott létre. A litoklázisok mentén a kénsavas oldatok még tovább szivárogtak lefelé és a rozsdavörös bauxitban közel függőleges, sárgás ereket hoztak létre. A dolomit határára érve az oldatok semlegesedtek, a kioldott vas kicsapódott és jellegzetes vasas kérget hozott létre (2—10 cm vastagságú). A bauxitlepek alatt 1—2 m vastagon dolomitlisztte szétesett dolomit porlódását azok a szulfátos oldatok idézték elő, melyek a bauxitösszletből a fekün át távoztak el. Ezt bizonyítja a porló dolomit feltűnően nagy szulfáttartalma. Ugyancsak a piritbomlás hozta létre a bauxittest felső részén található alunit- és hidrargillitfészkeket is.

Ugyancsak máig tartó oxidációs folyamat a hidrargillit és böhmít reverzibilis jellegű egymásba-alakulása. A bevezetőben említettük, hogy térszínileg magasabban fekvő telepek hidrargillitesebbek, a mélyebben fekvők böhmítesebbek. Ennek a szabályszerű elrendeződésnek magyarázatát abban véljük felismerni, hogy a térszínileg magasán fekvő előfordulások egyben a fő karsztvízszint felett vannak, míg a mélyen fekvőket a karsztvíz borítja. Ismeretes az, hogy a karsztvíz stagnáló, rosszul szellőző víztömegei elzárják az oxidáció lehetőségétől az általuk elborított kőzeteket. Ugyanakkor a karsztvízszint felett fekvő kőzetek a közethasadékok és a leszivárgó felszíni vizek révén állandóan ki vannak téve az oxigénnel való érintkezés hatásának. Ebből az következik, hogy a trihidrátos jellegű telepeket oxidációs környezet, a böhmítéseket pedig kevésbé oxidációs ill. redukciós környezet jellemzi. Az allitos ásványok böhmitté ill. hidrargillitté alakulása tehát megfordítható, reverzibilis folyamat, melyek irányát elsősorban a környezet oxidációs viszonyai szabják meg. Ez a folyamat — ha rendkívül lassú ütemben is — a bauxitképződés óta egészen napjainkig tart. Egyedül az zárja le, ha egyéb okok miatt *diaszpor* képződik, mely további átalakulásra alkalmatlan, stabil módosulatot jelent.

A bauxitot ért epigenetikus átalakulások közé tartozik az agyagosodás vagy *reszilifikáció* is. GORDON, TRACEY és ELLIS (1958) e folyamatnak igen nagy jelentőséget tulajdonít. A magyar bauxitban anyaghozzájárulások agyagosodás csakis a bauxitösszlet többé-kevésbé átülepített részein figyelhető meg. Eredeti településű bauxitban ez jelentősebb méreteket sehol sem öltött. A reszilifikációtól külön kell választani egyes bauxitösszletek kvarccal való szennyeződését. Ez nem kémiai, hanem mechanikai hatás és a bauxit áthalmazásával kapcsolatos.

IRODALOM

- BOLDIZSÁR T. 1948: Bauxit és más ásványgélek keletkezése kolloid diszperz rendszerekből. — *Bány. és Koh. Lapok*. **81**. 8. pp. 231–237.
- BUSINSZKIJ, G. I. 1958: O geneticseszkiv tipah bokszitov (Szbornik: „Boksztü, ih mineralogija i genezis”) — Moszkva
- BUSINSZKIJ, G. I. 1958: Ob uszlovijah obrazovanija bokszitov i o zakonomenosztjah razmescsenija bokszitovüh mesztorozsdenij. (Szbornik: „Zakonomenosztzi razmescsenija poleznüh iszkopaemüh”) — Moszkva
- GEDEON, T. 1952: The possibility of bauxite formation. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **1**. 1. pp. 65–77.
- GOLDICH, S. S. — BERGQUIST, H. R. 1948: Aluminous lateritic soil of the Republic of Haiti. — *U. S. Geol. Surv. Bull.* 954—C. pp. 63–109.
- GORDON, M. — TRACEY, J. I. — ELLIS, M. W. 1958: Geology of the Arkansas bauxite region. — *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* N° 299.
- GYÖRGY A. 1923: Bauxittelep Halimbán és környékén Veszprém megyében. — *Bány. és Koh. Lapok*. **56**. 7–8. pp. 57–62 és 73–77.
- KELLER, W. D. 1958: Argillation and direct bauxitisation in terms of concentrations of H and metal cations at surface of hydrolyzing Al silicates. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **42**. 2. pp. 233–245.
- KISPATIČ, M. 1912: Die Bauxite des kroatischen Karstes und ihre Entstehung. — *Neues Jahrb. Miner. Geol. Paläont., Beilage* **34**.
- MIHOLIĆ, S. 1956: Die Entstehung der Bauxite auf Kalk. — *Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh.* **101**. 2. pp. 38–40.
- MINIERI, V. 1954: Ricerche geochimiche su alcune bauxiti di terra d'Otranto. — *Rend. Acad. Sci. Fische Mat. Soc. Nat. Napoli*. **21**. 4. pp. 140–149.
- OKAMOTO, G. — OKURA, T. — GOTO, K. 1957: Properties of silice in water. — *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **12**. 1–2. pp. 123–132.
- PÁVAI-VAJNA F. 1948: A bauxit keletkezéséről. — *Bány. és Koh. Lapok* **81**. 7. pp. 194–195.
- STEVENS, R. E. — CARRON, M. K. 1948: Simple field test for distinguishing minerals by abrasion p_H . — *Amer. Miner.* **33**. 12. pp. 31–49.
- SZÁDECZKY—KARDOSS E. 1955: Geokémia. — Budapest
- SZÉKY—FUX, V. — SZEPESI, K. 1959: The role of loess in alkali soil formation. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **6**. 1–2. pp. 153–171.
- TELEGDI ROTH, K. 1927/28: Die Bauxitlage des Transdanubischen Mittelgebirges in Ungarn. — *Földt. Szemle*
- TUČAN, F. 1912: Terra rossa, deren Natur und Entstehung. — *Neues Jahrb. Miner. Geol. Paläont. Beilage*. **34**.
- VADÁSZ E. 1946: A magyar bauxitelfordulások földtani alkata. — *Földt. Int. Évk.* **37**. 2. pp. 173–286.
- VADÁSZ E. 1951: Bauxitföldtan. — Budapest
- VADÁSZ E. 1956: Bauxit és terra rossa. — *Földt. Közl.* **86**. 2. pp. 115–119.
- WEISSE, J. G. DE 1948: Les bauxites de l'Europe Centrale. — *Mém. Soc. Vaud. Sci. Nat.* **58**. 9.
- ZANS, V. A. 1953: Bauxite resources of Jamaica and their development. — *Colon. Geol. Min. Resources* **3**. 4. pp. 307–332.
- ZANS, V. A. 1959: Recent views on the origin of bauxite. — *Geonotes* **1**. 5. pp. 123–132.

ADATOK A CSERSZEGTOMAJI KAOLINITES TŰZÁLLÓ- AGYAG TELEPEK ISMERETÉHEZ

BÁRDOSY Gy.
(Budapest)

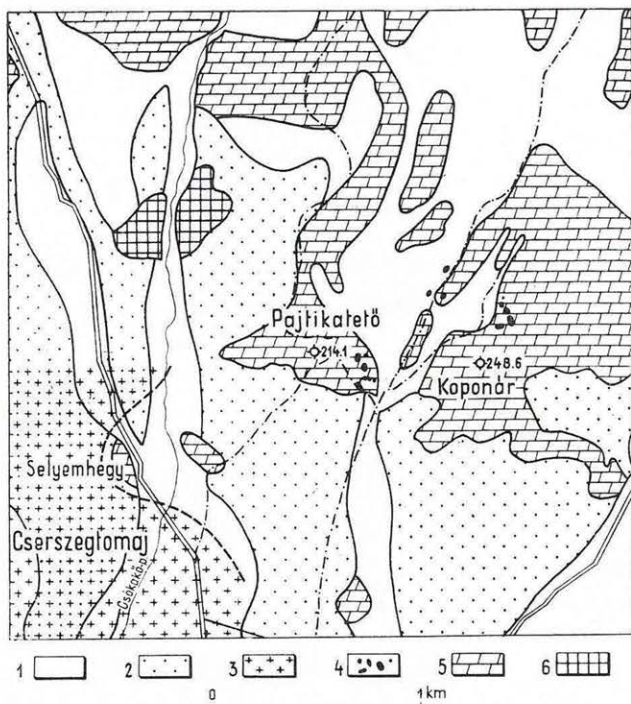
Keszthelytől 4 km-re É-ra, Cserszegtomaj környékén kaolinites agyagtelepek ismereteseek, melyek anyagát több éve tűzállóagyagként és festékalapanyagként bányásszák.

A telepekről először SZENTES F. tesz említést az 1947/48. évben végzett piritkutatóval kapcsolatban (8). Jelentésében a kaolinos agyag települési helyzetéről közöl alapvető megfigyeléseket, melyhez egy agyagminta kémiai elemzését is mellékeli. 1952-ben bauxitkutatásairól szóló jelentésében újabb megfigyeléseket és elemzéseket közöl (9). 1953-ban KRIVÁN P. előzetes jelentésében a terület megkutatása során nyert adatokról ad rövid összefoglalást (4). 1956-ban CSILLAG PÁLNÉ összefoglaló jelentést készít a terület földtani megkutatásáról. Ez az első munka, mely a telepek keletkezésével is részletesebben foglalkozik (2). Az 1957/58. években a telepeken anyaggyűjtéssel egybekötött földtani megfigyeléseket végeztem. Ezt a Földtani Intézetben részletes üledékföldtani anyagfeldolgozás követte, melynek eredményeit az alábbiakban ismertetem.

Földtani felépítés

Cserszegtomaj a Keszthelyi-hegység DNy-i peremén van, ahol a felső-triász korú alaphegység fokozatosan pannon és pleisztocén rétegek alá bukik. A telepek közvetlen környékének földtani térképészletét az 1. ábrán mutatjuk be.

A kaolinites agyag mindenütt felső-triász korú „réteges” dolomitra települ. Ósmaradványok hiányában ennek pontos korát nem ismerjük. SZENTES F. települési megfontolások alapján a raeti emelet legaljára helyezi (9). A dolomit Cserszegtomaj hegyközség ÉK-i szélén két magaslatot alkot. Ezek a Pajtika-tető és a Koponár. A dolomitban több helyen 10—50 m mély, tölcészerű töbrök vannak, melyeket kaolinites agyag tölt ki. Átmérőjük 5—30 m közt mozog: alapterületük kör vagy ellipszis alakú. Meredek falúak, helyenként közel függőlegesek (2. ábra). A bányá-



1. ábra. Cserszegtomaj környékének földtani térképvázlata.

Jelmagyarázat: 1. lösz, lejtőtörmelék, patakhordalék — negyedkor; 2. homok, homokkő, homokos agyag — felső-pannon; 3. pirites-markazitos homok fúrással és vágatokkal kimutatott elterjedése — felső-pannon; 4. kaolinos agyaggal kitöltött töbrök — felső-kréta; 5. réteges dolomit — felső-triász; 6. kaszsiáni és raibl marga — felső-triász

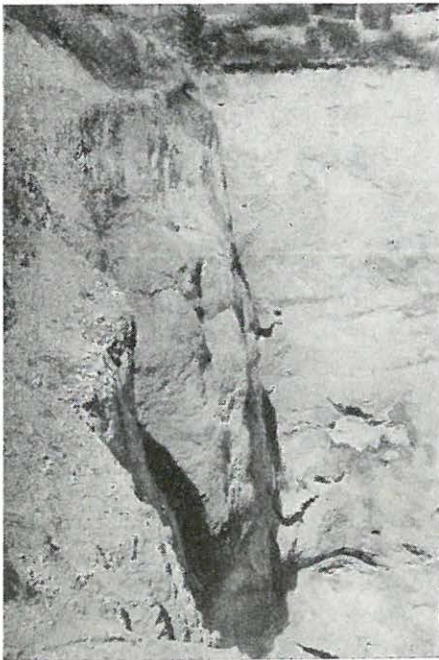
talaj fedi, ennél idősebb fedőrétegeket nem ismerünk.

A terület töréses szerkezetű, ami a felszín morfológiai alakulásában is kifejezésre jut. Mind a Pajtika-tető, mind a Koponár minden oldalról törésekkel határolt sasbérc. D és DNy felé a dolomit lépcsős vetők mentén süllyed a mélybe. A területtől É-ra is törésvonalak által preformált vonulatokban húzódnak a dolomit magaslatok.

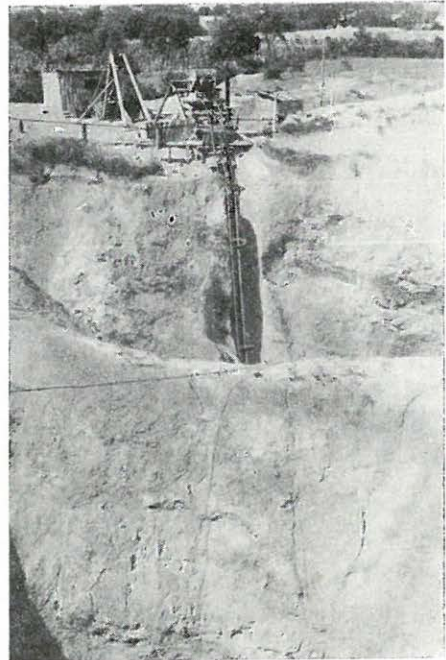
A Pajtika-tetőtől és a Koponártól D-re és Ny-ra a felszínen felső-pannon korú homokkő és homok található. Több-kevesebb piritet és markazitot tartalmaz teljesen rendszertelenül, gumók és konkréciók formájában. Az ércesedést 1951-ben fúrással és bányavágatokkal kutatták meg. A kutatás eredményeit ERDÉLYI M. ismertette (3). Az ő adatait felhasználva az 1. ábrán feltüntettük a pirites-markazitos homok kiterjedését. ERDÉLYI M. szerint a szulfidfelhalmozódást a közeli hévforrások langyos-meleg vize okozta, mely a rosszul szellőzőt öblökbe ömlött. A hévforrások vize szolgáltatta a pirites konkréciók kiválásához szükséges kén-többletet (3).

szatilag megkutatott területen a töbrök sűrűn egymás mellett található. Általában 10—40 m távolságra következnek, de vannak olyan töbrök is, amelyeket csak 1—2 m széles, meredek dolomittaraj választ el egymástól (3. ábra). A Pajtika-tetőn 7, a Koponáron 5, a köztük levő völgyben pedig 4 töbröt mutattak ki eddig a bányászati kutatások. Ezenkívül, főleg É felé, a felszínen több helyen kaolinos agyagnyom figyelhető meg. Valószínű, hogy ezek is a fentiekhez hasonló töbröket jeleznek.

A kaolinites agyag helyenként fedetlen, másutt 0,5—3 m vastag pleisztocén lejtőtörmelék vagy holocén



2. ábra. Pajtika-tető. Az 5. sz. töbör falai a kaolinós agyag kitermelése után.



3. ábra. Pajtika-tető. A 4. és 7. sz. töbört elválasztó keskeny dolomittaraj.

Az üledékföldtani anyagvizsgálat eredményei

A földtani anyagfeldolgozás során 25 röntgenfelvételt (1. sz. táblázat), 58 vegyelemzést (2. sz. táblázat), 8 színképelemzést (3. sz. táblázat), 40 DTA-felvételt (4—8. ábra), 6 mikromineralógiai vizsgálatot (4. sz. táblázat), 6 vékonycsiszolati vizsgálatot, 6 szemcseelemzést és 10 hevítéses színvizsgálatot végeztünk.

A kaolinites agyagkitöltés fekéje világosszürke és szürkésfehér színű dolomit. SZENTES F. megfigyelése szerint számos tűzkőgumó található benne, melyek néha ökölnyi, sőt emberfej nagyságúak is lehetnek (10).

A Pajtika-tetőn és a Koponáron gyűjtött dolomitminták rendkívül kemények, tömöttek, cukorszövetűek. A kőzet alapanyaga hol finomabb (0,002—0,005 mm), hol kissé durvább szemcséjű (0,05—0,07 mm) dolomit-kristályokból áll. Az alapanyagban elszórtan vegyi kiválású kalcedon- és kvarcsejtszemcsék találhatók (0,04—0,06 mm). Egyes helyeken az alapanyagot néhány tizedmilliméteres kvarcerek járják át, melyekben itt-ott apró kalcit-romboéderek is megfigyelhetők (9. ábra). Ritkábban kovaanyag

nélküli, kevésbé tömör, kissé porlódó tiszta dolomit is előfordul. A kőzetet elmosódott határú, néhány tizedmilliméteres, az alapanyagnál durvább kristályos dolomitból álló erek járják át (0,08—0,1 mm) (10. ábra). Míg a tiszta dolomitmintákban a SiO_2 csak néhány tizedszázaléknyi, addig a kovás dolomitban 35—44%-ig növekedhet.

A töbrök fala mentén a dolomit erősen porlódó, sőt helyenként teljesen laza, lisztszerű. A porló dolomit és a dolomitliszt a tömör kovás dolomitnál élénkebb színeződésű, helyenként halványsárga, másutt okkersárga árnyalatú. Ezt a vasoxidtartalom (goethit) feldúsulása okozza; míg a tömör dolomitban 0,06—0,12% az Fe_2O_3 , addig a porló dolomitban 0,44—1,20%-ra növekedik. A porló dolomit ezenfelül kevés kaolinitet is tartalmaz. Feltűnő, hogy a CaO/MgO arány mind a tömör dolomitban, mind a porlóban közel megegyező: 1,48—1,55 közt változik. A tiszta dolomitásványban ez az arány 1,40. Ebből az következik, hogy a kőzet karbonáttartalmának 95—97%-a dolomit, 3—5%-a kalcit.

A porló dolomit, vékonycsiszolatának mikroszkópos vizsgálata szerint, uralkodóan 0,05—0,07 mm nagyságú dolomitzemcsékből áll, melyek közt egyenletes eloszlásban kalcedon és kvarcsezemcsék ismerhetők fel (11. ábra). A kőzet szövete szerint a kovásodás a dolomitporlást megelőzően az egész területen egyszerre következett be. A dolomit porlása későbbi folyamat eredménye, mely a kaolinites agyag epigenezisével hozható kapcsolatba. A kovásodás üledékes és nem hévforrásos eredésű. Szingenetikus vegyi kovakiválás diagenetikus átrendeződéséről van szó, amikor a kovaanyag helyenként tűzkögumókká tömörült, helyenként pedig egyenletesen itatta át a dolomitot.

1958. évi észleléseink során a koponári töbrökben a kaolinos agyagba ágyazott 1—10 cm nagyságú, kemény zárványokat találtunk. Ezek főleg a töbrök falának közelében, attól legfeljebb 2 m távolságra helyezkedtek el. A kaolinos agyagburok eltávolítása után előtűnt a zárványok rendkívül szabálytalan alakja (12. ábra). A vékonycsiszolati vizsgálat szerint a dolomitból kimállott tűzkögumók ezek, melyek sok kvarcot és kevesebb kalcedont tartalmaznak.

Az eddig feltárt töbrök kaolinites agyag kőzete kisebb eltérésektől eltekintve megegyezik egymással (13. ábra).

A porló dolomit határán hófehér, laza, likacsos réteg van, a rétegekre merőleges, rostos szerkezettel (14. ábra). Vastagsága 2—10 cm-ig változik (15. ábra), helyenként teljesen kivékonyodik és egymástól kisebb-nagyobb távolságra található fészkekre szakadozik szét. Ez a fehér réteg 90—95%-ban *hidrargillitből* áll. Rostos szerkezete a mikroszkópos felvételeken különösen jól látszik (16. ábra). Tiszta hidrargillit megjelenése önállóan, ill. fészkekben ásványtanilag igen ritka jelenség. Feltűnő, hogy a fentiekhez teljesen hasonló hidrargillitfészkek vannak egyes bauxittelépeinkben is. A hidrargillitet 1—2% alunit, kalcit és néhány tizedszázalék goethit szennyezi.

Röntgenvizsgálatok eredményei

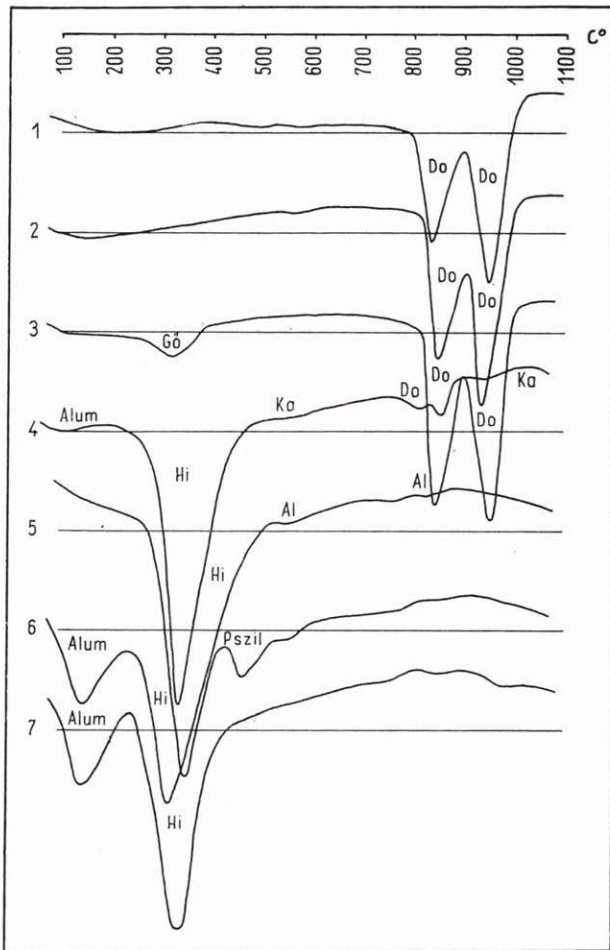
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
5,356 7 4,829 10 Hi 4,364 9 Hi 3,317 2 Hi 3,215 1 Hi 2,692 1 2,622 1 2,454 5 Hi 2,387 5 Hi 2,251 2 (Hi) 2,163 2 Hi 2,033 3 Hi 1,982 3 Hi 1,920 2 Hi 1,793 2 Hi 1,745 2 Hi 1,689 2 Hi 1,454 3 Hi 1,442 1 Hi	5,35 2 4,84 10 Hi 4,34 8 Hi 3,34 3 Hi, (Ka) 3,19 2 Hi 2,89 3 Dol 2,73 1 2,64 1 2,459 4 Hi, (Dol) 2,386 4 Hi 2,247 2 Hi 2,174 3 Hi 2,045 3 Hi 1,987 3 Hi 1,916 2 Hi 1,793 3 Hi 1,745 2 Hi 1,688 2 Hi 1,458 3 Hi, (Dol) 1,439 1 Hi, (Dol) 1,410 2 Hi	4,85 9 Hi 4,35 6 Hi 3,31 2 Hi 3,15 1 Hi 2,674 1 2,456 9 Hi 2,377 9 Hi 2,245 2 Hi 2,118 3 2,044 4 Hi 1,986 3 Hi 1,914 3 Hi 1,797 4 Hi 1,748 4 Hi 1,687 4 Hi 1,645 1 Hi 1,586 2 Hi 1,571 2 Hi 1,459 5 Hi 1,439 2 Hi 1,408 4 Hi 1,358 2 Hi 1,322 3d Hi 1,211 3 Hi	5,34 2 4,84 10 Hi 4,345 8 Hi 4,15 1 Gó 3,59 1 Ka 3,15 1 Hi 2,461 4 Hi 2,379 4 Hi 2,263 2 2,182 2 (Gó) 2,044 2 Hi 1,991 2 Hi 1,925 2 1,797 2 Hi 1,746 2 Hi 1,690 2 Hi 1,460 3 1,441 2 Hi 1,412 1 Hi	4,86 3 Hi 4,68 3 4,35 2 Hi 2,460 1 Hi 2,385 1 Hi 2,259 1/2 2,199 1/2 2,012 1/2 (Hi) 1,449 1/2 Hi	9,80 2 (Ha) 7,54 1 (Ha) 4,36 10 Hi 4,35 5 Hi, (Ha) 3,33 3 Hi 3,16 1 Hi 2,460 4 Hi 2,377 4 Hi 2,263 3 Hi 2,167 2 Hi 2,039 3 Hi 1,984 3 Hi 1,907 2 Hi 1,796 3 Hi 1,745 3 Hi 1,685 3 Hi 1,639 1 Hi 1,589 1 Hi 1,555 1 Hi 1,456 3 Hi 1,434 2 Hi 1,408 2 Hi 1,392 1 Hi 1,356 2 Hi	4,84 5 Hi 4,35 4 Hi 2,459 3 Hi 2,367 3 Hi 2,249 1 Hi 1,456 1	4,89 2 Hi 4,36 4 Hi, Ka 3,01 2 Kal 2,461 2 Hi 2,361 2 Hi 2,218 2 2,106 2 1,477 2 Hi 1,441 4 Hi	9,79 10 Hall 4,41 8 Hall 3,33 7 Hall 2,565 4 Hall 1,673 4 Hall 1,475 8 Hall 1,281 2 Hall 1,232 2 Hall
Közepesen éles, köz. erős vonalak	Közepesen éles vonalak	Közepesen éles, erős vonalak	Erősen diffúz, halvány vonalak	Igen erősen diffúz, igen halvány vonalak	Kissé diffúz, közepesen erős vonalak	Erősen diffúz, halvány vonalak	Igen erősen diffúz, halvány vonalak	Eléggé diffúz, közepesen erős vonalak
10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
10,51 2 7,21 2 Ka 4,16 8 Gó 3,55 1 Ka 3,34 1 Gó 2,959 1 2,675 6 Gó 2,559 1 Gó, Ka 2,431 8 Gó 2,326 1/2 Ka, F 2,236 2 Gó 2,165 2 (Gó) 1,995 1/2 Gó (Ka) 1,887 1 1,792 1 Gó, F 1,711 5 Gó 1,595 1 Gó 1,557 3 Gó 1,509 2 Gó 1,485 2 Ka, F 1,448 2 Gó, Ka 1,415 1 Gó 1,387 1/2 Gó 1,314 1 Gó 1,228 1	4,14 2 Gó 2,668 1 Gó 2,432 2 Gó 1,710 1/2 Gó	7,10 2 Ka 4,42 2 Ka 4,14 2 Gó 3,67 2 He 3,54 2 Ka 2,972 1 2,691 8 He 2,507 7 He 2,433 1 Gó 2,329 1/2 Ka 2,200 6 He 2,026 1 1,836 5 He 1,692 8 He 1,634 1/2 He 1,599 2 He 1,556 1 Gó 1,485 7 He, Ka 1,449 7 He, Ka 1,313 2 He 1,284 1/2 1,256 2 He 1,189 1 He 1,164 1 He 1,058 2 He	4,62 1 4,16 5 Gó 3,36 1 Gó 2,956 1/2 2,683 4 Gó, He 2,438 5 Gó 2,248 2 2,173 2 Gó 1,899 1 1,717 4 Gó 1,597 1/2 Gó 1,556 2 Gó 1,491 2 Gó 1,452 2 Gó, He 1,355 1/2 Gó 1,315 1 Gó	7,264 5 Ka, F 4,926 3 Hi 4,521 4 Ka, F 3,950 3 Di 3,607 5 Ka, F 2,820 2 2,574 3 Ka, F 2,212 1 Ka 1,675 3 Ka, Hi 1,518 5 Ka 1,484 1 Ka, F	7,216 5 Ka, F 4,870 3 Hi 4,444 4 F 4,092 3 Ka 3,591 5 Ka, F 2,711 1 2,596 3 Ka, F 2,504 3 F 2,332 4 Ka 2,288 2 Ka 1,996 2 Ka 1,931 1 Ka 1,861 1 Ka 1,806 1 Ka 1,655 2 Ka, F 1,511 5 Ka, F 1,480 2 Ka, F	7,116 5 Ka 4,780 2 Hi 4,235 3 F, Ka 3,724 1 He 3,558 4 (Ka) 2,674 2,527 3 F, Ka 2,435 2 Ka, (Hi) 2,332 (F), Ka 1,957 1 F 1,697 2 Ka, Hi 1,472 3 F, Ka	7,210 F, Ka 4,842 Hi 4,443 F, Ka 4,105 (F), Ka 3,566 (F), Ka 2,674 2,566 F 2,497 F 2,332 (F), Ka 2,191 Ka 1,987 (F), Ka 1,899 Ka 1,784 F 1,684 Ka 1,645 F 1,540 F, Ka 1,457 F 1,448 Ka 1,285 1,234	7,15 ie. F, Ka 4,36 ie. F, Ka 3,566 e. (F), Ka 2,531 e. (F), Ka 2,328 igy. F, Ka 2,200 igy. (Ka) 1,987 igy. Ka 1,877 igy. (Ka) 1,785 igy. F 1,664 e. Ka 1,538 igy. (F), Ka 1,487 e. F, Ka 1,456 gy. F 1,372 igy. F 1,337 igy. 1,309 igy. 1,286 gy. 1,235 k. 1,195 igy.
Kissé diffúz, közepesen erős vonalak	Igen erősen diffúz, igen halvány vonalak	Kissé diffúz, eléggé erős vonalak	Közepesen diffúz, közepesen erős vonalak					
19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	Jelmagyarázat	
7,216 5 (Ka) 5,050 2 (Hi) 4,479 4 K, (F) 3,936 3 Di 3,613 5 Ka 2,800 1 2,551 3 Ka, (F) 2,557 3 Ka 2,206 1 Ka 1,998 1 Ka 1,664 2 Ka, (F) 1,496 4 Ka, F	6,930 4 Ka 4,651 1 F, Ka 4,292 4 F, Ka 3,748 3 (Ka) 3,420 4 (Ka) 2,807 2 2,473 3 Ka 2,394 3 F, Ka 2,250 3 Ka 1,909 2 Ka 1,600 1 Ka 1,510 2 F, Ka 1,450 4 Ka	7,125 5 Ka 4,863 3 Hi 4,503 3 F, Ka 3,888 4 Di 3,580 5 F 2,848 2 (Dol) 2,698 1 He 2,593 3 2,465 2 Hi 2,345 4 Ka 2,202 3 Ka 2,000 3 F 1,952 1 Ka 1,903 1 Ka 1,841 1 Ka 1,799 2 Ka, Hi 1,729 1 1,686 3 Ka, Hi 1,647 3 F 1,541 1 F, Ka 1,498 5 F, Ka 1,468 2 Ka	7,311 5 F 4,935 2 Hi 4,503 3 F, Ka 3,950 2 Di 3,652 4 F, Ka 2,978 3 Alun 2,624 2 Ka 2,516 2 Ka 2,371 3 F, Hi 2,202 1 Ka 2,065 1 Ka 2,010 1 Ka 1,875 1 Ka 1,681 1 Ka, Hi 1,506 5 F, Ka 1,472 1 Ka	7,24 2 Ka, F 4,17 3 Ka, Gó 3,55 1 Ka 2,695 2 (Gó) 2,555 1 Gó 2,438 2 Gó 1,717 1 Gó 1,559 1/2 Gó	7,05 2 Ka 4,17 5 Gó 3,54 8 Ka 2,688 3 Gó 2,560 1 Gó 2,442 4 Gó 2,172 2 Gó 1,902 1 Gó 1,797 1/2 Ka 1,717 3 Gó 1,558 2 Gó 1,505 2 Gó 1,450 1 Gó	7,17 8 Ka, F 4,43 8 Ka, F 3,55 8 Ka 3,31 1 2,569 3 F, Ka 2,485 3 F, Ka 2,327 3 F 2,207 1 (K) 1,992 2 Ka 1,893 1 Ka 1,659 3 Ka, F 1,483 7 Ka, F 1,284 2 1,233 2	Ka = kaolinit F = fireclay típusú kaolinit Hall = halloysit Hi = hidrargillit Di = diaszpor Gó = goethit He = hematit Kal = kalcit Dol = dolomit Alun = alunit d = diffúz () = bizonytalan e = erős ie = igen erős k = közepesen erős gy = gyenge igy. = igen gyenge	

Röntgenvizsgálatokhoz felhasznált minták megnevezése

- Fehér, porózus, rostos hidrargillit-réteg (KRIVÁN P. gyűjtése).
- Fehér, porózus, rostos hidrargillit-fészkek dolomit határán.
- Fehér, porózus, rostos hidrargillit-réteg dolomit határán.
- Fehér, porózus, hidrargillites-alumogéles fészkek a dolomit határán.
- Szürke, porózus hidrargillites pszilomelános réteg a dolomit határán.
- Fekete-fehérsávós réteg a dolomit határán. A fehér sávok anyaga.
- Fekete-fehérsávós réteg a dolomit határán. A fekete sávok anyaga.
- Fehér, tömött alumogéles-kovavasgélés-hidrargillites réteg a dolomit határán.
- Fehér, tömött, kagylóstörésű halloysit-fészkek a dolomit határán.
- Sárgásbarna goethites-kaolinites vasoxidkéreg.
- Májbarna limonitos-goethites-opálos vasoxidkéreg.
- Húspiros-rozsdavörös, hematitos-kaolinites vasoxidkéreg.
- Sötét lilásbarna likacsos goethites fészkek a vasoxidkéregben.
- Fehér kaolinites agyag.
- " " "
- " " "
- Sárgásfehér kaolinites agyag.
- " " "
- " " "
- " " "
- " " "
- Okkersárga kaolinites agyag.
- Sárgásbarna-barnássárga, vasas, kaolinites agyag.
- Goethites fészkek sárga kaolinites agyagban.
- Krémszínű, laza porózus fészkek sárga kaolinites agyagban.

* * *

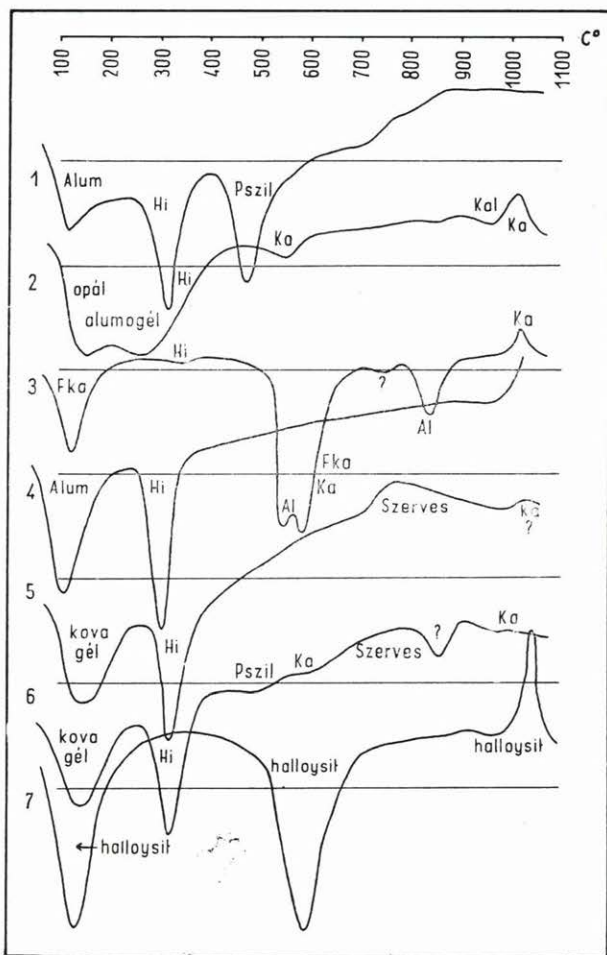
A M. Áll. Földtani Intézetben készültek a 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 23, 24, 25. sz. minták felvételei; az Építőipari Központi Kutatóintézetben a 14, 15, 16, 19, 20, 21, 22. sz. minták; a veszprémi Nehézipari Kutató Intézetben a 17, 18. sz. minták. Az 1. sz. minta felvételét GEDEON T. készítette.



4. ábra.

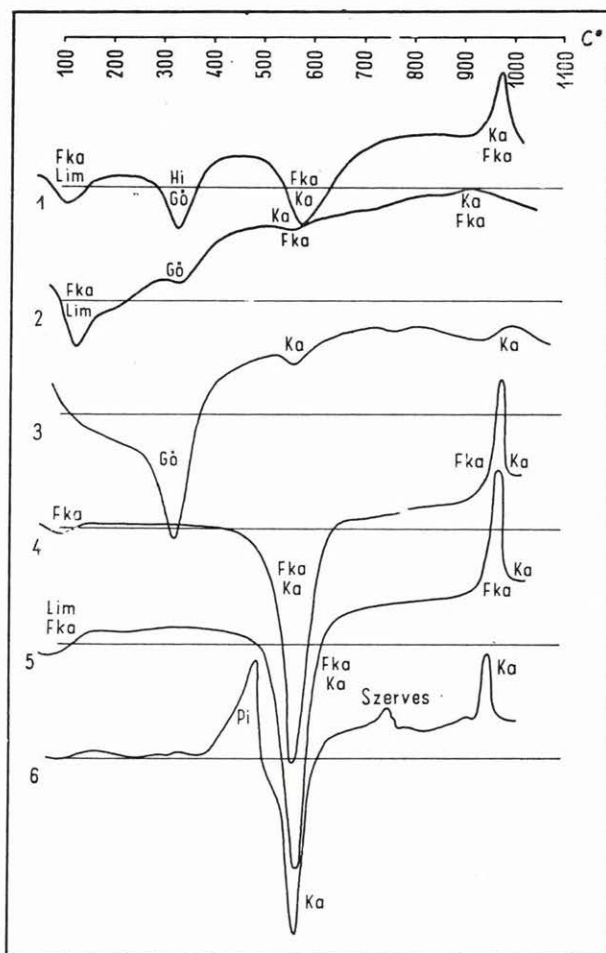
1. *Koponártető csúcsa.* Fehér, tömör, kovás dolomit (MÁFI felvétel).
2. *Koponár 2. sz. töbör.* Fehér, kissé porló dolomit, a töbör legaljától 2 m-re (MÁFI felvétel).
3. *Koponár 2. sz. töbör.* Sárga dolomitliszt, a töbör legaljától 20 cm-re (MÁFI felvétel).
4. *Pajtika-tető 4. sz. töbör.* Fehér, rostos hidrargillitréteg a dolomit határán (MÁFI felvétel).
5. *Koponár 2. sz. töbör.* Fehér, laza, rostos hidrargillitréteg a dolomit határán (MÁFI felvétel).
6. *Koponár 2. sz. töbör.* Fekete- fehérsávos laza réteg a dolomit határán (MÁFI felvétel).
7. *Koponár 2. sz. töbör.* A 6. sz. minta fehér, hidrargillites-alumogéles része (MÁFI felvétel).

Jelmagyarázat a 4—8. ábrához: Alum = alumogél, Hi = hidrargillit, Al = alunit, Gő = goethit, Pi = pirit, Lim = limonit, Ka = kaolinit, Fka = fireclay ásvány, Pszil = pszilomelán, Do = dolomit, Kal = kalcit.



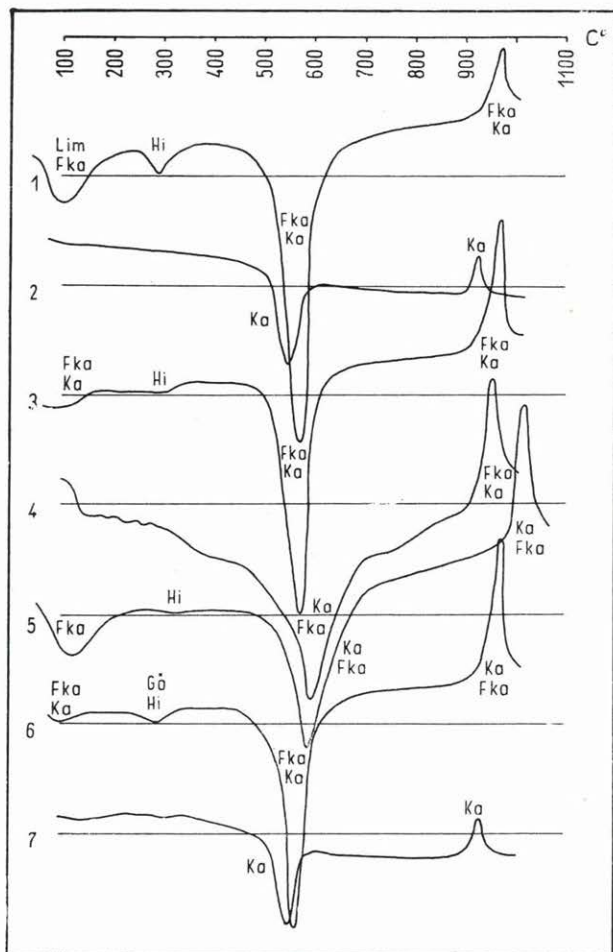
5. ábra.

1. *Koponár 2. sz. töbör.* A 6. sz. minta fekete, hidrargillites-alumogéles-pszilomelános része (MÁFI felvétel).
2. *Koponár 2. sz. töbör.* Fehér, tömött, alumogéles-hidrargillites-kaolinos réteg a dolomit határán (MÁFI felvétel).
3. *Koponár 2. sz. töbör.* Halvány rózsaszínű, kaolinos alunitfészkek a dolomit határán (MÁFI felvétel).
4. *Pajtika-tető 1. sz. töbör.* Fehér, tömött, hidrargillites-alumogéles réteg a dolomit határán (MÁFI felvétel).
5. *Pajtika-tető 1. sz. töbör.* Világosszürke, laza, hidrargillites-kovagéles fészkek a dolomit határán (MÁFI felvétel).
6. *Pajtika-tető 1. sz. töbör.* Az 5. sz. minta sötétszürke része (mangánhidroxiddúsulás) (MÁFI felvétel).
7. *Koponár 2. sz. töbör.* Fehér, puha, vesés halloysitfészkek a hidrargillitrétegben (MÁFI felvétel).



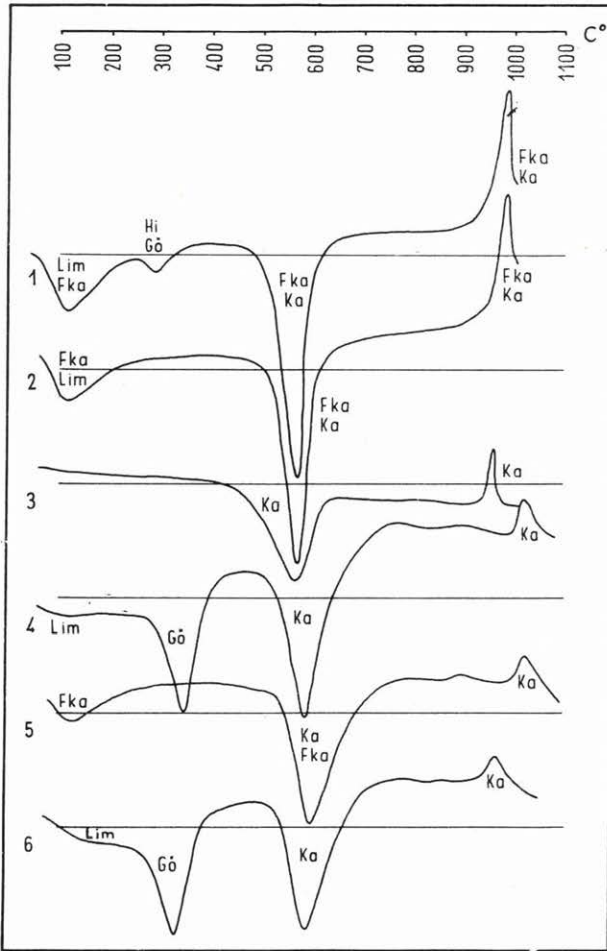
6. ábra.

1. *Pajtika-tető 1. sz. töbör.* Sárgásbarna goethites-limonitos réteg (MÁFI felvétel).
2. *Pajtika-tető 1. sz. töbör.* Májbarna, opálos fényű limonitos-goethites réteg (MÁFI felvétel).
3. *Kopondár 2. sz. töbör.* Barnásfekete, kemény, likacsos goethitfészkek a vasdús rétegben (MÁFI felvétel).
4. *Pajtika-tető.* Fehér kaolinós agyag (MÁFI felvétel).
5. *Pajtika-tető 4. sz. töbör.* Fehér kaolinós agyag (MÁFI felvétel).
6. *Pajtika-tető 4. sz. töbör.* Fehér kaolinós agyag piritszemcsékkel (KRIVÁN P. gyűjtése) (MÁFI felvétel).



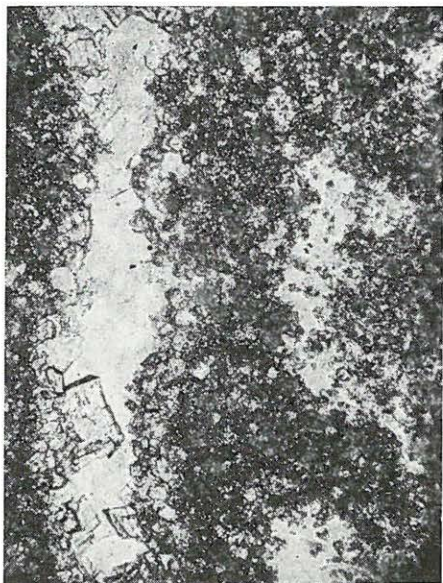
7. ábra.

1. Pajtika-tető 4. sz. töbör. Fehér kaolinos agyag (EAKI felvétel).
2. Pajtika-tető. Világossárga kaolinos agyag (MÁFI felvétel).
3. Pajtika-tető 4. sz. töbör. Világossárga kaolinos agyag (MÁFI felvétel).
4. Pajtika-tető. Világossárga kaolinos agyag (NEVIKI felvétel).
5. Pajtika-tető. Világossárga kaolinos agyag (MÁFI felvétel).
6. Pajtika-tető 4. sz. töbör. Okkersárga kaolinos agyag (MÁFI felvétel).
7. Pajtika-tető. Okkersárga kaolinos agyag (MÁFI felvétel).



8. ábra.

1. Koponár 2. sz. töbör. Okkersárga kaolinós agyag (EAKI felvétel).
2. Koponár 2. sz. töbör. Lila kaolinós agyag (EAKI felvétel).
3. Pajtika-tető. Lila kaolinós agyag (MÁFI felvétel).
4. Koponár 2. sz. töbör. Barnássárga goethites-kaolinós agyag (MÁFI felvétel).
5. Koponár 2. sz. töbör. Krémszínű, laza, porózus fészkek sárgásfehér kaolinós agyagban (MÁFI felvétel).
6. Koponár H-2 sz. töbör. Barna, kemény goethitfészkek sárga kaolinós agyagban (MÁFI felvétel).



9. ábra. Tömör kovás dolomit. Felül kvarcér, néhány jól fejlett kalcit romboéderrel. (29. sz. minta, $40\times$; párhuzamos Nikolok.)



10. ábra. Kissé porló dolomit. Finomszemcsés dolomitkristályok elmosódott határú, durvább kristályos dolomitból álló erekkel. (28. sz. minta, $40\times$; párhuzamos Nikolok.)



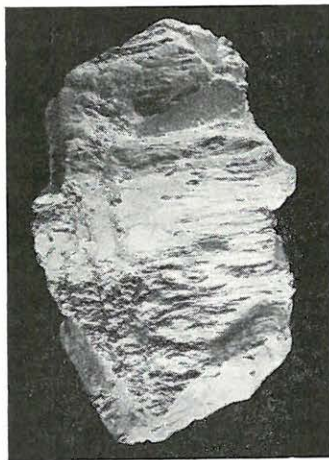
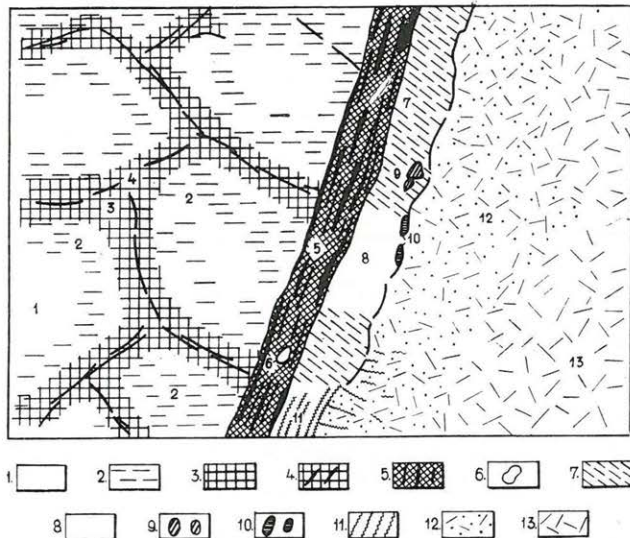
11. ábra. Porló dolomit egyenletesen elosztott kvarc- és kalcedonszemcsékkel. (25. sz. minta, $40\times$; keresztezett Nikolok.)



12. ábra. Kaolinos agyagba a leülepedéskor behullott tűzkö-gumó. (24. sz. minta, term. nagys.)

13. ábra.

Jelmagyarázat: 1. fehér kaolinós agyag, 2. halványsárga kaolinós agyag, 3. okkersárga kaolinós agyag, 4. barnás-sárga kaolinós agyag, 5. goethit-sárga kaolinós agyag, 6. barnásfekete goethit-fészkek a vasas rétegben, 7. rostos laza hidrargillit-réteg, 8. tömött hidrargillit-alumogéles réteg, 9. tömött vesés halloysit-fészkek a hidrargillit-rétegben, 10. alunit-fészkek, 11. fehér-fekete sávos hidrargillit-pszilomelános réteg, 12. sárgás dolomitliszt, 13. fehér, tömör kovás dolomit.

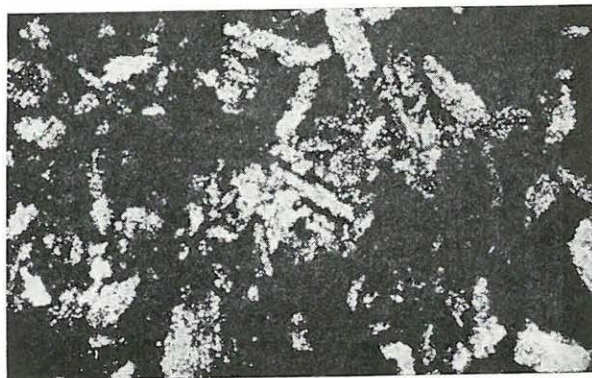


14. ábra. Fehér, likacsos, rostos hidrargillit-réteg a dolomit határán. (21. sz. minta, természetes nagys.)



15. ábra. Dolomit és kaolinós agyag érintkezése. *a)* kissé porlódó dolomit, *b)* erősen porlódó dolomit, *c)* hidrargillit-réteg, *d)* sárga kaolinós agyag. (A természetes nagyság egy tízede.)

16. ábra. Rostos szerkezetű mikrokristályos hidrargillit. (21. sz. minta, 40×; keresztetett Nikol.)



Egyes helyeken a hidrargillitrétegben rostos szerkezet nélküli, tömöttebb részek figyelhetők meg. Ezekben a hidrargillitet részben vagy egészen amorf—kolloid anyag helyettesíti, elsősorban *alumogél*, továbbá *kovasavgél* (opál). A kovasavgél mellett néhány százalék kaolinit is található. Feltűnő, hogy a mintákban a SiO_2 -tartalom 15—20%-ra is felszaporodik.



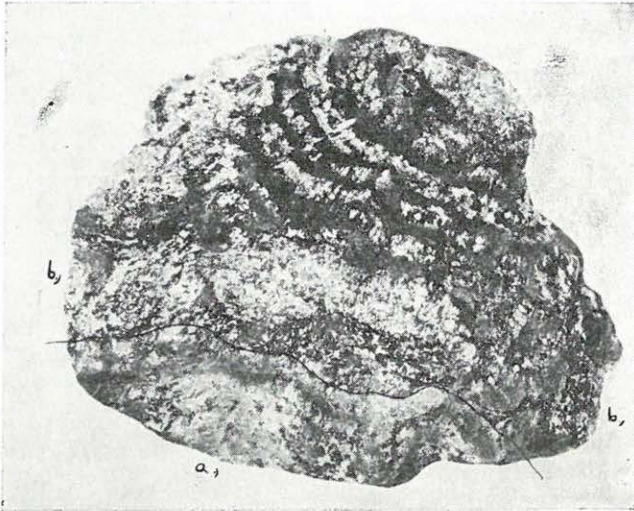
17. ábra. Tömött, vesés halloysit-fészkek a rostos hidrargillitrétegben. (19. sz. minta, term. nagys.)

A hidrargillitrétegben ritkábban néhány cm-es, gömbös-vesés alakú fehér fészkek is megfigyelhetők, tömött, szappanos tapintású, kagylós törésű anyaggal (17. ábra). Ezek néhány tizedszázalék goethit- és alumogél-szennyezéstől eltekintve, tiszta *halloysit*ből állnak. A röntgenfelvételek homályossága alapján a halloysit eléggé gyengén kristályos szerkezetű. Még ritkábban 0,5—1,0 cm nagyságú, halvány rózsaszínű, tömött, vesés fészkek is megfigyelhetők, egészen a dolomit határa mentén. Ezek kaolin és alumogél mellett 20—30% *alunit*ot tartalmaznak.

A Pajtika-tető töbreiben a fehér, rostos hidrargillit-réteget több helyen szürke, likacsos réteg váltja fel. Néhol a szürke rétegben 2—4 mm vastag, koromfekete csíkok találhatóak. Egyes helyeken ritmikus kicsapódásról tanúskodó 6—10, párhuzamos, világosabb-sötétebb csíkot is meg lehetett figyelni (18. ábra). A világos csíkok főleg hidrargillitből állnak 5—10% amorf kovasavgél kíséretében. A fekete sávok anyaga a fehérekénél kevésbé kristályos. A hidrargilliten és amorf kovasavon kívül az anyag nagy mangánoxid-tartalma a legjellegzetesebb. Ez átlagosan 15—20%. Egy tisztán elkülönített mintában TOLNAY V. 11,37% MnO-t és 18,76% MnO_2 -t mutatott ki. A mangán ásványtanilag kisebb részben alig kristályos *pszilomelan*, nagyobb részben amorf *wad* alakban van jelen.

A hidrargillites rétegen belül 10—30 cm vastag, leginkább sárgásbarna, májzabarna, sötétbarna színű, ritkábban húspiros vagy barnászvörös, vasban dús réteg mutatkozik; kemény, tömött anyagú, helyenként kagylós töréssel és élénk zsírfénnyel. A sárgásbarna részek uralkodóan *goethit*ből állnak, alárendeltebb mennyiségben limonit és kaolinit is megtalálható. A májzabarna, kagylósan törő részekben *amorf limonit* uralkodik, ugyancsak amorf gélyszerű opál és alumogél kíséretében. A mikrokristályos goethit és kaolinit mennyisége egészen alárendelt. Végül a húspiros és barnászvörös részek főleg *hematit*ből állnak. (Ez annyiban figyelemre méltó, hogy az egész cserszegtomaji agyagösszletben a lila agyag kivételével sehol másutt nem találtunk hematitot.) Kaolin és

alárendeltebb mennyiségű goethit kíséri. A vaskéregben helyenként sötét lilásbarna, kemény, likacsos fészkeket találunk. Ezekben a



18. ábra. Töbrőanyag és dolomit érintkezése. *a)* sárga, barnássárga porló dolomit, *b)* fekete és fehér laza, rostos rétegek. (22. sz. minta, term. nagys.) (2. sz. táblázat 9. és 10. elemzés anyaga.)

Fe_2O_3 -tartalom 60—70%-ra dúsul fel. Anyaguk gyengén kristályos *goethit*, kevés limonit, opál és kaolinít kíséretében.

A vasoxidkérgen belül, éles határral a töbrök fő kitöltő anyaga, a kaolinites agyag következik. Szín alapján az alábbi agyagfajtákat lehet megkülönböztetni: 1. fehér, 2. sárgásfehér-világossárga, 3. halványlila, 4. okkersárga és 5. barnássárga-sárgásbarna agyag.

Ezek az agyagfajták látzólag teljesen szabálytalan eloszlásúak. A töbrök beható vizsgálata szerint viszont kiderült, hogy leginkább a következő sorrendben helyezkednek el egymás mellett (13. ábra): a kőzetet átszelő litok-



19. ábra. Sárgásfehér kaolinós agyag, a repedések-hasadékok mentén sárgásbarna a elszíneződéssel.

lázisok mentén 1—4 cm vastagságban az agyag barnássárga-sárgásbarna színeződésű. Ez fokozatosan okkersárga agyagba megy át, mely

helyenként kitölti a litoklázisok által körülhatárolt teret, másutt viszont csak 5—20 cm széles sávot alkot. Ezen belül sárgásfehér vagy hófehér agyag következik. Ritkábban a sárgásfehér agyagot halványlila agyag helyettesíti. Mindezek az agyagfajták éles határ nélkül, fokozatosan mennek át egymásba (19. ábra).

Az agyagfajták átlagos összetétele:

	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Izz. vesztt.
fehér agyag	36,0%	46,9%	1,0%	0,9%	13,8%
világossárga agyag	34,1	47,5	2,8	1,2	13,4
lila agyag	32,8	47,0	5,5	1,1	12,4
okkersárga agyag	30,7	43,0	9,8	1,1	13,5
barnássárga agyag	15,6	23,0	43,7	1,0	15,5

Az elemzések szerint az egyes agyagfajták főként a vasoxidtartalomban különböznek egymástól. Az ásványos összetétel tekintetében viszont a vizsgálatok nem mutattak lényeges különbséget. A kőzet fő agyagásványa a kaolinit, ennek egy része ún. fireclay-típusú.

Minden egyes mintában kevés hidrargillitet (2—10%) és ezzel egyező mennyiségű amorf kovasavgélt (opál) is találtunk. Az agyag vasoxidtartalma uralkodóan limonit, alárendelten goethit, a lila agyagban pedig hematit. A fentiekén kívül — együttesen 1—4%-ot kitevő mennyiségben — kalcit, dolomit, alunit és rutil mutatható ki.

Egyes röntgenfelvételeken bizonytalan diaszpor-vonalak is jelentkeztek. Lehetséges tehát, hogy néhány százalékban ez az ásvány is fellép. A diaszpor biztos kimutatásához és mennyiségének pontos meghatározásához azonban még további részletvizsgálatokra van szükség. A legtöbb amorf anyagot a sárgásbarna agyag tartalmazza.

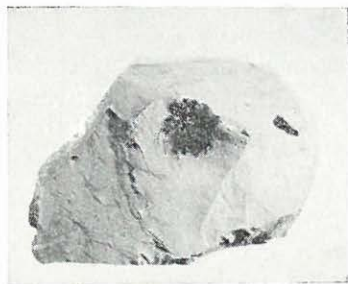
Az agyagfajták mennyiségi aránya a termelési adatok és a helyszíni megfigyelések alapján a következő: legtöbb a világossárga-sárgásfehér agyag, mely átlagosan a töbrök 55—60%-át alkotja, utána leggyakoribb az okkersárga agyag, 25—30%-os átlagmennyiségével. A fehér agyag már jóval ritkább, egyes töbrökben teljesen kimarad. Mennyisége átlagosan 8—10%-ra tehető. Még ritkább a lila és a sárgásbarna agyag. Mindkettő átlagosan 1—3%-a a töbrök anyagának.

A bányászat a fehér agyagot „tűzálló agyagként” hasznosítja. A vizsgálatok szerint átlagos tűzállósága 34—35 Sk. Még a sárgásfehér agyag is felhasználható erre a célra átlagos 32—34 Sk tűzállósága folytán. Az okkersárga agyagban viszont már legfeljebb 20—26 Sk ez az érték, azért tűzálló agyagként már nem használható. „Festékföld” néven hasznosítják, egyenletes, finomdiszperz eloszlású goethit-limonittartalma miatt, mely jó festési tulajdonságokat biztosít számára.

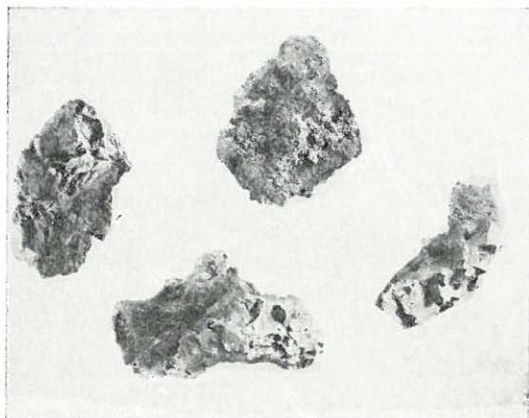
Az okkersárga agyagban helyenként apró, legfeljebb 1 cm nagyságú, leginkább gömbalakú üregek találhatók, melyek falát sötét lilásbarna

goethites-limonitos anyag vonja be (20. ábra). Helyenként az üregek nagyobbak (2—3 cm-esek), sötétbarna, szivacsos-likacsos kitöltéssel (21. ábra). Ezek anyaga is goethit, kaolinit, továbbá amorf limonit és kovasavgél (opál).

Egyes helyeken a sárgásfehér agyagban is vannak 1—3 cm nagyságú fészkek, amiket néhány milliméteres barnássárga vasas kéreg vesz körül: kitöltésük krémszínű, laza, igen likacsos anyag. Az utóbbi uralkodóan kaolinit és fireclay típusú kaolinit elegyéből áll,



20. ábra. Goethites-limonitos üregek okkersárga kaolinos agyagban. (15. sz. minta, term. nagys.)



21. ábra. Sötétbarna, likacsos-szivacsos, goethites fészkek okkersárga kaolinos agyagban. (16. sz. minta, term. nagys.)

30%-ot elérő amorf kovasavgél (opál) kíséretében. Figyelemre méltó, hogy a cserszegtomaji agyagban ezek a fészkek tartalmazták a legtöbb amorf kovasavat. Vasoxidtartalmuk viszont jelentéktelen, 1%-ot sem ér el.

Genetikai elgondolások

A cserszegtomaji kaolinites agyagképződmények keletkezését SZENTES F. 1952. évi kutatási jelentésében (9) hévforrásos tevékenységre vezette vissza. A mély, meredek falú töbröket hévforrás-tölcséreknek tartja, melyekbe alulról szállítódott fel a kaolinites agyag. A hévforrások feltörését a hegység peremi leszakadásával hozza kapcsolatba, ami szerinte a miocén végén vagy a pleisztocénben történhetett. Elmélete megerősítésére a közeli (5 km), ma is működő hévízi hévforrást említi, továbbá a Biked-domb dolomitján észlelhető hévforrásnyomokat. Ugyancsak a hévforrások oldott anyagai kötötték meg szerinte a pliocén homokot egyes helyeken kemény, tömör kovás homokkővé.

CSILLAG P.-né 1956-os kéziratoss jelentésében az agyagösszlet keletkezését kétféle módon tartja lehetségesnek (2). Egyrészt SZENTES F. elméletének megfelelően hévforrás keletkezésre gondol. Ebben az

esetben az agyag a triász rétegek alatti eruptív tömeg hévvezes lebontása révén keletkezett kaolinites agyagból származik, melyet a hévforrások vize szállított fel a jelenlegi tölcsérekbe. Ugyanakkor kiemeli, hogy az agyag még hévforrásos eredet esetében sem keletkezhetett a fekü dolomitból, tekintettel annak rendkívül kicsiny agyagtartalmára.

A másik lehetőség szerinte az, hogy az agyag üledékes úton keletkezett, mégpedig a közeli bauxittelepek képződésével egy időben. Eszerint a kaolinit a Balatontól D-re felszínen levő metamorf és magmás kőzetek laterites mállásakor keletkezett. Ez az anyag kolloid-oldatok formájában került a dolomiton már előzőleg kialakult karsztos mélyedésekbe, töbrökbe. Az ősföldrajzi körülmények különbsége okozta, hogy a nyirádi területen ez az agyag bauxittá alakult tovább, míg Cserszegtomaj környékén megmaradt eredeti állapotában.

1957-ben megjelent dolgozatában már SZENTES F. is az utóbbi felfogást valószínűsíti. Hangsúlyozza, hogy a kaolinites agyag a bauxit helyettesítő fáciése. Tehát „nem utólag szennyezett, degradált bauxit és nem is egyszerűen ősi hévvízi eredetű üledék” (10).

A mostani részletes földtani anyagfeldolgozás eredményei teljes egészében CSILLAG P.-NÉ felfogását erősítik meg.

A hévforrásos feltevést cáfolja, hogy a bányászkodás során két töbrőben — mégpedig a Koponár 2. és a Pajtika 1. számúban — kétségtelenül megállapítást nyert, hogy lefelé a töbrök összeszűkülnek és nem folytatódnak hévforrástölcsérben. A bauxittal való kapcsolatra mindenekelőtt a települési mód hasonlósága alapján is következtethetünk. Mindkét esetben a triász dolomit karsztos töbreit tölti ki az anyag. Igaz, hogy a legközelebb levő nyirádi bauxitterületen (20 km ÉÉK) a töbrök átlagos mélysége csak 15—25 m, míg Cserszegtomajon 30—50 m; ennek azonban ősföldrajzi magyarázata van.

SZABÓ P. Z. karsztmorfológiai megfigyelései szerint a töbrök, dolinák fenékszintje mindig a karsztvíztükör magasságában alakul ki (5). Mennél mélyebben van ez a felszín alatt, annál mélyebbek lesznek a töbrök. Igen valószínű, hogy az alacsonyabb fekvésű részekben a karsztvízszint közelebb lehetett a felszínhez, mint a magasabbakon. Ezen az alapon arra következtethetünk, hogy a karsztos töbrök kialakulása idején Cserszegtomaj térsége magasabb fekvésű lehetett, mint Nyírád környéke.

Abból, hogy a töbröket teljes egészében egynemű anyag tölti ki, arra következtethetünk, hogy a karsztformák (töbrök) kialakulását hamarosan követte az üledékanyag lerakódása. Az üledékanyagot kolloid-oldatok és szuszpenziók alakjában lassú felszíni vizek hozhatták a karsztos területre. Az előbbieken említett É-i lejtés alapján D felől történő anyagszállításra gondolhatunk. Ez megfelel a bauxitterületek eredetével kapcsolatos eddigi elképzeléseknek (11). A kolloid oldatban és szuszpenziókban való anyagszállítást legjobban a mikromineralógiai

és a granulometriai vizsgálatok bizonyítják. Ezek szerint a kaolinites agyag uralkodó része (több mint 90%-a) 5 μ -nál kisebb szemnagyságú, tehát kolloid nagyságrendű. A 0,1—0,2 mm szemnagyságú frakció mikromineralógiai vizsgálata szerint az ásványtársaság legnagyobb része koagulált kaolinit szemcsékből vagy epigén eredetű goethitből és limonitből áll.

Az allotigén ásványok szerepe teljesen alárendelt. Ezen belül a magmás és a metamorf kőzetekből származó ásványok közel egyező mennyiségben szerepelnek. Figyelemre méltó, hogy az allotigén ásványtársaság főleg igen ellenálló ásványokból áll, amiből hosszú szállításra vagy megismételt átmosásra lehet következtetni. A bauxittal való genetikai kapcsolatot megerősíti az allotigén ásványtársaságnak a nyirádi és szöci bauxitával való nagy hasonlósága is (1).

Az agyag leülepedésének földtani körülményei a bauxittal megegyezők, vagy legalábbis nagyon hasonlóak lehettek. Erre vall az agyagösszlet rétegezetlensége, továbbá a szerves maradványok hiánya. A nyirádi-halimbai bauxittelepek keletkezési korát VADÁSZ E. ösföldrajzi megfontolások alapján a felső-krétába helyezi (11). Amennyiben a cserszegtomaji kaolinites agyag a bauxittal egyidejűleg keletkezett, úgy ezt az időpontot az utóbbira is valószínűsíthetjük. Felvetődhet az a gondolat, hogy ilyen kontinentális képződmények az eocén elején, az oligocénben vagy a pannonban is létrejöhetnek. Ez kérdésessé tehetné az agyagösszlet ilyen, viszonylag idős származtatását.

Ellene szól ennek, hogy eddigi anyagvizsgálati adataink szerint a Bakonyhegységben egyetlen olyan eocén, oligocén vagy pannon korú szárazföldi agyagot sem ismerünk, mely ne tartalmazna több-kevesebb (min. 10—20%) finomtörmelékes anyagot. A cserszegtomaji kaolinites agyag törmelékes anyag-mentességével lényegesen eltér ezektől. Ugyanakkor éppen a bauxit és a vele együtt előforduló bauxitos agyag az, ami hasonlóképpen szinte teljesen mentes a törmelékes eredetű ásványszemcséktől.

Az agyagjellegű kolloid-szuszpenziók leülepedése után az eredetileg laza, vízzel átitatott amorf anyag fokozatosan tömörült és megindult a kristályos szerkezetű agyagásványok kialakulása. Erre az időszakra esik a bauxitosodás a nyirádi, a szöci és a halimbai bauxitterületeken. A bauxitosodás Cserszegtomajon is megindult, azonban az eltérő ösföldrajzi körülmények miatt nem vált általánossá. A bauxitosodás megindulását jelzi a kaolinites agyagban általánosan kimutatható hidrargillit, amelynek mennyisége helyenként a 10—15%-ot is eléri.

Geokémiai vizsgálataink szerint a bauxitosodást az agyagon átszivárgó talajvíz lúgossá válása indította meg (1, 6). A lúgos kémhatást SZÉKYNÉ FUX V. és SZEPESI K. vizsgálatai szerint a dolomit felszíni mállásakor keletkező $\text{Ca}(\text{OH})_2$ biztosíthatta (7). A bauxitosodáskor keletkező kovasavgél eltávolítását a talajvíz végezte és ezt a kilúgást a

jó vízvezető dolomitfekü tette lehetővé. A cserszegtomaji terület magasabb térszíni helyzete miatt jóval a talajvíz szintje felett feküdt és a kioldás mértéke csak jelentéktelen lehetett. Ezért tartalmaz az agyag átlagosan 5—15% kolloid kovasavat. A lebontás tehát megtörtént, de a keletkezett kovasavagél folyamatos eltávolítására nem volt lehetőség. Lehetséges, hogy a kovasav kilúgzását az is gátolta, hogy a dolomit már eleve erősen kovás volt.

A bauxittelepekhez hasonlóan a kezdeti bauxitosodásnak a kristályos szerkezetű agyagásványok kialakulása vetett véget. Ezek lebontása ugyanis már igen erős kémiai hatóanyagokat igényel. Cserszegtomajon közel egyenlő mennyiségben kaolinit és fireclay-típusú kaolinit (fireclay ásvány) keletkezett. Ismeretes, hogy bauxittelepeinkben is ezek a kizárólagos agyagásványok.

A legtöbb agyagásvány optimális keletkezési körülményeit ma már jól ismerjük. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (6) és VIKULOVA (12) legújabb adatai szerint kaolinit elsősorban szárazföldi mállás során, továbbá édesvizekben és mocsarakban keletkezik. Jellemző rá az erős kimosás, kilúgzás, mely az alkáliák eltávozását teszi lehetővé. Ez elsősorban szubtrópusi és trópusi meleg, nedves klímán jöhet létre. A kaolinit egyben a legoxidációsabb környezet terméke. Mindezek a körülmények pontosan illenek a cserszegtomaji területre és aláhúzzák annak szárazföldi és a bauxittal rokon keletkezését.

Korábbi geokémiai vizsgálataink során kiderült, hogy erősen oxidációs körülmények esetén főleg hidrargillites bauxit keletkezik, goethit kíséretében. Kevésbé erős oxidációs körülmények boehmit és hematit keletkezésének kedveznek (1). Cserszegtomajon kizárólag hidrargillitet találtunk és a vasásvány is uralkodóan goethit — a hematit szerepe egészen alárendelt. A SZÁDECZKY-KARDOSS E.-féle vasoxidációs fok (σ_{Fe} érték) a nyirádi területen átlagosan 80—90, Cserszegtomajon viszont átlagosan 200, tehát az előzőnél jóval nagyobb. Mindezek egybehangzóan azt bizonyítják, hogy a cserszegtomaji agyag a nyirádi bauxitnál oxidációsabb körülmények között képződött.

Különség a bauxittal szemben, hogy a cserszegtomaji agyagban pizolitokat és oolitokat eddig nem találtunk, holott ezek bauxitjainkban eléggé gyakoriak. A pizolitképződés amúgyis a bauxitföldtan egyik legkevésbé tisztázott kérdése. Ezért ma még nem tudjuk megmagyarázni, miért hiányzanak a pizolitok a cserszegtomaji kaolinites agyagban?

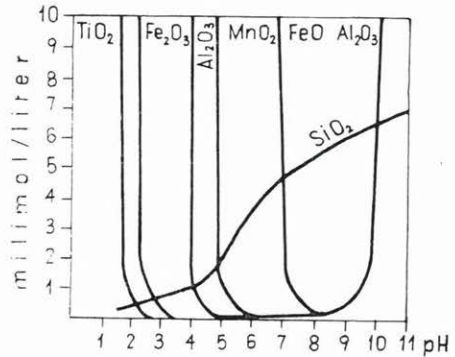
A dolomit határán levő vasoxidkérget és hidrargillitréteget szingenetikusan nem tarthatjuk, mert az üledékfelhalmozódásnak ilyen szabályszerű változása teljesen valószínűtlen. Következésképpen epigenetikus eredetre kell gondolnunk. A dolomit felől nem jöhetett az anyag, mert az elemzések szerint sem vas- sem alumíniumoxidot nem tartalmaz olyan mennyiségben, hogy abból a réteg származtatható volna. Tehát a töbrök belseje felől történt az anyagszállítás. Mind a vasoxid-

kéreg, mind a hidrargillitréteg a röntgenvizsgálatok szerint rendkívül finomszemcsés (néhány tized μ), sőt részben amorf. Ez, továbbá a ritmusos kicsapódás arra vall, hogy az anyagvándorlás kolloid-oldatokban történt és hogy a kicsapódott anyag kezdetben gélnemű volt.

VINOGRADOV p_H -diagramja segítségével (22. ábra) a réteges kicsapódás fizikai-kémiai körülményeire is következtethetünk (13). Míg a kaolinites agyag átlagosan 1,0–1,2% TiO_2 -t tartalmaz, addig a vaskéregben már csak 0,55%, a hidrargillit-rétegben pedig 0,04% a TiO_2 átlaga. Ez a fokozatos csökkenés arra vall, hogy a telepen átszivárgó oldatok 2 p_H -nál nem lehettek savasabbak, mert akkor a titán is migrálni tudott volna (13).

A töbör belsejében az oldatok p_H -ja savas lehetett, mert az alumínium és a vas egy része kioldódott. A dolomit-falat elérve, az oldatok fokozatosan semlegesedtek a dolomit lúgos kémhatása következtében. A VINOGRADOV-féle diagram szerint először a vasnak kellett kiválnia és valóban a vasoxidkéreg van a töbrőfal belső oldalán. Az alumínium tovább migrált kifelé és csak 4–5 p_H elérésekor vált ki a mangánnal együtt. A hidrargillit-réteg teljes vas- és titánszegénységét tehát a p_H -növekedéssel tökéletesen megmagyarázhatjuk. A MnO_2 csak 5–6 p_H -nál csapódik ki. Ezzel magyarázható, hogy a fekete mangános erek, dendritek a dolomitliszt-rétegbe is behatolnak. Mind a két réteg kicsapódása a dolomit rovására történt. Valóságos metasomatikus folyamat volt ez, amikor a savas oldatok a dolomitkristályokat kioldották és helyükre előbb a vas-, majd az alumínium- és mangánoxid-ásványokat rakták le. E metasomatikus hatással magyarázható az is, hogy a töbröket mindenütt 0,5–2,0 m vastagságú porló dolomit veszi körül. A töbör felől történő anyagszállítást a porlott réteg megnövekedett alumínium- és vastartalma is bizonyítja. A savas oldatok szerepét pedig az SO_3 -tartalom mutatja. Ez a tömör dolomitban 0,12–0,15%, a porlóban 0,2%, a dolomitlisztben pedig 0,33%. Lúgos oldatokkal ez a szabályszerű átrendeződés sehogy sem volna magyarázható.

Mi okozta a kezdetben lúgos kémhatású talajvíz savassá válását? A töbrök kaolinites agyagjának eléggé nagy átlagos SO_3 -tartalma (0,5–1,5%), továbbá a hidrargillit-rétegben található alunites fészkek alapján kézenfekvő, ha kénsavas oldatok hatására gondolunk. Kénsavas oldatot viszont elsősorban piritbomlás eredményez. A kaolinites agyag-



22. ábra. A p_H és az oldhatóság összefüggése VINOGRADOV, A. P. szerint (kiegészítve).

ban piritet eddig sehol sem találtunk. Viszont vannak olyan üregek a kaolinos agyagban, melyek alakja eloxidálódott és kioldott hajdani piritgumókra emlékeztet. Repedések és hasadékok mentén is találunk ilyen nyomokat. Megerősíti ezt a véleményt KRIVÁN P. szóbeli közlése is, mely szerint a Pajtika-tető töbreiben a sárga kaolinites agyagban pirit utáni limonit-pszeudomorfózákat talált. Egy általa gyűjtött fehér agyagminta DTA-felvétele pedig szintén pirit jelenlétét mutatta ki (6. ábra 6. sz. görbéje).

A piritisedés nyilván utólagos (epigenetikus) folyamat lehetett, mivel a kiindulási anyag σ_{Fe} értéke — mint már említettük — határozottan oxidációs körülményeket jelez. Valószínűleg ugyanakkor történt a piritfészkek képződése, mint a fedő pannon homokban. A piritképződés befejeződése után a töbrök újra oxidációs viszonyok közé jutottak. Az oldott oxigénnel telített talajvíz hatására a pirit oxidálódott, a keletkező kénsav kioldotta az oxidált pirit vastartalmát, sőt a kaolinites agyagot is megtámadta és alumíniumot oldott ki belőle. A kénsavas oldatok lefelé vándoroltak és ott fokozatosan semlegesedve hozták létre az előbb ismertetett kettős réteget.

A fenti elképzelést a színképelemzések adatai is alátámasztják. Míg a tömör, kovás dolomit nyomelemekben szegény, addig a töbrök fala mentén levő porló dolomitban a legtöbb vizsgált elem erősen feldúsul. Mindezek a kaolinites agyagban is megtalálhatók, azonban valamivel kisebb mennyiségben. Figyelemre méltó, hogy a kaolinites agyaghoz képest sem a vasoxidkéreg, sem a hidrargillites réteg nem mutat lényeges elemdúsulást. Ez azt mutatja, hogy a nyomelemek vándoroltak kifelé a legmesszebb. Ilyen a bárium, berillium, kobalt, molibdén és a cirkonium. Különösen feltűnő a bárium nagy feldúsulása és valószínűleg a hidrargillit-rétegben található mangánásványokkal (pszilomelán, wad) függ össze. Ha a kaolinites agyag nyomelemtársaságát és mennyiségét a nyirádi bauxitével összevetjük, szembetűnik ezek nagyfokú hasonlósága. Ez a körülmény is alátámasztja a kaolinites agyag és a bauxit azonos kiinduló anyagból való keletkezését.

Végül fel kell hívni a figyelmet arra, hogy a cserszegtomaji telepek kialakulása nem tekinthető helyi jelenségnek. Ismeretes, hogy dunántúli bauxittelepeink DNy—ÉK-i irányú vonulatban helyezkednek el (1). Valószínű, hogy ez a sáv a kréta tenger partját szegélyező alacsony kúpkarst-jellegű síkság lehetett. Karstmorfológiai megfigyelések alapján feltehető, hogy a térszín DK felé emelkedett. Ez összhangban van az eddig is feltételezett, DK felől való anyagszállítással. Ezen az alapon a bauxittelepek optimális övezetétől DK-re egy másik, bár keskenyebb sáv jelenléte tételezhető fel, a cserszegtomajihoz hasonló, alig bauxitosodott, kaolinites agyagtelepekkel. Véleményünk szerint ez a sáv ténylegesen meg is van, csak céltudatos kutatás hiányában nem tárták fel eddig. Elég arra utalni, hogy a cserszegtomaji telepcsoportot is

csak 10 éve mutatták ki. Monostorapáti környékéről máris tudomásunk van a fentiekkel teljesen egyező kaolinos agyagnyomokról.

Figyelemre méltó az is, hogy a közelmúltban BODZAY J. a pilis-vörösvári „tűzálló” kaolinites agyagtelepekben a cserszegtomajihoz hasonló közettani elrendeződést figyelt meg. Ott is megvannak a dolomit határán a hidrargillitfészkek és a vasoxidkéreg, ott is kimutathatók a kaolinites agyagban a kezdődő bauxitosodás nyomai.

Meggyőződésünk, hogy a fenti felismerésen alapuló céltudatos továbbkutatás újabb, iparilag hasznosítható „tűzálló-agyag”- és „festékföld”-telepek feltárásához fog vezetni.

IRODALOM

1. BÁRDOSSY, GY.: The geochemistry of hungarian bauxites. Part I, II, III. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. **5—6**. 1958, 1959.
2. CSILLAG P.-NÉ: A cserszegtomaji tűzállóagyag és festékföld. — L'argile réfractaire et la terre colorante de Cserszegtomaj. — Földt. Int. Évi Jel. az 1955—56. évről. 1959.
3. ERDÉLYI M.: A cserszegtomaji piritkutatás. — La recherche de pyrite de Cserszegtomaj. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról. 1955.
4. KRIVÁN P.: Felderítő előzetes festékföld-tűzállóagyagkutatás Sümeg és Cserszegtomaj környékén. — Kézirat. Földt. Int. Adattár. 1953.
5. SZABÓ P. Z.: Magyarországi karsztformák klímátörténeti vonatkozásai. — Földr. Közl. 1956.
6. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Geokémia. — Budapest, 1955.
7. SZÉKY-FUX, V. — SZEPESI K.: The role of loess in alkali soil formation. — Die Rolle des Lösses in der Bodenbildung. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. **6**. 1—2. 1959.
8. SZENTES F.: Kénkovand előfordulások földtani viszonyai a Keszthelyi-hegység környékén. — Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947/48. évi munkálatairól. 1948.
9. SZENTES F.: Jelentés az 1952. évben a Keszthelyi-hegységben végzett bauxitkutató munkálatokról. — „MASZOBAL” Rt. összefoglaló jelentése. Kézirat. 1953.
10. SZENTES F.: Bauxitkutatás a Keszthelyi-hegységben. — Bauxitschürungen im Keszthelyer Gebirge. — Földt. Int. Évk. **46**. 3. 1957.
11. VADÁSZ E.: Bauxitföldtan. — Budapest, 1951.
12. VIKULOVA, M. F.: Metodiceszkozje rukovodsztvo po petrografo-minyeralogiceszkomu izucsenyiju glin. (Módszertani kézikönyv az agyagok ásvány-közzetani tanulmányozásához.) — Moszkva, 1957.
13. VINOGRADOV, A. P.: O pricsinah vüszokovo szogyerzsanyija titana v boksitah. (A bauxitok nagy titántartalmának okairól.) — Izv. Akad. Nauk. SzSzSzR. szer. geol. **4**. 1957.

A MEZOZOIKUM KŐOLAJFÖLDTANI JELENTŐSÉGE

(I., II. sz. melléklettel)

KERTAI GYÖRGY

(Budapest)

A mezozoikum általános kőolajföldtani jelentősége

1947-ben a Föld kőolajtermelésének csupán 17%-a származott mezozoós és több, mint 53%-a harmadkori üledékekből. Az 1958-as statisztikák szerint a Föld kitermelhető kőolajkészletének kereken 75%-a mezozoós üledékekben található. 1947-ben Magyarország olajtermelésének 95%-a harmadkori üledékekből származott, a jelenlegi termelésnek több, mint 70%-a és a kitermelhető készletnek 50—60%-a kréta és triász üledékekből.

Ennek az utolsó 10 évben bekövetkezett nagy változásnak oka a kutatási elvek fejlődése. Az „antiklinális elmélet” egyeduralmát követő kutatási korszakot „általános tektonikai” szerkezetkeletkezés korszakának nevezhetjük. Ebben az időszakban törések, monoklinálisok, sódiapírok kutatása járult az antiklinálisok kutatásához. A legújabb időben már a „csapdaelmélet”-nek nevezhető elv alapján a sztratigráfiai, lithológiai, sőt morfológiai alakulatok is értékes kutatási területek.

Az antiklinális elmélet alapján főleg harmadkori és az idősebb pajszonokon paleozoós telepeket találtak. A mélyebbre való lehatolás a harmadkori fedők alatt megtalálta a bonyolultabb szerkezetű mezozoós telepeket.

KNEBEL, G. M. 1956-ban közölt adataiból kiszámíthatjuk, hogy a 236 legnagyobb és a Föld készletének 82%-át tartalmazó olajtelep 57%-a 900—2400 m között helyezkedik el. Ebben a mélységben van a Föld kőolajkészletének 73%-a. Ezek közül 19,5%-ban mezozoós a tárolókőzet, de a telepeknek ez a 19,5%-a adja a Föld termelésének kereken 53%-át.

A magyarországi medencék területén a kisebb-nagyobb olajelőfordulások száma 16, de a kitermelhető készlet 50—60%-át két mezozoós szerkezet tartalmazza.

A kutatás fejlődése, a nehezebben megtalálható, eltakart telepek felfedezése csak részben oka ennek a megoszlásnak. A mezozoikum

kedvező olajtárolási viszonyainak oka a következő földtani körülményekből is fakad: 1. A harmadkori tengerek a legtöbb helyen kisebb kiterjedésűek, kevesebb szerves anyag összegyűjtésére voltak alkalmasak. 2. A harmadkori üledékgyűjtő medencéket övező területeken csak rövidebb ideig volt meg a viszonylag egységes biotop, mely a homogén szerves-anyag felhalmozódás előfeltétele. 3. A harmadkori telepek nincsenek lefedve, szemben a mezozoós üledékekkel, melyeket sok helyen borítanak el a csapdaképzésre alkalmas pelitek. 4. Paleozoós kőzetekben a Föld készletének csupán 9%-a van. Ennek oka nemcsak az, hogy a kutatás még nem érte el a paleozoós mélységeket, hanem az a tény is, hogy a paleozoikum már sok helyen metamorfizálódott kőzetekből áll, s így lefedettsége ellenére kedvezőtlenebb az olajtárolás szempontjából, mint az alig változott mezozoós üledéksor. 5. A mezozoikum kőzetei sok helyen arra is alkalmasak, hogy a szerkezeti kiemelkedések körül a mélyebben fekvő harmadkori, még sokszor nem teljesen megszilárdult üledékekből összegyűjtsék az olajat.

Mindebből következik tehát, hogy a mezozoós telepek felkutatása nehezebb, de gazdaságosabb feladat, mert kevesebb ugyan a mezozoós telepek száma, és bonyolultabbak is, de a bennük tárolt kőolajkincs jelentősen felülmúlja a fiatalabb és idősebb üledékekben levő olaj mennyiségét.

A mondottak következtében olaj- és földgázkutatásunk szempontjából fontos volna tudni az eltemetett mezozoós képződmények elterjedését, a mezozoikum tektonikai helyzetét és ősföldrajzi viszonyait. Ezt a feladatot az ún. nagyszerkezeti térképek csak részben oldják meg.

A magyarországi eltemetett mezozoikum előrejelzésének lehetősége

A mélyfúrásokkal kimutatott ún. „alaphegység” jellegéből nagyszerkezeti térképet szerkeszteni túlzott elképzelés. A mezozoikum jelenléte, vagy hiánya a harmadkori rétegsor alatt nem jogosít fel arra, hogy a mezozoós képződmények egykori elterjedésének határvonalait meghúzzuk. Feltételezhetjük esetleg a jelenlegi elterjedés határát, de a gyakorlatban ezt is sokszor éri cáfolat. Ez volt az eset például Pusztaföldváron, ahol a Nagyszénáson feltételezett és Tótkomlóson megismert mezozoós képződmények között valamennyi nagyszerkezeti térkép mezozoós sávot tételezett fel és a mélyfúrások a tótkomlósi mezozoikummal közel azonos szintben, paleozoós metamorf rögöt tártak fel a mezozoós sáv helyett.

A kőolaj- és gázkutató mélyfúrások hazánkban eddig legtöbb esetben gravitációs maximumokon mélyültek. Ezekben a helyeken kiemelkedő mezozoós, vagy paleozoós rögök találhatóak. Utóbbi esetben természetesen, hogy a legkiemeltebb részokről kellett hogy lehordódjon a mezo-

zoikum könnyen pusztuló, főleg karbonátos kőzetekből álló rétegsora. Elfogadható természetesen az, hogy léteznek nagy tektonikai vonalak, melyek az eredeti mezozoós tengerpartokat preformálták, vagy a lepusztulás határvonalaira adnak felvilágosítást. Miután azonban a mezozoikum eredeti elterjedése ettől el is térhetett, e vonulattól függetlenül is találhatunk mezozoós képződményeket. A mélyfúrásokban talált határok nem lehetnek tehát jellemzőek ezekre a tektonikai vonalakra. Az üledék-elterjedési határoknak a nagy tektonikai vonalakkal való megegyezése csak orogén áttolódási vonalak esetében természetes. Ilyen terület például a magyar medencékben a Nagyszőlősi ÉK-i részén levő flis vonulat D-i és esetleg É-i határa.

A partvonal, mint üledék-elterjedési határ egy szinepirogén, posztorogén folyamat eredményeként folyamatos süllyedéssel messze eltolódhat a süllyedést elindító orogén fő törésvonaltól.

Fenti állításainkat néhány példával akarjuk megvilágítani:

1. A Budai-hegység K-i leszakadási vonala méreteiben is jelentős, ismert tektonikai tény. A Duna-balparton a több, mint 1800 m-es lépcsős vetőrendszer mélybe süllyedt oldalán, Mátyásföldön 1609 m-ben érte el a fúró a karni dolomitot. E nagy letöréstől K-re viszonylag egyenletesebb térszínnel húzódik a lefedett mezozoikum Gödöllőig, ahol 1893 m-ben és Turáig, ahol valószínűleg egy újabb kisebb sashérc-rendszerben 1553 m-ben érték el a karni mészkövet és alatta a dolomitot.

2. Pusztaföldváron, Orosházától D-re a pannonikum alatt 1692 m-ben ópaleozoós csillámpalát tárt fel a fúró, de az ettől 5 km-re DK-re levő csanádapácai fúrás 2114 m-től 2223 m-ig triász mészkő- és dolomitdarabokból álló breccsát fúrt, jeléül a kiemelkedő paleozoikumot övező mezozoikumnak. Joggal feltételezhető, hogy a pusztaföldvári paleozoikum felett is megvolt a triász és júra mészkő, de a legmagasabb helyekről lepusztult.

3. Ellene szól a tektonikai határvonal-elméletnek az a megállapítás, hogy a Dunántúli Középhegység ÉK-i részén és a Budai-hegységben D-i és É-i alpi kifejlődésű mezozoikumot ismerünk. A nagyszerkezeti kérdésekkel foglalkozó szerzők ezt bizonyítottak tartják és ugyanők egységesen nagy paleozoós területet tétéleznek fel a nyugat-dunántúli harmadkori medence aljzataként. Ny-Dunántúlról tehát vagy lepusztult a mezozoikum, vagy morfológiai kiemelkedés, szigethegység volt ez a terület. Egyik esetben sem tektonikai a határvonal a paleozoikum és a mezozoikum között. E feltételezés nélkül a Dunántúli Középhegység összefüggését a mezozoikummal igen erőltetetten képzelhetjük el, hiszen a Karavankák és az Ivansčica vonulatának csapása a kelet-dunántúli paleozoikum felé irányul.

4. A Duna—Tisza közén északkeletről délnyugatra húzódó vékony sávban képzelik el a paleozoikum lefutását; a Ny-Dunántúllal összehasonlítva ilyen keskeny területen még inkább fennáll a lepusztulás lehetősége,

ezt bizonyítja az 1959-ben mélyített izsáki kutatófúrás szelvénye: 624 m-ig felső-pannon rétegsort, alatta 45 m miocén konglomerátumot, 669 m-től felső-kréta mészmárgát, majd mészkőrétegeket harántolt és 1357 m-ben paleozóos fillitet tárt fel. E paleozoikumban haladt a fúró 1390 m-ig. Ez az első hely, ahol a medencén belül — átfúrva a mezozóos képződményeket — elértük a paleozoikumot. Hogyan ábrázoljuk ezt a nagy szerkezeti térképek eddigi szerkesztési módszereivel? Eddig ugyanis a medencén belül vagy mezozóos, vagy paleozóos medencealjzatban, vagy valamilyen magmás kőzetben állt meg a fúró és a határokat egyszerűen közöttük lehetett megvonni.

5. A határok közbeiktatása sem egyszerű feladat. A Duna—Tisza köze déli részén a környező nagyobb harmadkori süllyedések egy kiemelkedő, vékonyabban lefedett rögsort öveznek. Ez a Madarastól a jugoszláv határ mentén ÉK-i irányban Pusztamérgesig húzódó rögsor jellegzetes szigethegység, a paleozóos és mezozóos képződmények — részben tektonikailag kialakult — nagy változatosságával (I. melléklet). A 8 km széles és 40 km hosszú sávon belül a paleozóos metamorf palarög mellett triász dolomitrögöt öveznek a felső-kréta homokkő-, márga- és mészkőrétegek és ezen kívül sötétszürke, krinoideás alsó-, illetve középső-liász mészkő-, márga- és homokkőrétegeket is feltártak a CSIKY G. által irányított szerkezetvizsgáló fúrások. Kétségtelen, hogy egy bonyolult, kis kiterjedésű, de nagy tektonikai változásokat szenvedett szigethegységgel van dolgunk.

6. Az uralkodóan mezozóos területeken belül is gyakran jelennek meg közvetlenül a harmadkori képződmények alatt metamorf, vagy vulkáni kőzetek. Ilyen az eperjehegyháti 1. sz. fúrásban 2000 m-ben talált, hahótedericsihez hasonló andezit, az ettől 1900 m-re levő fúrásban megütött „helleflinta”-szerű metamorf kőzet. Könnyen félrevezetőek lehetnek az ilyen adatok a medencealjzat nagy határvonalaik megrajzolásában.

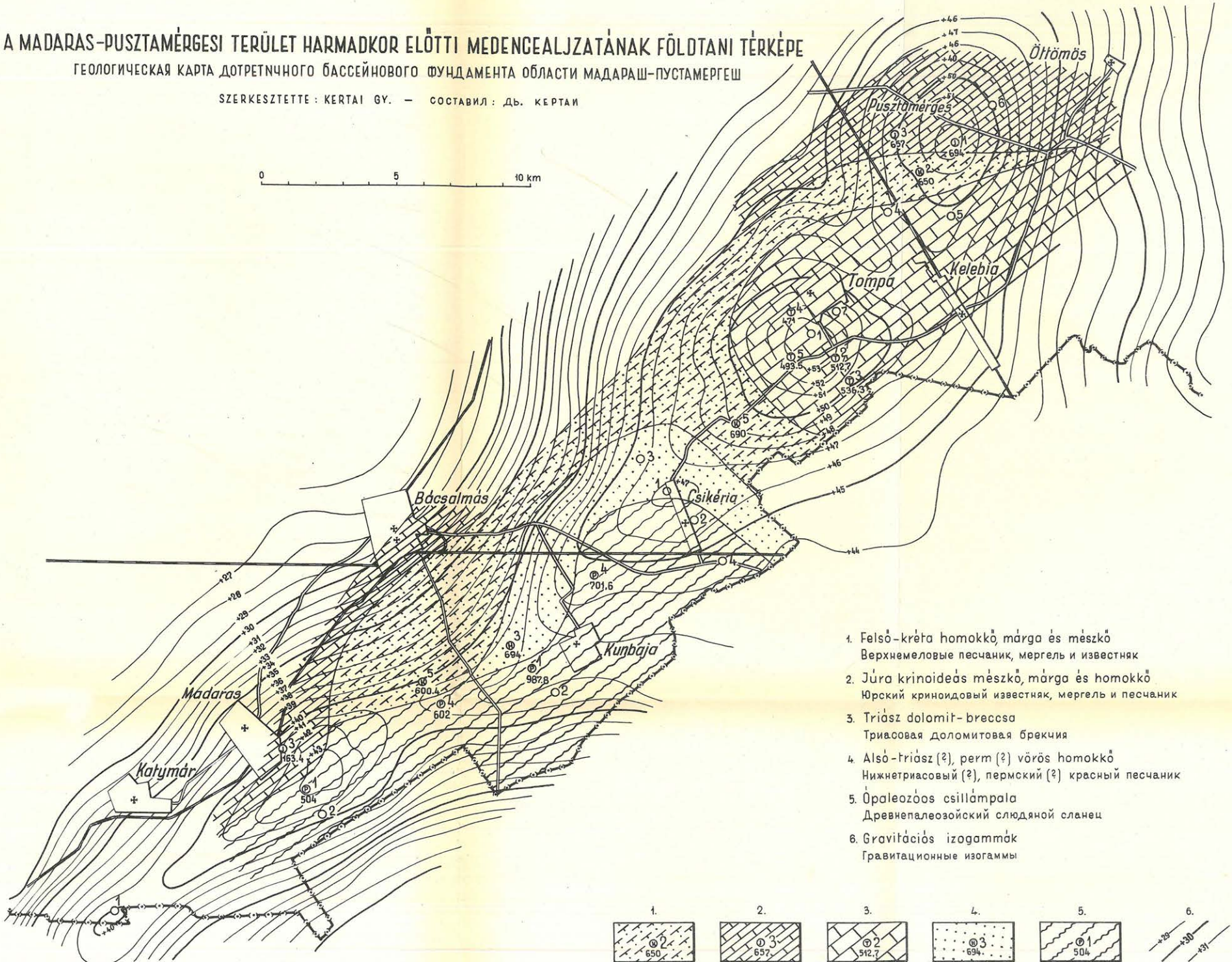
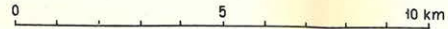
Mindebből az tűnik ki, hogy az eltemetett mezozóos rögök ugyanolyan egykori szigethegységek, mint a ma is felszínen levő, változatos összetételű Mecsek, vagy Bükkhegység. Az egyes fúrásokban megütött képződmények sokkal kevesebbet mondanak, mint a földtanilag térképezett, felszínen levő hegységeink. Ezeknek a nagyszerkezeti egységbe való beillesztése sok vitára ad még alkalmat.

A szerkezeti térképek tehát a *jelenlegi elterjedést* ábrázolják, természetesen sok helyen feltételezésekkel. Az *egykori elterjedés* területét még sokkal több feltételezés igénybevételével ábrázolhatjuk. Ezek a térképek tehát a harmadkor előtti felszín feltételezett földtani térképei, melyeket tektonikai színvonalra azzal kíséreltek meg emelni, hogy a fő tektonikai irányokkal párhuzamosan futó vonalakkal kötötték össze az össze nem köthető, sokféle tényező által kialakított változatos összetételű szigethegységek éppen megismert képződményeit.

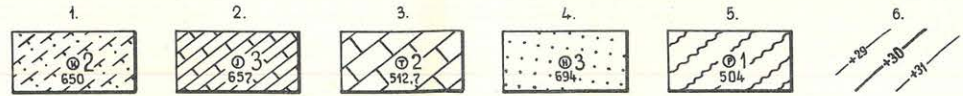
A MADARAS-PUSZTAMÉRGESI TERÜLET HARMADKOR ELŐTTI MEDENCEALJZATÁNAK FÖLDTANI TÉRKÉPE

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ДОТРЕТНЧНОГО БАССЕЙНОВОГО ФУНДАМЕНТА ОБЛАСТИ МАДАРАШ-ПУСТАМЕРГЕШ

SZERKESZTETTE: KERTAI GY. — СОСТАВИЛ: ДЬ. КЕРТАИ



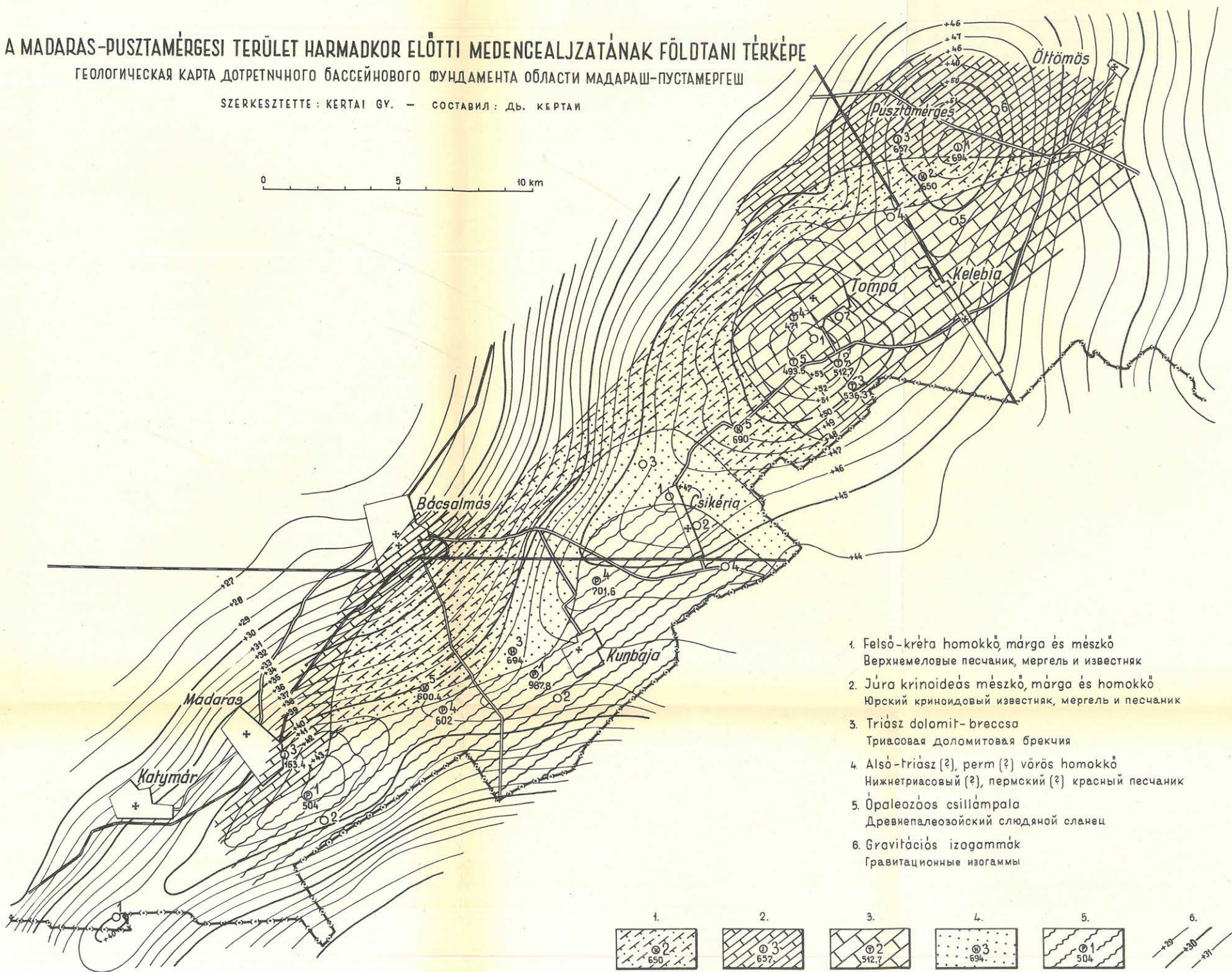
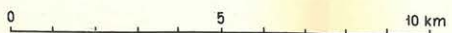
- 1. Felső-kréta homokkő, márga és mészkő
Верхнемеловые песчаник, мергель и известняк
- 2. Júra krinoides mészkő, márga és homokkő
Юрский криноидовый известняк, мергель и песчаник
- 3. Triász dolomit-breccsa
Триасовая доломитовая брекчия
- 4. Alsó-triász (?), perm (?), vörös homokkő
Нижнетриасовый (?), пермский (?) красный песчаник
- 5. Órpaléozóos csillámpala
Древнепалеозойский слюдяной сланец
- 6. Gravitációs izogammák
Гравитационные изогаммы



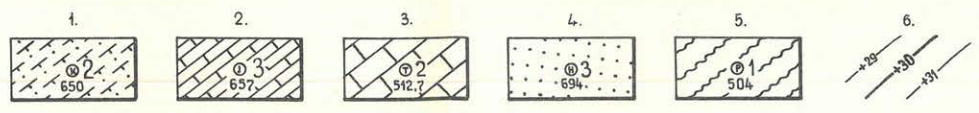
A MADARAS-PUSZTAMÉRGESI TERÜLET HARMADKOR ELŐTTI MEDENCEALJZATÁNAK FÖLDTANI TÉRKÉPE

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ДОТРЕТНЧНОГО БАССЕЙНОВОГО ФУНДАМЕНТА ОБЛАСТИ МАДАРАШ-ПУСТАМЕРГЕШ

SZERKESZTETTE: KERTAI GY. — СОСТАВИЛ: ДЬ. КЕРТАИ



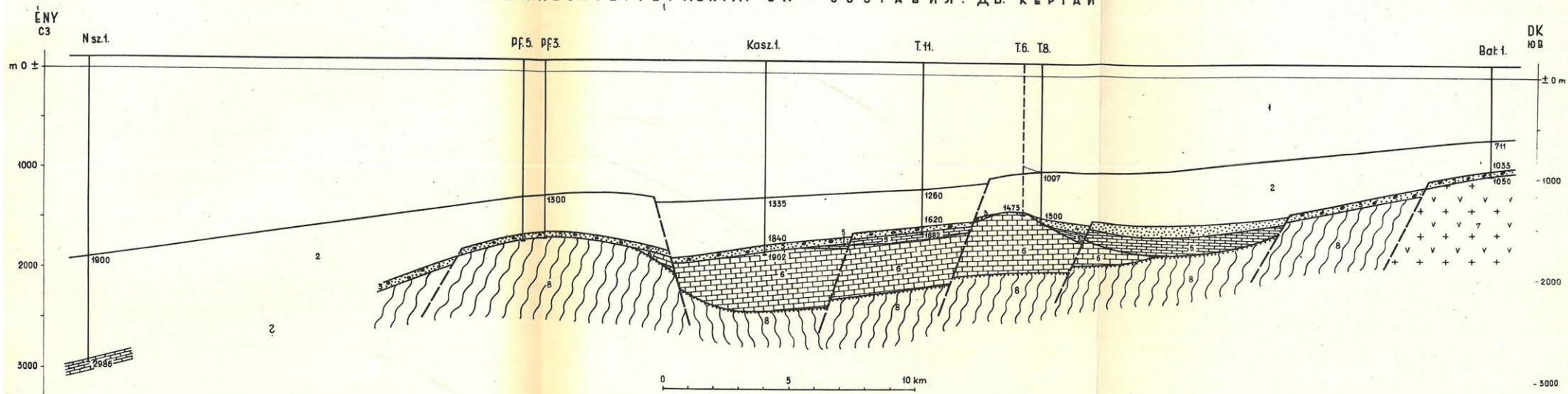
1. Felső-kréta homokkő márga és mészkő
Верхнемеловые песчаник, мергель и известняк
2. Júra krinoideás mészkő, márga és homokkő
Юрский криноидовый известняк, мергель и песчаник
3. Triász dolomit-brecsca
Триасовая доломитовая брекчия
4. Alsó-triász (?), perm (?) vörös homokkő
Нижнетриасовый (?), пермский (?) красный песчаник
5. Őrpalaeozóos csillámpala
Древнепалеозойский слюдяной сланец
6. Gravitációs izogammák
Гравитационные изогаммы



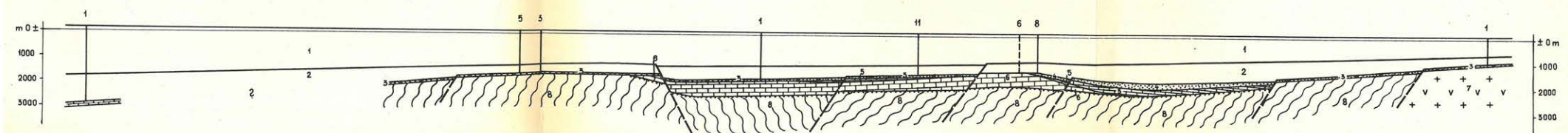
FÖLDTANI SZELVÉNY NAGYSZÉNÁS-BATTONYA KÖZÖTT ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЛИНИИ НАДЬСЕНАШ-БАТТОНЬА

SZERKESZTETTE: KERTAI GY. — СОСТАВИЛ: ДЬ. КЕРТАИ

II.



(A felső szelvény négyszeresen túlmagyasított)
(Верхний разрез четырехкратно преувеличен)



1. Pleisztocén-levantei és felső-pannon homok, agyag és homokos agyag váltakozása
Чередование плейстоценово-левантинского и верхнепаннонского песчаника, мергеля и песчаной глины

2. Alsó-pannon agyagmárga és homokkő
Нижнепаннонский глинистый мергель и песчаник

3. Alsó-pannon alapkonglomerátum
Нижнепаннонский базальный конгломерат

4. Kréta (?), kemény homokkő
Меловой (?) плотный песчаник

5. Júra, krinoideás mészkő
Юрский криноидовый известняк

6. Középső-triász palás agyag és dolomit
Среднетриасовая сланцевая глина и доломит

7. Paleozóos (?) metamorf granodiorit
Палеозойский (?) метаморфический гранодиорит

8. Ópaleozóos metamorf pala
Древнепалеозойский метаморфический сланец

9. Törésvonalak
Разрывные зоны

10. A feltételezett paleozóos felszín
Предположенный палеозойский рельеф

Az elmondottakból következik, hogy mezozoós képződményeink közül elsősorban a triász üledékek, de Pusztamérges, Madaras, Kiskőrös, Tótkomlós és esetleg Nagyszénás tanúsága szerint is a júra képződmények hazánk területén az eddig feltételezettnél sokkal nagyobb kiterjedésben voltak meg (II. mellékelt). Az egyes helyeken közvetlenül a harmadkori kőzetek alatt települő paleozoikumról lepusztultak a mezozoós képződmények. A krétaidőszak elején meginduló nagyarányú lepusztulás egyik jele a Középhegység durva törmelékes kréta üledékeiben fellelhető sok triász és júra kőzetanyag.

Az olajkutatás feladatai a magyarországi mezozoikum területén

Mezozoós képződményeinkben olajtelepek eddig a Délnyugat-Dunántúlon és kisebb méretekben az Alföld É-i peremén ismeretesek. A DNy-dunántúli 4000 m vastagságot felülmúló üledéksorral kitöltött miocén-pliocén medencét övező mezozoós rögsorban, Nagylengyel vidékén, felsőkréta hippuriteszes mészkőben és triász dolomitban található kőolaj. Hahót—Pusztaszentlászlón triász dolomitból termeltük ki az olaj nagyrészét. Ezeknek a mezozoós bérc-soroknak magasabban fekvő rögei csak vizet tartalmaznak.

Olajat termelt kisméretű alsó-triász dolomitrögökből a bukkaaljai Mezőkeresztes néhány kútja is. Ettől a területtől É-ra mélyített kutató-fúrások ugyancsak vizet találtak a mezozoikum magasabban fekvő, vékony harmadkori üledéksorral fedett rétegeiben.

Újabbán Hajduszoboszló vidékén a felsőkréta flisjellegű sorozat homokkőrétegei szolgáltatnak kismennyiségű, de ipari jelentőségű földgázt.

A mezozoós tárolókőzetekből származó olaj *anyakőzetének* kérdése még tisztázatlan. Néhány feltevést az alábbiakban ismertetünk:

a) Lehetséges, hogy az olaj a környezően ráboruló neogén, illetve Mezőkeresztes esetében paleogén pelitekből származik. Ilyen következtést von le TOMOR J. is a hahóti kőolaj szerves maradványainak vizsgálatából.

b) Lehetséges azonban az is, hogy a változatos kiterjedésű mezozoós üledékgyűjtőben időszakonként voltak olyan tengerrészek, ahol a szükséges körülmények kialakultak és az olaj az idősebb mezozoós üledékekből származik.

A triász rétegsoron belül az üledékképződés az általános nyílttengeri kifejlődés mellett csak egyes időszakokban és egyes helyeken alakulhatott az olajkeletkezés számára kedvezően. Így néhol az alsó-szeizi, a Mecsekben a fekete ladini márga szintjének rétegei és a raeti epikontinentális üledékek kedvező ősföldrajzi körülményeket jelezhetnek. A triász üledékek egyéb helyen mutatkozó kétséges és kellőképpen még nem vizsgált

„bitumen”-szaga valószínűleg szellőzöttebb víz szerves maradványából származik. Így értékelhetjük például az Északi-Bakony nóri képződményeinek NOSZKY J. által jelzett bitumenességét, a Déli-Bakony kösszeni mészkövében és a Buda-Pilisi hegység karni mészköveiben jelentkező bitumenes nyomokat.

A pilismaróti 3. sz. fúrásban talált szabad olajnyomokat a raeti mészkőben ugyanúgy értékelhetjük, mint a tároló kőzetekben levő mobil olajat.

A Középhegységet a Bükkvidékkel összekötő triász rögsort a turai mélyfúrás 1511 m-ben érte el és 2004 m-ig karni mészkőben haladt. A műszakilag tökéletlen rétegvizsgálat (amiocén rétegsor is nyitva volt) néhány liter olajat eredményezett. Ez a nyom is indokolja, hogy ezen a területen folytassuk az elfedett mezozoikum kutatását.

A *júra* üledéksorban olajnyomokat eddig csak a kiskőrösi alapfúrás 1653—1654 m közötti szakaszán találtunk a felső-liász sötétszínű, pirites agyagmárgában. A Bakonyban ugyancsak a felső-liász szürke agyagmárgája az egyetlen olyan képződmény, mely az olajképződés szempontjából számbavehető. A Mecsekben viszont a középső-liász márga és bitumenes krinoideás mészkő vall oxigénhiányosabb üledékképződésre. A Villányi-hegységben a bath emeletbe sorolt homokos mészkő tartalmaz bitumenes nyomokat.

A *kréta* üledéksorban a Bakony területén az apti emelet márgás mészköve néhol bitumenes. A Villányi-hegységben és Beremenden a barrémi emelet sötétszürke mészkövei erősen bitumenesek. Nagylengyel környékén a felső-kréta márga keletkezésének időszaka is alkalmas lehetett a szénhidrogén-képződésre. A nagyalföldi felső-kréta flisjellegű üledékekben csak a vékony rétegek pelites-homokmentes összetételűek és nehéz megkeresni e sorozaton belül a lehetséges anyakövetet. Nem csodálkozhatunk ezen, ha figyelembe vesszük, hogy ez a probléma a még felszínen levő flis üledékekben is megoldatlan.

c) A mezozoós olajfelhalmozódás eredetének nyomozását esetleg új irányba terelheti a nagylengyeli NI-108 sz. fúrás által feltárt nagy vastagságú dolomit-sorozat korkérdése. Ez a fúrás 2365 m-től 4350 m-ig kereken 2000 m vastagságban kőzettanilag nagyjából egységes, szürke, barnászürke, pirites dolomitot fűrt át. A dolomitban néhol olajnyomok is mutatkoztak. A mélyfúrás 3857 m-ből származó egyik mintájában — SIDÓ M. és MAJZON L megállapítása szerint — az újpaleozoós képződményekre jellemző *Tetrataxis* sp. fordult elő. Ez esetleg a dolomit permotriász korát bizonyíthatja. Ebben az esetben az olajkeletkezés paleozoikum felé való eltolódásának lehetőségével találkozunk, mely PANTÓ G. feltételezése óta (a recski Lahóca-hegy olajzárványairól) az első ilyen természetű adat.

Összefoglalva: Az ismert mezozoós üledékképződés az uralkodóan nyílttengeri üledéksorok ellenére több helyen lehetett alkalmas

elzáródó, vagy kevésbé szellőzött, nagy szervesanyag tömeget felhalmozó tengerrészetek kialakulására.

Tárolókőzetként úgyszólván valamennyi mezozoós képződményünk számbajöhet, de a csapdák lehetősége szempontjából elsősorban a következő kutatási elveket kell figyelembe venni:

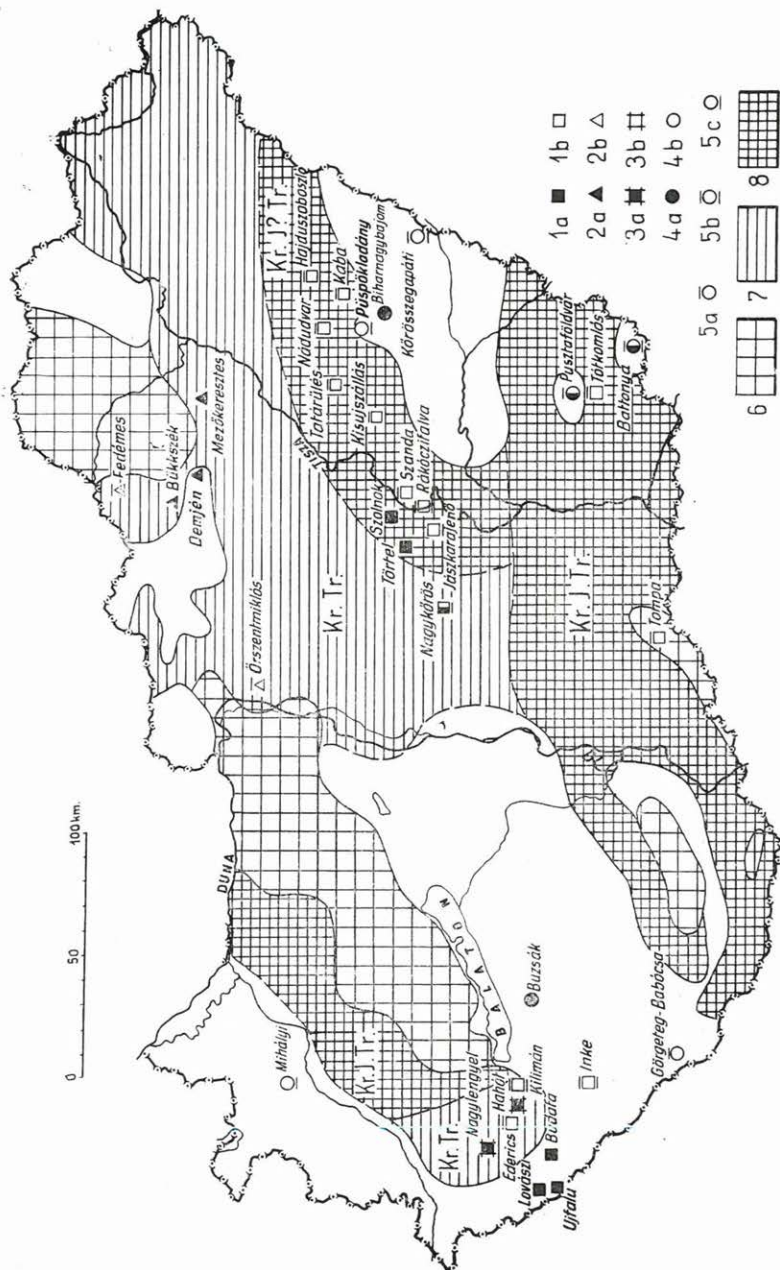
a) Nem számíthatunk jelenlegi ismereteink szerint kőolaj- vagy földgázcspadák létrejöttére azokon a területeken, ahol a kréta, júra és triász üledékek a felszínen vannak. A jellegzetes töréses tektonika, valamint a mélység és a felszín között közlekedő vízrendszerek nyíltsága a mezozoós képződményekben létrejött olaj szétszóródását eredményezi a medencék ilyen felépítésű részein. A töréses tektonika következtében ugyanez a helyzet még azokon a helyeken is, ahol a mezozoikum tároló kőzeteit (repedezett, likacsos mészkövek és homokos üledékek) megfelelő fedőkőzetek (mezozoós márgák, agyagok) borítják.

b) Ahol a mezozoós üledékeket csak felső-pannon, levantei vagy pleisztocén takaró borítja, ezen üledékek egységes, a felszínnel közlekedő folyadékrendszere és a megfelelő impermeabilis kőzetek hiánya ugyancsak valószínűtlenné teszi a felhalmozódások létrejöttét.

c) Ahol alsó-pannon és ennél idősebb üledékek takarják a mezozoikumot, ott lehetőség van további jelentős olajfelhalmozódások létrejöttére. Különösen kedvezőek az olyan területek, ahol az óharmadkori, vagy a kréta időszaki mozgások által erősen megzavart településű mezozoikumot vastag új-, vagy óharmadkori medenceüledékek övezik (1. ábra).

Az elmondottak alapján hazánkban — jelenlegi ismereteink szerinti értékeik sorrendjében — a következő területeken tétélezhetünk fel a mezozoikumhoz kapcsolódó szénhidrogén-telepeket.

1. A dél-zalai miocén-pliocén medence északi mezozoós keretében.
2. Az észak-alföldi flis területen.
3. A Mecsekhegység nyugati és északi környékén.
4. A Villányi-hegység nyugati és déli környékén.
5. A Tiszántúl déli részén Tótkomlós vidékén és esetleg ennek a területnek Ny-i folytatásában.
6. A Bükkhegység déli előterében és ettől ÉK felé a fiatal vulkanizmus területeitől K-re levő vidéken egészen az országhatárig.
7. A Bakony, Vértes, Gerecse Ny-i és ÉNy-i előterén.
8. A Duna-Tisza közének kréta és triász rögein Nagykőrös, Bugyi térségében.
9. A Duna-Tisza köze D-i részén a madaras—pusztamérgesi eltemetett vonulat É-i lesüllyedt részein.
10. A Buda-Pilisi hegység K-i és ÉK-i elfedett folytatásában.



I. ábra. A magyarországi mezozoikum elterjedésének vázlatja a szénhidrogénkutatás lehetőségeinek szempontjából. — Szerkesztette: KERTAI GY.

Jelmagyarázat: Az olaj- és gáztároló szerkezetek típusai: 1a) újharmadkori gyűrt-hajlított olajtároló, 1b) újharmadkori töréssé gáztároló, 2a) órharmadkori töréssé gáztároló, 2b) órharmadkori töréssé gáztároló, 3a) mezozoos töréssé olajtároló, 3b) mezozoos töréssé gáztároló, 4a) paleozoos rögök felett újharmadkori hajlított olajtároló, 4b) paleozoos rögök felett újharmadkori hajlított gáztároló, 5a) uralkodóan szénhidrogén-gáz, 5b) kevert gáz, 5c) uralkodóan CO₂-gáz, 6. jelenlegi ismereteink szerint reménytelen terület, 7. kréta-triász elfedett perspektívikus területek, 8. kréta-júra-triász elfedett perspektívikus területek.

A MECSEKHEGYSÉGI LIÁSZ KŐSZÉN KOMPLEX VIZSGÁLATA ÉS TELEPAZONOSÍTÁSA

(I—V. sz. melléklettel)

LÁDA ÁRPÁD

(Pécs)

A mecsekhegységi alsó-liász sok telepes, változatos fáciesű, tektonizált, erősen diszlokált és vulkanizmussal roncsolt kőszénösszlete a júra hettangi—szinemuri emeletébe tartozik (greszteni fácies), s a raeti emeletből üledékfolytonossággal fejlődik ki. Eddig a két képződmény között nem sikerült éles határt vonni.

A Mecsekhegységben a kőszéntartalmú összlet kitölti a teljes hettangi—szinemuri emeletet. Vastagsága délen, Pécs és Vasaskörnyékén 700—800 m. Csapás mentén észak felé haladva fokozatosan vékonyodik: Komló környékén 340—420 m, míg a Mecsek északi részén, Szászvár és Nagymányok környékén 100—140 m. A déli vonulatban a műrevaló telepek száma 25—30, az 5 cm-nél vastagabb kőszéncsíkok száma 170—180. Komlón, a vonulat középső részén a művelhető telepek száma 14—16; északon 5—7.

A teljes összletet 4 csoportra osztottuk fel:

1. mélyebb fekü telepcsoport
2. fekü telepcsoport
3. középső telepcsoport
4. fedő telepcsoport

A fekü és középső telepcsoportba tartoznak a legvastagabb telepek, így pl. a 11—12-es telep helyenként eléri a 14 m-es vastagságot.

A kőszéntelepes rétegcsoportot különböző szemnagyságú homokkő-, kvarcit-, arkóza- és homokos aleuritrétegek, valamint kőszéntelepek alkotják. A finomszemcséjű agyagos üledékekben, sőt a kőszéntelepekben is, különösen a vonulat déli részén, igen sok a sziderit. A rétegzéssel párhuzamosan elhelyezkedő kisebb-nagyobb lencsék vagy rétegek alakjában található. Megjelenési formája, valamint anyaga határozottan oldatokból történt képződést mutat. A szferoszideritet az 1800-as években kisebb mértékben bányászták is. A kőszéntelepes összlet fedője a lotharingiai emeletbe tartozó tengeri gryphaeás fedőmárga és homokkőcsoport (VADÁSZ 1935).

A faunatársaság különösen a déli szakaszon igen gazdag. Itt 25—30 faunás pad van, míg északabbra csak 10—12. A kövületek a legmélyebb telepek kíséretében jelennek meg és nagyrészt azonos alakok ismétlődnek. Az utóbbi időben sikerült olyan kövületeket találnunk (*Ostracoda* sp. és *Phyllopoda*-fajok), amelyek jól felhasználhatók rétegazonosításra. A legfelső, vékonyabb kőszénpadokat és kőszénzinórokat kísérő meddő kőzetek sósabbvízi — tengeri jellegűek, ezekben pl. *Crinoidea*-nyéltagok is előfordulnak nagyobb mennyiségben.

A kőszéntelepes összletben a makrofauna általában sima, díszítetlen alakokból áll. A korallok és *Brachiopodák* hiánya alacsony sótartalomra mutat. Hiányoznak a *Gryphaeák* is, holott ezek máshol az alsó-liász kőszenes összletben ismeretesek. A faunatársaság itt euryhalin jellegű. Tömegesen jelennek meg az *Ostreák*, *Plicatulák*, *Gervilleiák*, *Cardiniák* és a *Trigonoduszok*, a csigák közül a *Coelostylinák*.

A fauna fontosabb alakjai a következők:

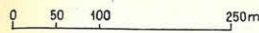
- | | |
|---|---|
| <i>Ostrea irregularis</i> MÜNST. | <i>Astarte heberti</i> TERQUEM et PIETTE |
| <i>Dimyopsis</i> sp. (cf. <i>ungulatus</i> J. BÖHM) | <i>Cardium</i> (<i>Nemocardium</i>) <i>phillippianum</i> DKR. |
| <i>Plicatula crucis</i> DUM. | <i>Pleuromya pannonica</i> VADÁSZ |
| <i>Plicatula acuta</i> VADÁSZ | <i>Ceromya infraliasica</i> PET. |
| <i>Plicatula</i> (<i>Harpax</i>) <i>striatocostata</i> VADÁSZ | <i>Cryptaenia rotellaeformis</i> DKR. |
| <i>Plicatula</i> (<i>Harpax</i>) <i>meridionalis</i> VADÁSZ | <i>Neridomus liasicus</i> DKR. |
| <i>Anomya mortilleti</i> STOPP. | <i>Oncochilus climenae</i> GEMM. |
| <i>Lima praelonga</i> MART. | <i>Oncochilus calypso</i> GEMM. |
| <i>Lima</i> (<i>Plagiostoma</i>) <i>exaltata</i> TERQU. | <i>Promathildia turritella</i> DKR. |
| <i>Gervilleia inflata</i> SCHAFH. | <i>Tretospira carinata</i> TERQU. |
| <i>Gervilleia obliqua</i> MART. | <i>Tretospira subangulata</i> D'ORB. |
| <i>Gervilleia conimbrica</i> J. BÖHM | <i>Coelostyлина liasina</i> TERQU. |
| <i>Perna infraliasica</i> QU. | <i>Coelostyлина nana</i> TERQU. |
| <i>Perna petersi</i> VADÁSZ | <i>Coelostyлина choffati</i> J. BÖHM |
| <i>Mytilus liasicus</i> VADÁSZ | <i>Coroniceras bucklandi</i> SOW. |
| <i>Avicula capellinii</i> J. BÖHM | <i>Coroniceras rotiformis</i> SOW. |
| <i>Avicula pannonica</i> VADÁSZ | <i>Arnioceras</i> cfr. <i>semicostatus</i> Y. et B. |
| <i>Trigonodus vizeri</i> VADÁSZ | <i>Melania</i> sp. |
| <i>Trigonodus vizeri</i> var. <i>longa</i> VADÁSZ | <i>Phasianella</i> sp. |
| <i>Cardinia</i> cfr. <i>concinna</i> SOW. | <i>Panopaea</i> sp. |
| <i>Cardinia listeri</i> SOW. | <i>Unio</i> sp. |
| <i>Cardinia</i> sp. (cfr. <i>infera</i> MART.) | <i>Modiola</i> sp. |
| <i>Isoocyprina rotundata</i> VADÁSZ | <i>Pliosaurus</i> sp. (csigolyák) |
| <i>Phacoides problematicus</i> TERQU. | <i>Ostracoda</i> sp. |
| <i>Trapezium</i> cfr. <i>compressa</i> TERQU. | <i>Isaura</i> aff. <i>minuta</i> (GOLDFUSS) |
| <i>Astarte</i> cfr. <i>chartroni</i> COSSM. | <i>Howellites princetonensis</i> BOCK var. <i>minor</i> nov. var. |

A növényi maradványokat is elég részletesen megvizsgálták. A makroflórát a telepazonosításban nem sikerült eddig jól felhasználni.

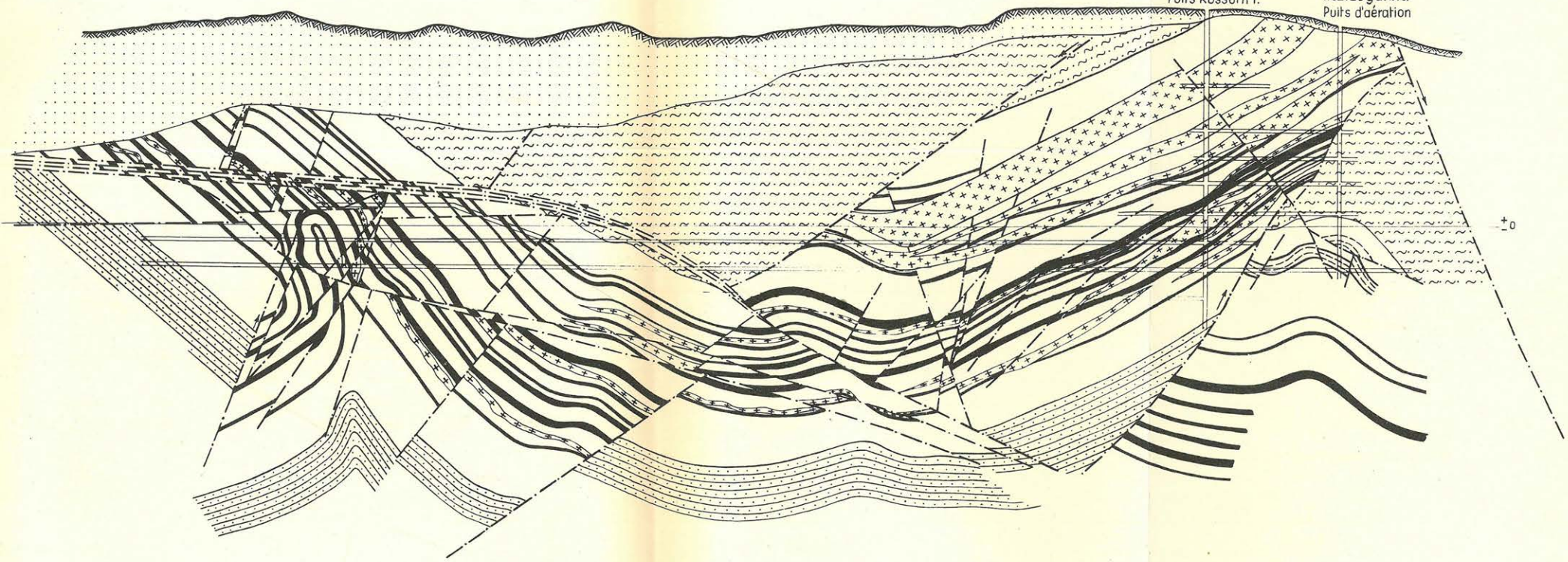
Az I. sz. mellékleten egy komlói területről készült szelvényvázlatot mutatunk be, melyen csak a főbb telepeket tüntettük fel. Ez a kép tükrözi legjobban a mecsekhegységi alsó-liász kőszenes összlet mai általános helyzetét. Az 1. sz. ábra szelvénye krétakori (berriázi) vulkanizmust


VÁZLATOS FÖLDTANI SZELVÉNY KOMLÓ KOSSUTH-AKNA ÉS A DÉLI FŐKERESZTVÁGAT IRÁNYÁBAN
 PROFIL TRANSVERSAL ESQUISSE DANS LA DIRECTION DU Puits KOSSUTH ET LA GALERIE TRANSVERSALE PRINCIPALE DU S₁ À KOMLÓ


Szerkesztette: Lada Árpád (Wein Gy. adatainak felhasználásával)
 Construit par Á. Lada (en empruntant les résultats des recherches de Gy. Wein)





I.sz. Kossuth akna
Puits Kossuth I.
I.sz. Légakna
Puits d'aération





- 

Miocén
Miocène
- 

Trachidolerit (alsó-kréta)
Trachydoléríte (Crétacé inf.)
- 

Fedőmárga (lotharingi emelet)
Marne de toit (Lotharingien)
- 

Kőszénösszet
Complexe houiller
- 

Triász (raet)
Triasique (Rhétien)
- 

Törésvonal
Ligne de faille

ISTVÁN-AKNA III. MÉLYSZINTI KERESZTVÁGATAINAK VALÓDI RÉTEGVASTAGSÁGAIT ÁBRÁZOLÓ SZELVÉNYEK AZ 5-15. TELEPEK KÖZÖTTI ÖSSZLETBEN

PROFILS REPRESENTANT LES PUISSANCES RÉELLES DES COUCHES DU COMPLEXE SITUÉ ENTRE LES LAIES DE HOUILLE 5 À 15, COUPÉ PAR LES GALERIES TRANSVERSALES DE L'HORIZON III. DU Puits ISTVÁN

SZERKESZTETTE: LÁDA ÁRPÁD 1958.
 CONSTRUIT PAR Á. LÁDA 1958.

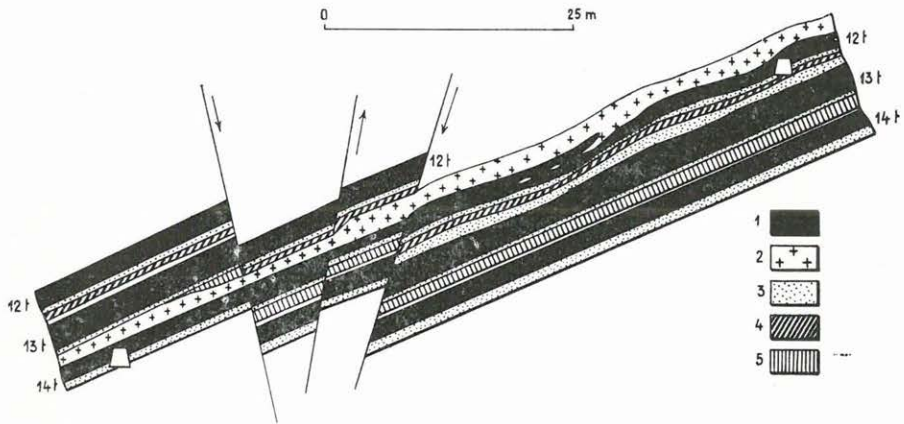


Függőleges méret: 0 — 5 m
 Echelle verticale :
 Vízszintes méret: 0 — 100 m.
 Echelle horizontale:

- | | | | |
|--|---|---|---|
| 1. Kőszén
Houille | 3. Finomszemű hamakkő
Grès à grains fins | 5. Palás agyagkő
Argillolithe schisteuse | 7. Agyagos kőszén
Houille argileuse |
| 2. Kőületes hamok, palásagyag
Argile schisteuse, sableuse,
fossilifère | 4. Közép és durvaszemcséjű üledék
Sédiment à grains moyens
et grossiers | 6. Kőszénlencsék és lepusztult
kőszéntelepek nyomai
Vestiges des laniilles de
houille et des laies dénuées
de houille | 8. Aleuritós finomhomas
aggyagkő
Argillolithe aleuritique,
à sable fin |

megelőző vetődéseket ábrázol, ahol a bányászat részére a jól követhető trachidolerit-teleptelér, mint fedő, igen megtévesztő volt, hiszen e zavaratlan fedő alatt több telepet érintettek azonos szintben a művelés során.

Ezek a közismert tények tették szükségessé, hogy alapos, földtani — kőzettani megfigyelésekkel és laboratóriumi vizsgálatokkal alátámasztott telepazonosítási módszereket dolgozzunk ki.



1. ábra. Szelvény a Kossuth-bánya „A” mező nyugati 4/1-es aknán át.

Jelmagyarázat: 1. kőszén, 2. trachidolerit, 3. középszemű homokkő, 4. durvaszemű homokkő, 5. palás agyag.

A kőszéntelepeknél eddig legjobban bevált laboratóriumi telepazonosítási módszereink: szénkőzettani vizsgálat, spóra-pollenanalízis és a vitrithamu szilikátelemezése. A Földt. Int. Évkönyv XLV. kötet 1. füzet (1956) részletesen foglalkozik fenti telepazonosítási módszereink leírásával és az eredmények ismertetésével.

A felderítő kőszénkutatósnál elsőrendű fontosságú feladatunk volt a kőszéntartalmú rétegek fáciesváltozásainak és lópövi helyzetének megállapítása. Ezért részletes bányaföldtani megfigyeléseket és szelvényezést kezdünk el a kőszénvonulat D-i részén, a pécsi szénbányák területén. Különösen nagy gondot fordítottunk a kőszéntelepek közti meddő rétegek vizsgálatára, azoknak egy rétegen belüli csapás- és dőlésmenti változásaira. Az összefüggések úgy váltak felismerhetővé, hogy előzőleg elvégeztük a rétegek azonosítását, különös gonddal figyelve és vizsgálva a fáciesváltozásokat. Az eredményt 1 : 200-as méretarányú szelvényeken ábrázoltuk, úgy, hogy az utólagosan tektonizált részeket az elmozdulás előtti helyzetbe állítottuk vissza és valódi vastagságban, genetikai sorrendben grafikusán ábrázoltuk őket. Ilyen szelvények külön-külön készültek az egyes bányaszintekről (II. melléklet). Az egyes szintek keresztvágatait

arányos távolságban 1 : 4000 méretarányban ábrázoltuk, az azonos rétegek összekötésével. A pécsi szénbányákban a bányaművelés jelenleg legnagyobb részét az 5. és 15. számú telepek közötti összletben folyik. Megfigyeléseink nagy részét is ebben a telep csoportban végeztük. Az adatok összehasonlítása és azonosítása után került sor az ősföldrajzi és fácies-szelvények megszerkesztésére, melyek közül néhányat itt bemutatunk. A III. sz. melléklet négy — időrendi sorrendben egymás után következő — fejlődési szakaszt ábrázol:

A—A. Ferde csíkozással jelöltünk egy kövületeket tartalmazó réteget, mely biztosan követhető az egész pécsi területen. E réteg kövületéi és üledékjellege nyugodt, egyenletes kifejlődésre, hosszabb ideig tartó tengerelöntésre utalnak. Csapás mentén e szint vízszintesnek jelölhető.

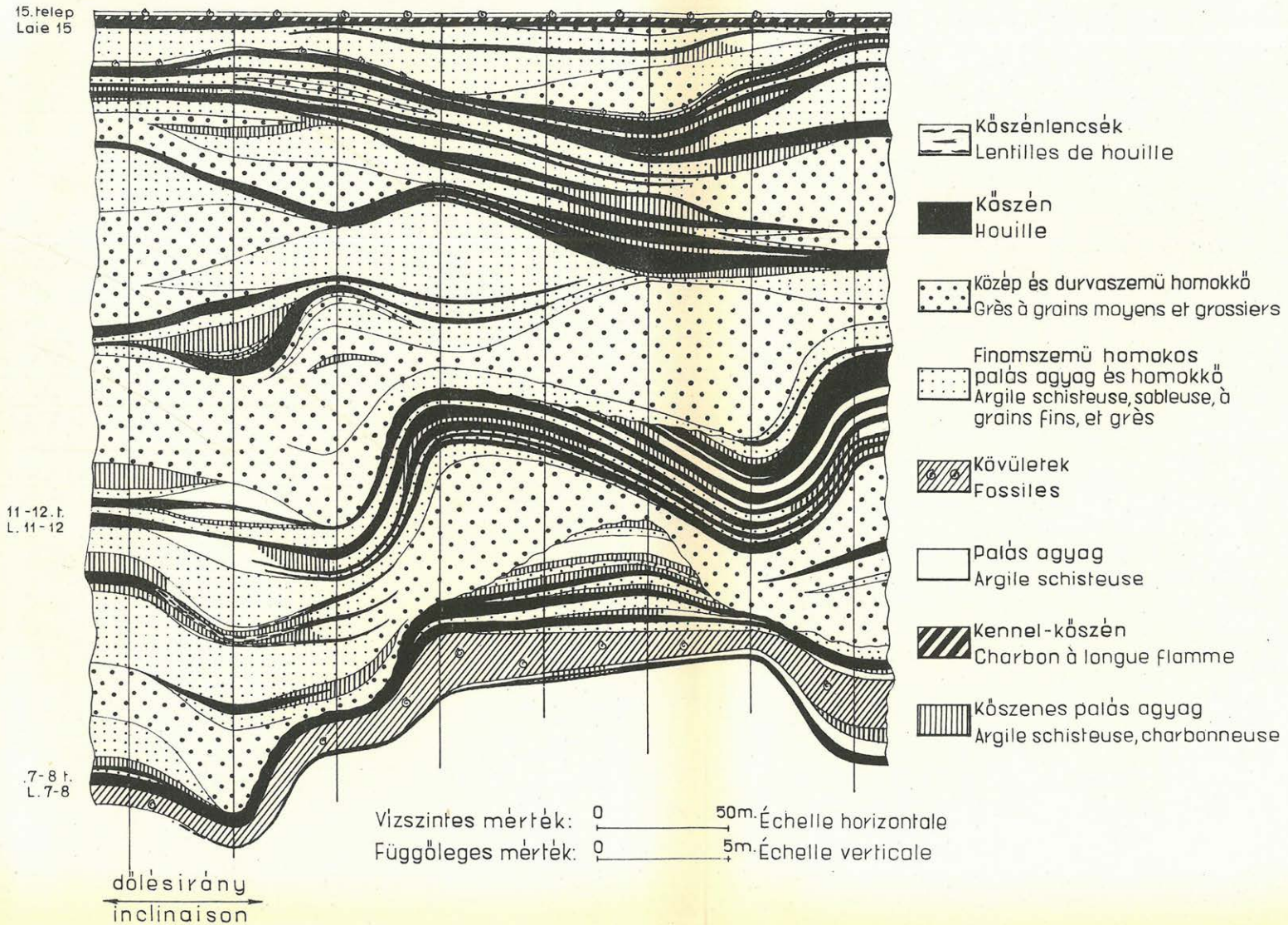
B—B. E szelvényen a 11. sz. kőszéntelep keletkezése idején ábrázoltuk az összletet. Az észlelteknél alapján a 11. telep keletkezése igen egyenletes térszínen, üledékfolytonossággal, fokozatos átmenettel indult meg és azonos körülmények között folyt le. Ezt a jól követhető szintet ismét vízszintesen ábrázoltuk. Az alatta települő idősebb rétegek már bizonyos fokú tektonikai változáson mentek át.

C—C. Ezután a 12. sz. telepet ábrázoltuk, keletkezése idejének végső szakaszában. Ez a telep is jól azonosítható és követhető az egész területen.

D—D. A szelvényen jelölt fejlődési szakasz a 15. sz. telep keletkezése utáni helyzetben szemlélteti az összletet. A 15. telep kifejlődése és felépítése igen jellegzetes és ezért makroszkópos megfigyeléssel is jól követhető az egész medencében. A kőszénréteg általában 80 cm vastag. Felső 10—20 cm-es része kagylós törésű, selyemfényű, kennel-kőszén jellegű. Mikroszkópos vizsgálatokkal 80—90%-ban klarit—durit átmenetnek bizonyult. Szinte teljesen spórákból és pollenekből, valamint apró növényi törmelékanyagból áll. Felső része fokozatosan agyagosodik s benne általános elterjedésűek az *Ostracodák*. Erre az osztrakodás rétegre tengeri faunát tartalmazó lumasellás pad telepszik. Az elmondottak alapján nyilvánvaló, hogy a 15. sz. telep keletkezésénél nyugodt, egyenletes térszínnel számolhatunk. Az alatta levő és régebben képződött rétegek közben már bizonyos fokú tektonikai változásokon mentek át. Süllyedések és emelkedések történtek addig, míg végül itt is érvényesült a kiegyenlítődségre való törekvés. A szelvények csapás mentén, függőleges síkban metszik a telepes összletet és híven ábrázolják az itt kinyomozható ősföldrajzi jellegeket. E szelvényekre merőlegesen szerkesztett metszeteink a dőlés mentén fellépő változásokat adják (IV. mell.). Ezek egybevetésével, továbbá a szemcseösszetétel- és fáciesváltozások figyelembevételével jutottunk el annak felismeréséhez, hogy a partvonal a vizsgált területen északon és északnyugaton egészen közeli volt. Ez irányt szab a jövő földtani kutatásoknak is.

ÖSFÖLDRAJZI SZELVÉNY A BÉKE-AKNA FŐKERESZTVÁGATÁNAK IRÁNYÁBAN
 PROFIL PALÉOGÉOGRAPHIQUE SUIVANT LA DIRECTION DE LA GALÉRIE PRINCIPALE DU Puits BÉKE

SZERKESZTETTE: LÁDA Á.
 CONSTRUIT PAR: Á. LÁDA



A meddő kőzetek anyagvizsgálatának eredményei, földtani megfigyeléseink és szelvényeink, valamint a kőszenen végzett vizsgálatok közelebb vittek bennünket az egykori földtörténeti események megismeréséhez. Felismerhetővé váltak a különböző fáciesjellegű (V. mell.), továbbá az, hogy a kőszéntelepek keletkezése idején a pécsi körzetben több, egymással többé-kevésbé laza kapcsolatban álló kőszénképződési medence lehetett. Ezek szigetekkel teletűzdelt, helyenként átfolyó vizekkel megszaggatott mocsarak és lagunák láncolatának foghatók fel. Felismerhető bennük a többszöri üledékáthalmazódás, a kereszttrétegezett felépítés és a már kialakult telepek utólagos lepusztítása is. Ezek a jellegűk a víz erőteljes mozgását mutatják.

Számos további törvényszerű jelenség megfigyelésére is alkalmunk volt. Jól megfigyelhető a lassú egyenletes fenékmozgás, amit a szemnagyság fokozatos változása jelez. Ilyen esetekben gyakori a teljes üledék-képződési ritmus kialakulása. Gyakori a nem teljes üledékfelhalmazódási ritmus is, amikor sok esetben a homokkő eróziós diszkordanciával érintkezik a feküjében levő rétegekkel. Ez különösen delta-jellegű fáciesekben figyelhető meg, de előfordul, különösen a parteltolódások esetében a lagunás fáciesű homokkővekben is. A tenger visszahúzódása esetén jellemzők pl. a kőszéntelepekben a fekü homokkőből származó kisebb-nagyobb homokkőgörgöttek is. Gyakoriak az üledékképződés közbeni térszíningadozások is, melyek során a vízfolyások irányváltozásának következtében a már lerakódott rétegek letarolódtak. A kőszénképződésnek a tektogenezissel sok helyen szembeötlő kapcsolata van, különösen a kiékelődő és szétágazó telepeknél, amikor is a kőszéntelepek közé települő meddő rétegek a gyors, vagy lassú medencealjazat-mozgástól függően vastagabbak, vagy vékonyabbak. Ezek a mozgások a közbeékelődő meddő rétegek fáciesjellegére is kihatnak, különösen a szemcseösszetétel tekintetében.

A csapásirányra merőlegesen szerkesztett szelvényeken (pl. IV. mell.) feltűnő a partvonal távolságától függően a kőszéntelepek és a meddő rétegek egymáshoz való viszonya. A parthoz közeledve a homokkő vastagsága megnő a kőszéntelepek rovására.

Földtani kutatómunkánk során számos megfigyelést tettünk, melyekből itt csak néhányat ismertettem. Nemcsak laboratóriumban végezhető telepazonosításokra törekedtünk, hanem egyik leginkább szem előtt tartott célunk az volt, hogy olyan vezető rétegeket találjunk, amelyek segítségével a bányákban helyszíni megfigyeléssel is azonosíthatjuk a rétegeket. Így a 7. sz. telep feküjének már említett tengeri rétegei, vagy a 15-ös telep fedőjében található kennel-jellegű, agyagos, osztrakodás kőszén jelent biztos vezető szinteket, melyeket eddig 5800 m-en keresztül sikerült követni.

Segítségükkel párhuzamosítottuk két bányüzem, Pécsbánya és Pécsszabolcs kőszén rétegeit, továbbá Szabolcsbánya keleti és nyugati

bányamezőinek telepösszetét, melyeket nagy törésvonal választ el egymástól. Az üzemek mindennapos életében jól használhatók módszereink. Szabolcsbányán a vitrihamu szilikátelemlésével és a fáciesek meghatározásával segítettük a 32. sz. telep feltárását, Széchenyi-aknán a fent említett vezető rétegek segítségével és a vitrihamu szilikátelemlésének módszerével a VIII. szint 1. északi keresztvágat környékén a 6., 7. és 11. sz. telepek további feltárását. A komlói területen a spórapollenelemzési módszert részletesen kidolgoztuk és jó gyakorlati eredménnyel használtuk. Emellett itt is alkalmaztuk a kőszénközettani vizsgálatokat és a vitrihamu szilikátelemlésének módszerét.

IRODALOM

- HETÉNYI R. 1958: A Mecsekhegység júraidőszaki képződményei. — Kézirat.
HUSZKA L. — LÁDA Á. 1956: Kőszéntelepek azonosítása vitrihamu szilikátelemlése alapján. — Földt. Int. Évkönyv **45**, 1.
LÁDA Á. 1956: A komlói kőszénösszet. — Földt. Int. Évkönyv **45**, 1.
SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1952: Szénközettan. — Budapest.
VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. — Magyar Tájak Földt. Leírása I.
VADÁSZ E. 1952: Kőszénföldtan. — Budapest.

RÉTEGAZONOSÍTÁS A PÉCS-VASASI KŐSZÉNVONULATBAN PHYLLIPODA-FAJOK ALAPJÁN

(I–III. sz. melléklettel)

LÁDA ÁRPAÐ és NAGY ELEMÉR
(Budapest)

A mecseki alsó-liász kőszénbányászathatban a kőszéntelemek és a köztes meddő rétegek azonosítása mindig nagy gondot okozott és okoz ma is. Az erősen tektonizált terület felépítése igen kis távolságokon belül is nagyon változó és így nehéz az egyes telepek vagy meddő rétegek csapás-, vagy dőlésmenti követése.

A Földtani Intézet által kidolgozott telepazonosítási módszerek jól beváltak a komlói medencében, azonban a pécsi terület nagymértékben szénült telepeinél a pollenanalízis és a kőszénközettani vizsgálatok még kísérleti stádiumban vannak. A kőszén anyaga csaknem teljesen vitritesedett, homogénné vált, és a spóra-pollenanyag nem tárható fel olyan mennyiségben, hogy az statisztikus kiértékeléshez — azonosítási célokra — elegendő legyen. A kőszénközettani vizsgálatokat fenti okok miatt ugyancsak nem használhattuk. Ennek szemléltetésére két Istvánaknai minta kőszénközettani vizsgálatának eredményét közöljük, PAÁL Á.-NÉ vizsgálatai szerint.

Teljes összetétel:

vitrit	klarit	durit	fuzit	égőpala	meddő	pirit	összesen
82,5%	0,5%	0,5%	1%	9%	3%	3,5%	100%
86,3%	0,3%	0,3%	0,1%	1,5%	1%	10,5%	100%

A sávféleségek aránya meddő részek nélkül:

98%	0,5%	0,5%	1,0%	—	—	—	100%
99%	0,4%	0,4%	0,2%	—	—	—	100%

A mintákban valódi klarit és durit egyáltalában nem fordul elő, csak vitrites átmenetük. Miután más megvizsgált minták anyaga is a

fentiekhez hasonló volt, itt új pollenfeltárási módszer kikísérletezése lenne szükséges.

A vitrithamu-szilikátelelmzés fajsúlyleválasztási módszerrel jól bevált a pécsi területen is, de csak egyes üzemekben, kis távolságokon belül használjuk. Részletes bányaföldtani megfigyelést és szelvényezést végeztünk Pécsbányatelepen, Szabolcsbányán és Vasason. E munka során több olyan vezető szintet találtunk, amelyek gyakran makroszkópos megfigyeléssel is alkalmasak telepazonosításra, mivel állandó megjelenési formáik és kövület-tartalmuk alapján jól követhetők nagyobb távolságra is.

Megoldottuk Pécsbányatelep és Pécsszabolcs (András-, Széchenyi- és István-aknák területe) között a jelenleg művelés alatt álló telepek azonosítását. Itt vitrithamu-szilikátelelmzéseket is végeztünk, melyek földtani megfigyeléseinket alátámasztották.

A vasasi terület kőszéntelepei és köztes meddő rétegei — különösen az alsóbb telepcsoportokban — kifejlődési szempontból eltérést mutatnak a szabolcsi és pécsbányai telepektől (I. melléklet). A szabolcsi és vasasi terület között az alsó és középső telepcsoportban bizonyos elmeddülés tapasztalható. A két bányauzem (Szabolcs és Vasas) közötti elmeddülés, illetve a termelő aknák felé történő fokozatos kivastagodás két különböző üledékfelhalmozó medence jelenlétére utal. Korban megegyező, de területileg egymástól bizonyos fokig független kőszénképződési medencékkel állunk szemben. A medencékben a növényi anyag felhalmozódásának mértéke, kiterjedése, s a biokémiai viszonyok is eltérők voltak (6). A két egység rétegösszletének felépítésében mutatkozó különbségek megfigyeléseink szerint csak a szabolcsi 18—20-as számú telepek keletkezési idejéig mutatkoznak.

A mecseki alsó-liász kőszéntelepes összletből eddig nem ismert *Phyllopoda*-fajok maradványait találtuk meg a 18—20-as telepcsoport meddőjében az András-aknától Vasasig húzódó területen (II. melléklet). Megfigyeléseink szerint az *egy határozott szintben*, nagy egyedszámban jelentkező *Phyllopoda*-fauna két faj egyedeiből áll.

Az alábbiakban ismertetendő példányok számos egyéb — meghatározásra nem alkalmas — *Phyllopoda*-lennyomattal és -kőbéllel együtt kerültek elő. A leírt példányokat a M. Áll. Földtani Intézet Múzeumában (Budapest, XIV., Vorosilov út 14.) helyeztük el. (A lelőhelyeket és az ősmaradványokat bezáró kőzetek megnevezését az 1. sz. táblázaton tüntettük fel.)

Rend: *Conchostraca* SARS

Család: *Isauridae* BOCK, 1953. (*Lioestheriidae* RAYMOND, 1946)

Genus: *Isaura* JOLY, 1841.

***Isaura* aff. *minuta* (GOLDFUSS)**

(I. tábla 4)

Leírás: Két forma — ivari kétalakúság — figyelhető meg. Az α (hím) példányok körvonala kerekded-ovális, a zárperem egyenes, a héj hosszának és magasságának aránya 1,4 alatt van. A β (nőstény) példányok alakja elliptikus—ovális, a zárperem viszonylag hosszabb, a búb előretolt helyzetű, a hosszúság—magasság aránya 1,4 felett van. A bordák és növekedési szegmentumok koncentrikusak, számuk 15—20. A búb-tájék, a köztes- és a peremi zóna jól elkülöníthető. A jobb megtartású egyedek bordáinak tetején keskeny csatornák láthatók.

A koncentrikus bordák a búb felé hajolva, a zárperemen végződnek. A héj radiális metszete domború.

Megjegyzés: Az *I. minuta* faj először a württembergi középső-keuperből és leveles kőszénből került elő. A leíró személye még ma is vitatott: JONES a szerzőséget ALBERTI-nek ítélte oda, míg számos német kutató GOLDFUSS-nak. RAYMOND (12. p. 239) szerint VON ZIETEN a szerző, aki leírt és ábrázolt egy „*Estheria minuta* ALBERTI”-nek nevezett példányt. KITTL (10) azonban ZIETEN ábráját elégtelennek tartja. DEFRETIN ALBERTI-t tekinti a faj szerzőjének. Tekintettel arra, hogy leírást és ábrát először GOLDFUSS adott a fajról, a szerzőséget (BOCK-kal egyetértésben) neki tulajdonítjuk.

Genus: *Howellites* BOCK, 1953.

***Howellites* *princetonensis* BOCK, var. *minor* nov. var.**

(I. tábla 1, 2, 5)

Leírás: A héj körvonala ovális, az ivari kétalakúságtól függően kerekdedebb, vagy megnyúltabb. Radiális metszete hullámos, a peremi zónában sík. A búb központi helyzetű, enyhén a mellső oldal felé tolódott. A héjat sok finom — az *I. minuta* bordáinál kevésbé kiemelkedő — koncentrikus borda díszíti. A bordák száma a felnőtt példányokon huszonöttnél rendszerint több. A bordák a peremi zónában a legsűrűbbek, a mellső és a hátsó részen egyaránt a búb alatt végződnek (szemben az *I. minuta*-val és az *I. albertii*-vel, megegyezően az *Estheria hungarica* VADÁSZ-szal). A zárperem rövid: 0,5—1,0 mm.

Megjegyzés: Példányaink BOCK típusfajától csupán a héj méreteiben különböznek (utóbbi mérete 7,0 illetve 5,5 mm; példányaink méreteit a mellékelt táblázatok tartalmazzák). VADÁSZ *E. hungarica* fajától, melyet a mecseki felső-triász homokkőösszletből írt le, a héj méreteivel, valamint a bordák számával és méreteivel térnek el.

1. sz. táblázat

Leelőhely	Faj	Hossz- szű- ság mm	Ma- gas- ság mm	Bor- da- szám	Teknő	Nem	Hossz és ma- sag- s. aránya	Megjegyzés	
Vasas, Petőfi-akna, I. színt, I. E-i keresztvátag; fekete- kőszenes agyagkő	<i>Isaura</i> aff. <i>minuta</i>	3,7	2,5	21	jobb	nőstény	1,48	zárperem: 1,7 mm zárperem: 1,2 mm negatív	
		3,1	2,1	20	bal	nőstény	1,47		
		0,9	0,9	12	bal	fiatal	1,00		
	<i>Howellites</i> <i>princetonensis</i> var. <i>mi- nor</i>		2,8	1,2	17	bal	fiatal	2,33	negatív negatív negatív negatív
			1,1	0,9	13	jobb	fiatal	1,22	
			3,0	2,6	30	bal	hím	1,15	
			2,4	2,3	24	jobb	fiatal	1,04	
			2,8	1,8	17	bal	nőstény	1,55	
	3,1	2,3	21	jobb	nőstény	1,34			
	Széchenyi-akna főkeresztvátag VII. színt; fekete-kőszenes agyagkő	<i>I. aff.</i> <i>minuta</i>	3,7	2,6	6	bal	nőstény	1,42	zárperem: 1,4 mm zárperem: 1,2 mm
4,3			3,4	26	jobb	hím	1,26		
3,5			2,8	17	bal	hím	1,25		
<i>H. prince- tonensis</i> var. <i>minor</i>			5,0	4,0	24	jobb	hím	1,25	negatív negatív
			3,8	3,1	20	jobb	hím	1,22	
			3,8	3,4	25	jobb	hím	1,11	
			3,0	2,7	19	jobb	hím	1,11	
			4,0	2,4	24	bal	nőstény	1,66	
			3,0	2,5	16	bal	hím	1,20	
			3,4	3,2	25	bal	hím	1,06	
	3,4		2,5	30	jobb	nőstény	1,36		
4,1	3,0	17	bal	nőstény	1,36				
3,6	2,9	22	jobb	hím	1,24	negatív			
3,5	2,5	23	bal	nőstény	1,40				
Széchenyi-akna VI. színt 3. K-i keresztvátag; fekete-kőszenes agyagkő	<i>I. aff.</i> <i>minuta</i>	3,5	2,6	18	jobb	nőstény	1,35		
		3,8	3,0	23	jobb	hím	1,27		
		3,1	2,3	1/	jobb	nőstény	1,34		
		2,5	1,7	9	bal	fiatal	1,47		
	<i>H. prince- tonensis</i>		3,0	2,1	20	bal	nőstény	1,42	negatív negatív töredék töredék negatív
			3,8	3,0	31	bal	hím	1,27	
			4,2	3,1	33	bal	nőstény	1,36	
			6,0	3,2	15	jobb	nőstény	1,87	
			5,0	3,0	20	bal	nőstény	1,66	
			6,2	4,1	40	bal	nőstény	1,51	
			—	2,5	23	bal	—	—	
			—	3,4	38	—	—	—	
			3,4	2,2	16	jobb	nőstény	1,54	
			4,2	3,0	22	bal	nőstény	1,40	
3,0	2,8	18	bal	hím	1,07				
3,5	3,0	32	bal	hím	1,16				

1. sz. táblázat folytatása

Lelelőhely	Faj	Hosszúság mm	Magasság mm	Borda- szám	Teknő	Nem	Hossz és magass. aránya	Megjegyzés
András-akna VII. szint 1. déli keresztvágat 234,0 m; fekete-kőszenes agyagkő	<i>I. aff. minuta</i>	3,4	2,5	15	bal	nőstény	1,36	zárperem: 2,0 mm
		3,8	2,5	15	jobb	fiatal	1,52	zárperem: 1,8 mm
		4,0	2,8	18	bal	nőstény	1,42	zárperem: 2,1 mm
	<i>H. princetonensis</i> var. <i>minor</i>	3,3	2,0	14	bal	—	1,65	negatív
		4,1	3,7	21	jobb	hím	1,10	
		3,4	2,5	14	jobb	fiatal	1,36	
		3,2	2,4	22	bal	fiatal	1,33	
		2,8	1,8	20	jobb	fiatal	1,55	
		3,4	2,5	20	jobb	nőstény	1,36	
		4,2	2,8	19	jobb	nőstény	1,50	
		4,1	2,8	20	jobb	nőstény	1,46	
		4,0	2,7	21	bal	nőstény	1,48	
		3,8	2,8	25	jobb	nőstény	1,35	
		4,1	3,1	27	bal	nőstény	1,32	
		4,0	3,1	25	bal	hím (?)	1,29	
3,4	2,5	13	jobb	fiatal	1,36			
3,0	2,5	20	jobb	hím	1,20			
István-akna VII. szint 1. déli keresztvágat; fekete-kőszenes agyagkő	<i>I. aff. minuta</i>	4,0	2,6	20	jobb	nőstény	1,53	zárperem: 1,7 mm
	<i>H. princetonensis</i> var. <i>minor</i>	3,7	3,2	25	jobb	hím	1,15	negatív
		4,1	3,0	20	bal	nőstény	1,36	
		3,0	2,5	22	bal	hím	1,20	negatív
		4,8	2,8	24	jobb	nőstény	1,71	
		4,1	3,7	20	bal	hím	1,10	negatív
		3,4	2,0	16	jobb	nőstény	1,70	
		3,5	2,0	14	bal	nőstény	1,75	negatív
		3,7	3,4	20	jobb	hím	1,08	
		3,8	2,5	18	bal	nőstény	1,52	
		3,7	2,5	20	jobb	nőstény	1,48	negatív

A BOCK által leírt *H. princetonensis* példányok a New-Jersey-i Princetontól (Észak-Amerika) származnak. A felső-triász ún. Lockatong formációból kerültek elő, amely rétegek az európai középső-keuper nádhomokkő—tarkamarga sorozatával párhuzamosíthatók.

A *Phyllopora* példányok méretadatait lelőhelyek szerint csoportosítva az 1. sz. táblázat tartalmazza.

A levéllábú rákok kíséretében csaknem minden esetben fellelhetők voltak az alábbi ősmaradványok: *Trigonodus* aff. *vizeri* VADÁSZ, *Lamellibranchiata* indet., *Ostracoda* sp. indet.

Az ismertetett *Phyllopoda*-fajok a kőszénösszlet felső telepcsoportjának legalsó részéből származnak. A felső telepcsoport általános paralikus jellege a *Phyllopodákkal* jellemezhető szintben abban nyilvánul meg, hogy Pécestől Vasasig közel azonos kőzet- és faunakifejlődésben jelentkezik, tehát rétegtanilag az első (legidősebb), jól követhető szintet szolgáltatja ezen a területen. A paralikus síklápban keletkezett felső telepcsoport alján ez a nagy (0—30%) sótartalomváltozást tűrő *Phyllopoda*-fauna átmenetet jelez a tengeri üledékképződés általánossá válása felé.

Ősföldrajzi szelvényünkön (III. melléklet) jól követhető a 18—20-as telepek összefüggése a vasasi 14—15-ös telepekkel. Ettől a szinttől kezdve a fedő felé az őslápmencedében egyenletes kőszénképződés folyt és megvolt az összeköttetés Szabolcsbánya és Vasas között. Ezt bizonyítják a régi bányaműveletek is (II. melléklet), ahol a fedő telepcsoportot egészen a Wiesner-aknáig különösebb szerkezeti akadályok nélkül, nyugodt településben és egyenletes vastagságban lehetett fejteni. Wiesner-akna és Vasas között erős tektonikai zavartság mutatkozik. Tekintve, hogy jelen tanulmányunk különösképpen az ősföldrajzi összefüggések alapján ad tájékoztatást, a fiatalabb tektonika hatásaival itt nem foglalkozunk.

A *Phyllopoda*-fajok szintjét a III. mellékleten vízszintesen ábrázoltuk, mivel az egykori térszín a jelek szerint minden bizonnyal sík terület volt. Ilyenformán e körzetre jellemző, csapásmenti ősföldrajzi szelvény tárul elénk. Az alsó és középső telepcsoport kifejlődése szétágazó és kiékelődő az egész területen. Az egyidejű térszín-ingadozások gyakoriak voltak és ezek során sok helyen a már előzőleg kialakult rétegek lepusztultak. A többszöri üledékáthalmazódás és keresztretegezethez az üledékképződés idején a víz erőteljes mozgását jelzi. A leülepedett laza anyag, de sok helyen a már köztetté vált üledékanyag lepusztulása, továbbszállítása és újrafelhalmozódása állandóan folyt. Ezt bizonyítják a közettani vizsgálatok és az egykori telepek szétroncsolt maradványai is, melyek a homokkőrétegekben megfigyelhetők.

Az összefüggő telepek (mint a 15-ös, 12-es, 7—8-as) szintén sík területen képződtek, de az idők folyamán különböző földtani erőhatások következtében (süllyedés vagy kiemelkedés) a III. mellékleten látható változásokon mentek át. A lassúbb mozgások törvényszerűen váltakoztak gyorsabbakkal. Ez a szemcsenagyság változásaiban jól felismerhető. Így pl. a 7—8-as telepet fedő, közvetlenül a kőszénrétegekre települő homokkő alsó része igen durva szemű. A szemcseméret felfelé finomodik. Ez hirtelen meginduló, erőteljesebb mozgást mutat. Ez a jelenség mindenütt törvényszerűen megfigyelhető a kőszéntelepekre közvetlenül települő durvább szemcséjű homokkővek esetében. A pécs—vasasi területen is megtalálhatók a kőszénképződést megelőző, különböző medencealjzati mozgástípusok. Az erősen ingadozó fenéktérszín lehetett az oka, hogy sokszor egyes telepeken belül is változik a

kőszén fáciase. Ezekben a telepekben fokozott nehézségek adódnak az azonosítás terén.

Csapásmenti szelvényünkön (III. melléklet), elemezve a terület ősföldrajzi képét, megállapíthatjuk, hogy a *Phyllopora*-fajok szintje az egész pécs—vasasi vonulatban követhető közel azonos kifejlődésben és ez ebben a telepcsoportban Komlón is megtalálható. Ezek szerint a pécsi 18—20-as telepcsoport azonos a vasasi 14—15-ös telepekkel.

Az alsóbb rétegekben már nincs meg e szoros összefüggés a pécsi és vasasi terület között. A Rücker-aknától keletre a telepek fokozatosan kivékonyodnak. Megfigyeléseinket egyeztetve a mélyfúrások adataival, megállapítható, hogy a Rücker-akna és Vasas közötti meddő területen fokozott ütemű süllyedés volt a kőszén keletkezése idején. Az átfolyó vizek mélysége és mozgása nagyobb volt és ez okozhatta, hogy e területen nem volt meg a kőszénképződés lehetősége.

IRODALOM

1. A mecseki liász kőszénösszlet komplex vizsgálata I. — Földt. Int. Évkönyve, **45.** 1. 1956.
2. BOCK, W.: New crustaceans from the Lockatong of the Newark Series: Not. Nat. No. 183. — Philadelphia Acad. Nat. Sci. p. 1—16. 1946.
3. BOCK, W.: American Triassic Estherids. — Jour. Pal. **27.** 1. 1953.
4. BOGSCH L.: Őslénytani munkamódszereink hiányosságai. — Földt. Közl. **87.** 1. 1957.
5. DEFRETIN, S.: Sur quelques Estheria du Trias français à facies germanique et de l'Hettangien. — Soc. Géol. du Nord **70.** 1950.
6. FEJÉR L.: A pécsi szénbányászat fejlesztésével kapcsolatos földtani kutatások eddigi eredményei. — Bányászati Lapok, 8—9. 1958.
7. GOLDFUSS, G. A.: Petrefacta Germaniae. — 1834—40.
8. JOLY, M. N.: Recherches zoologiques, anatomiques et physiologiques sur l'Isaura cycladoïdes, nouveau genre de Crustacé à test bivalve découvert aux environs de Toulouse. — Ann. Scienc. Nat., **17.** 1842.
9. JONES, R.: A monograph of fossil Estheridae. — Paleontogr. Soc. London, 1862.
10. KITTL E.: Adatok a triász Halobiidái és Monotidái monográfiájához. — A Balaton Tud. Tan. Eredm. **1.** köt., 1. rész, 1. szakasz, Pal. függ. II. 1912.
11. PICARD, E.: Über den Unteren Buntsandstein der Mansfelder Mulde und seine Fossilien. — Jahrb. d. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst. **30.** 1909.
12. RAYMOND, P. E.: The genera of fossil Conchostraca — an order of bivalved Crustacea. — Bull. of the Mus. of Comp. Zoology, **96.** 3. 1946.
13. VADÁSZ E.: A Mecsekhegység. — Magy. Táj. Földt. Leír. I., 1935.
14. VADÁSZ E.: Estheria faj a Mecsek-hegységből. — Földt. Közl. **82.** 7—9. 1952.

I. Tábla

- 1., 2. *Howellites princetonensis* BOCK, var. *minor* nov. var. 13,7 ×
3. Populáció. 2,5 ×
4. *Isaura* aff. *minuta* (GOLDFUSS) 4 ×
5. *Howellites princetonensis* BOCK, var. *minor* nov. var. 5 ×



1



4



2



5



3

AZ AJKAI KRÉTA KŐSZÉNTÉLEPEK KŐSZÉNKÖZET- TANI VIZSGÁLATÁNAK EREDMÉNYEI

(I. sz. melléklettel)

PAÁL ÁRPÁDNÉ

(Budapest)

Az ajkai felső-kréta kori kőszén kőzettani sajátságairól elsőül EDELSTEIN M. közölt vizsgálati eredményeket. Az ő, valamint SZÁDECZKY-KARDOSS E. megállapításai alapján vált ismeretessé az ajkai kőszén rendkívül gazdag fuzittartalma, erősen gyantás, helyenként liptobiolitos volta, a borostyánkőszerű ajkait-szemcsék előfordulása és — a karsztos környezetnek megfelelően — nagyobb kéntartalma.

Az ajkai kőszéntelepesség összetételének közelebbi megismerésére spóra-pollen-analitikai, őslénytani és kőszénközettani kutatások indultak. Vizsgálatainkat a medence É-i részén fekvő, felsőcsingeri Kossuth-akna környékén kezdtük meg. Szelvényünkben a kőszén, agyagos-márgás kőszén, csigás kőszén, csigás márga és agyag, illetve márga sűrűn változnak. Szelvényrajzunkon az alsó telepesség öt telepe (a VI.-tól II.-ig bezárólag) és a középső telepesség I.-nek nevezett telepe szerepel (I. sz. melléklet). A felső telepességet vizsgált szelvényünkben nem fejlődött ki.

Az ajkai kőszén általában fényes, fekete, többé-kevésbé sávos megjelenésű. Homogénebb felépítésű, paralelepipedonos, vagy kagylós törésű; néhány mm-től néhány cm-ig terjedő vastagságú, fényes sávok váltakoznak benne heterogén felépítésű, gyengébb fényű, vagy egészen fénytelen sávokkal, valamint rostos, lencsés betelepülésekkel. Helyenként sárga vagy barnássárga ajkait-szemcsék is megfigyelhetők benne.

Szénülésszintjét illetően az ajkai kőszén, mint ismeretes, fényes barnakőszén állapotú. Fűtőértéke maximálisan 4300 kalória. Az egyes szövetek homogenizálódása és a reflexióképességben mutatkozó különbségek alapján a szénülés nem mindenütt egységes. A különbséget nem annyira a rétegterhelés különbözősége, mint inkább a liptobiolitosodás átalakító hatása és a mélyebb vízi, égőpalás rétegekben helyenként fellépő gélekedés okozza.

Vizsgálataink alapja — az átlagminták porcsiszolatainak száraz objektívval történt tájékoztató megfigyelése után — azok olajimmerziós

kimérése volt. A technikai nehézségek következtében legnagyobb rész nélkülözőnk kellett a vékonycsiszolatokat és a hozzá tartozó felületi csiszolatokat is.

A porcsiszolatokban a több centiméterből származó szénanyag rendszerint több készítményt foglal magában. Ezek sorrendje a mintán belül nem állapítható meg, felismerésük és értelmezésük is nehezebb a sok ferde metszési sík és a feldaraboltság következtében.

A porcsiszolatnál alkalmazható ráeső fényvizsgálat igen előnyösnek bizonyult a helyenként jelentős mennyiségű oxidált elegyrészek tanulmányozásánál, viszont hátrányos volt a huminites és főleg a bituminites, valamint egyes meddők vizsgálatánál.

A porcsiszolat kétségtelen előnye gyors elkészíthetősége, s ezért alkalmazása az iparban barnakőszén esetében is szükséges lehet. Megkíséreltük a fekete kőszén sávféleség-kimérését és a barnakőszén elegyrészkimérését úgy egyesíteni, hogy az a minta összetételéről és eredetéről is tájékoztatást nyújthasson.

Kiméréseink során megkülönböztettünk:

1. homogén felépítésű huminitesedett kőszénzövegeteket (100 mikron határértékkel): a „vitritet”, helyesebben xilo-periblino-fillovitritet (II. és III. tábla),
2. homogén felépítésű oxinitesedett kőszénzövegeteket (50 mikron határértékkel): a fuzitot és szemifuzinitet, ide sorolva még a nagyobb gombaszármazékokat is (XVI. és XIX. tábla),
3. heterogén felépítésű kőszénzövegeteket, melyek apróbb növényi szervezetekből, illetve nagyobb szervezetek töredékeiből alakultak; ide soroltuk még a vegyes felépítésű kéregszövetet is (VII—XV. tábla).

E heterogén felépítésű szövegeteket az őket felépítő huminites, bituminites, oxinites elegyrészek aránya alapján négy feketekőszén-szerű „sávféleségre” bontottuk. Ezek:

- a) *klarit*: huminites alapanyagban csak bituminites elegyrészekkel (XIII. tábla 3),
- b) *duritos klarit*: huminites alapanyagban bituminites és oxinites elegyrészekkel (IX. tábla 3; XI. tábla 2),
- c) *klaritos durit*: a huminites alapanyag rovására erősen növekvő oxinites, részben bituminites elegyrészekkel (IX. tábla 4; XV. tábla),
- d) *fuzitos vitrit*: a huminites alapanyagban oxinites vagy sclerotinites elegyrészekkel, de bituminit nélkül (III. tábla 6).

A következő összefoglalás tartalmazza az ezekben a sávféleségekben felismert szövettípusokat.

A kimért „sávféleségek”-ben felismert készítmények és elegyrészeik

„*Vitrit*”

homogén huminitesedett szövet

1. Faszöveti származású xilovitrit, benne kevés resinites, esetleg egyéb sejtkitöltés:
I. tábla 1, 2; II. tábla 3; IV. tábla 2.

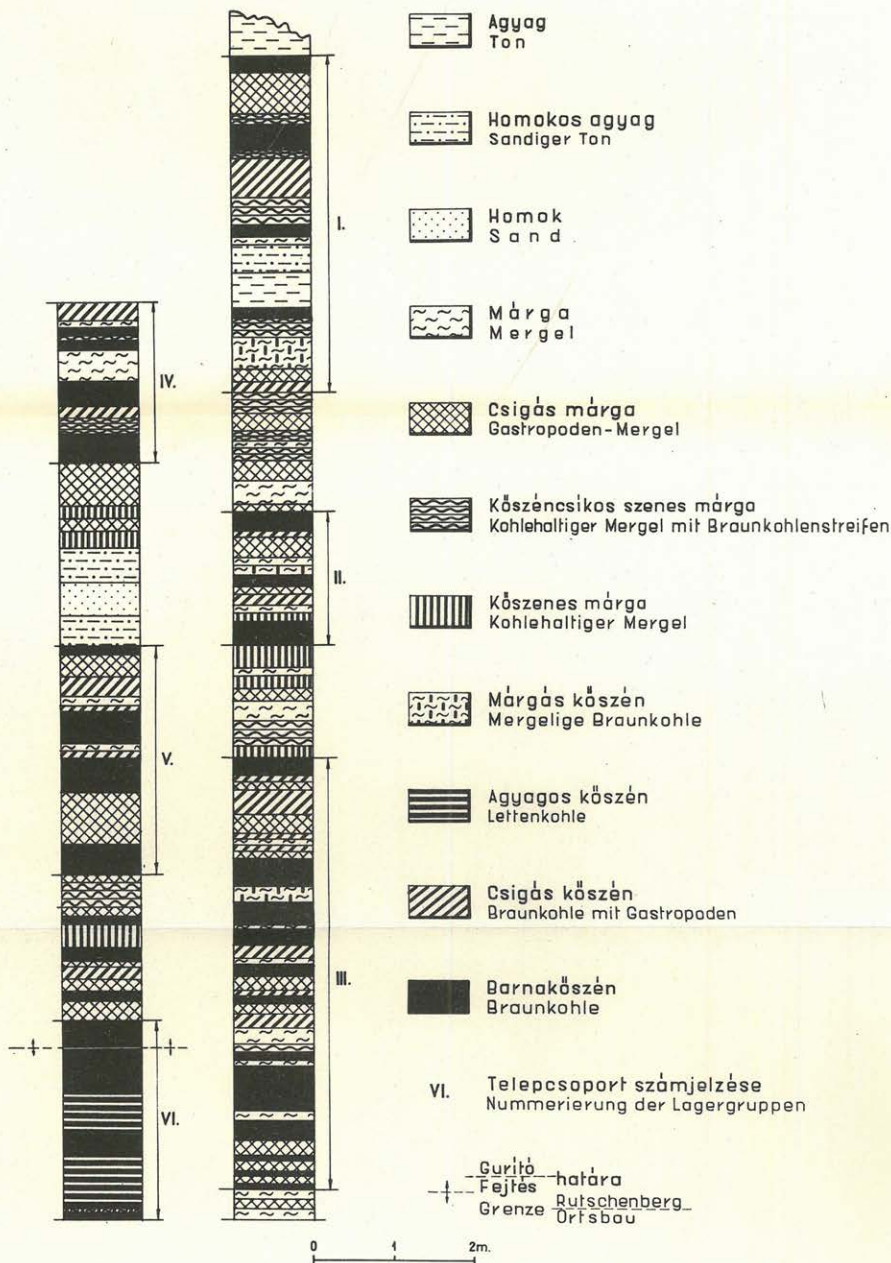
AZ AJKAI FELSŐKRÉTA KÖSZÉNÖSSZLET FÖLDTANI SZELVÉNYE

(AJKA-FELSŐCSINGER, KOSSUTH-AKNA, 813.sz GURITÓ)

GEOLOGISCHES PROFIL DES AJKAER OBERKRETAZISCHEN BRAUNKOHLENKOMPLEXES

(RUTSCHENBERG N° 813, KOSSUTH-SCHACHT, AJKA-FELSŐCSINGER)

SZERKESZTETTE: GÖCZÁN F.
ENTWORFEN VON: F. GÖCZÁN



2. Kéregszármazású foltos, lencsés, vagy sávós megjelenésű periblinovitrit legfeljebb kevés resinittal: III. tábla 2, 5.
3. Levélszármazású fillovitrit: V. tábla 6; VI. tábla 1.
4. Huminitesedett növényi töredékekből alakult „vitrit”
5. Erősebben átalakult, szerkezetnélküli vitrit

Resinovitrit

erősebben bituminites resino-xilo-, resino-periblino-, resino-fillovitrit és suberinovitrit

1. Erősebben gyantás sejtfalakkal (többnyire levéleredetű)
2. Gyantás sejtüregekkel (faszöveti származású): IV. tábla 1.
3. Nagyobb gyantatestekkel (fa vagy kéregeredetű): V. tábla 3.
4. Parasejtfalú suberinovitrit (kéregszövet eredetű): IV. tábla 6.

Klarit

huminites alapanyag különböző bituminitekkel

1. Humózus, *törmelékes* alapanyagban exinit, resinit, bituminitfoszlány, esetleg ajkait és vékony kutikulák: VII. tábla 5.
2. A kéregszövetben bituminitfoszlány és resinit, esetleg gyantasávok
3. Rendszerint kéregeredetű humózus alapanyagban vastkosabb, bituminites védőszövet, esetleg más bituminitekkel is: XIII. tábla 2.
4. Főleg levéleredetű humózus alapanyagban gyantás sejtfalmaradványok, resinit és vékony kutikula: VI. tábla 4.
5. Elgyantásodott szövetrészlet a humózus alapanyagban, esetleg más bituminitekkel is: VIII. tábla 5.

Duritos klarit

huminites alapanyag + több-kevesebb bituminit + kevés oxinit, esetleg sclerotinit

- | | | | | | |
|--------------------|---|--------------|--------------|--|--|
| 1. Azonos a klarit | 1.-vel + kevés oxinit, esetleg sclerotinit: | IX. tábla 3; | | | |
| 2. ” ” | 2.-kal ” ” | ” : | II. tábla 6; | | |
| | | | X. tábla 5. | | |
| 3. ” ” | 3.-kal ” ” | ” : | X. tábla 6. | | |
| 4. ” ” | 4.-kel ” ” | ” : | IX. tábla 6. | | |
| 5. ” ” | 5.-kel ” ” | ” : | XI. tábla 6. | | |

Klaritos durit

a huminites alapanyag rovására erősen növekvő oxinites + bituminites elegyrészekkel

1. Humózus *törmelék* sok különböző bituminnal, esetleg ajkaikkal, sok oxinittel, esetleg sclerotinnal: IX. tábla 4; XI. tábla 4; XII. tábla 4; XX. tábla 3, 4.
2. Főleg bituminit-felhalmozódás, több-kevesebb oxinnal, vagy sclerotinnal, kevesebb huminnal: XIV. tábla 4.
3. Főleg oxinit-felhalmozódás, több-kevesebb bituminnal, esetleg sclerotinnal, kevés huminnal: XV. tábla 1—6.
4. Recés vagy sávós periblinitek „duritos” sávjai
5. Külső kéregrészek kevés huminitet tartalmazó szövetei

Fuzitos vitrit

humózus alapanyag oxinittel vagy sclerotinittel, bituminit nélkül

1. A humózus alapanyagban mikritit, vagy fuzitrészecskék: III. tábla 6.
2. A humózus alapanyagban kitinit-sclerotinit: XXI. tábla 3, 5.

Fuzit

homogén oxinitesedett szövet (ide sorolva a sclerotinitek is)

1. Sárga, vékonyfalú, a szerkezetet jól megőrző fuzit: XVII. tábla 5.
2. Fehéres, vastagabb falú, a szerkezetet jól megőrző fuzit: XVII. tábla 3.
3. Fehéres, elmosódott szerkezetű szemifuzinit
4. Egyenlőtlenül fuzitosodott szövet
5. Már megbontott növényi szövet utólagos fuzitosodása: XVII. tábla 4.
6. Nagyméretű sclerotiumok: XX. tábla; XXII. tábla.

Piritmegjelenési formák:

- | | | |
|---|---|---------------|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. 10—30 mikron körüli gömb—gömbhalmaz: bakteriális eredetű 2. 1—3 mikron körüli ponthalmaz: bakteriális eredetű 3. piritkristályok: elsődleges (szervetlen képződmény) 4. sejtfalak helyét kitöltő (fa és kéregszövetben): metaszomatikus eredetű 5. sejtek belsejét kitöltő: másodlagos képződmény 6. bekéregzés: oldatokból kivált 7. bituminiteken keletkező apró gömbök: szerves eredetű 8. sclerotiumfelületeken keletkező rövid szálak: szerves eredetű | } | XXV.
tábla |
|---|---|---------------|

A felsőbb telepek kimérései csak tájékoztató jellegűek, a VI. és V. telep mintáin azonban teljes kimérést végeztünk. A nagyon erősen csigás, nagy márgás csíkokat általában nem törtük bele a porcsizolatba.

A kimérést követő mikroszkópos jellemzéssel, valamint a hamu- és nedvesség-meghatározással együtt az átlagminta tájékoztat a huminites, bituminites elegyrészek mennyiségéről, mineműségéről, a sávokban szereplő kőszéntípusokról és azok fációséről.

A dolgozat végén közöljük néhány különböző kőszéntípus teljes vizsgálati eredményét. Ezenkívül 25 táblán, 150 fényképen bemutatjuk az ajkai kőszéntelepekben megfigyelt különböző kőszéntípusokat.

Vizsgálataink folyamán az egyes telepek felépítésére vonatkozólag a következő megfigyeléseket tettük:

VI. telep

Ez a medence legállandóbb kifejlődésű és általában legvastagabb telepe, bár a vizsgált szelvényben vastagsága csak 2,5 m körül van. Makroszkóposan kifejezetten sávos szerkezetű, sok fuzitlensévével és gyakran szabad szemmel is látható ajkaitokkal. A középtájtól molluszkummaradványok is előfordulnak.

Mikroszkópos köszénczettani összetétele változatos. A telep elején liptobiolitos jellegű kőszénzövetekkel találkozunk (XV. tábla 1—4). Ezekben, mint ismeretes, az ellenállóbb oxinites és bituminites elegyrészek a huminites kiszáradás által bekövetkező pusztulása révén halmozódnak fel. Kiindulási anyagául itt olyan kéregszövet szolgál, amely megbontatlan állapotában is sok oxinites elegyrészt tartalmaz. Világos és sötétebb szürkén csíkozott, halványan szerkezetes keskeny vitritsávok váltakoznak ebben durit-jellegű sávokkal, melyben resinitek és bituminifoszlanok mellett elsősorban sárga, határozott körvonalú, csontszilánkszerű oxinites elegyrészek sorakoznak. Ezek SZÁDECZKY-KARDOSS E. cseranyageredetű flobafénit-mikrinitjével lehetnek azonosak. Kérdés, hogy itt ennek az oxinites sejtexcretumnak fellépése külső rendkívüli körülmények (pl. szokatlanul száraz időszak), vagy a vegetációs periódus végét jelző természetes állapot következménye, esetleg az illető kéregszövet állandó belső velejárója-e? — Egyes szövetekben a vitritsávok eltűnnek, vagy jelentéktelenné válnak és a fent leírt mikrinites mellett fuzitrészletek és részben gombaszármazékok is jelentkeznek. A fenti periblinit külső elhalt kéregrészeiben ez az összetétel természetesen is létrejöhet és így lehet, hogy a liptobiolitos jellegű szövetek egy része nem a tőzeganyag utólagos kiszáradásában leli magyarázatát.

A fent említett sávos periblinittel kapcsolatban felvetődhet az apró oxinites elegyrészek másodlagos betelepülésének lehetősége is. Gyakran találkoztunk ugyanis a háncrestok közötti vékony parenchymatikus elemek elpusztulása nyomán ezek helyére betelepülő szerves vagy szervetlen elegyrészekkel. Itt azonban a szövet idegen származású anyagoktól mentes és egyöntetű felépítésű, ezért e mikrinites szerves odatartozása kétségtelen.

Az itt leírt periblinites szövetekkel a VI. telep alsó és felső harmada körül találkozunk, kisebb mennyiségben a telepzáró szénanyagban is megtalálhatók.

A VI. telep növényi anyagának felhalmozódása folyamán két — feltehetően transzgressziós — periódus jelentkezik. Az alsó agyagos közbetelepüléseinek szénanyagában oxidált növényi anyag detritusza és kevés levélmaradvány, a felsőben főleg huminitesedett és oxinitesedett fa-szövetrészek találhatók (XXIII. tábla 1—4). Gyökérszintre mutató jellegeket e szöveteken nem találtunk. A pirit feldúsulása redukáltabb, szellőzetlenebb környezetre mutat. Az agyagos mintákat követő szénanyag fa- és kéregszármazású, azonban kevés oxidált elegyrésszel, inkább resinittel, gyantasávvál jellemezhető, tehát más kiindulási anyagú. A ritkább duritos jellegű szövetben itt nagyobb oxinites és sclerotinites elegyrészek találhatók.

A felső mintákban megbontottnak látszó szövetekkel és mikrinites, valamint különböző bituminitek liptobiolitszerű megjelenésével talál-

kozunk. Itt a szövetfoszlányok közé apróbb héjtöredékek és márgaszemcsék is települnek.

A telep feltűnően sok fuzitlencsét tartalmaz. Jól megőrzött szöveteiben tülevelűek és lombosfák szerkezete ismerhető fel (XVII., XVIII. és XIX. tábla).

A Kossuth-akna VI. telepének egyik vetőzónájában másodlagos, oldatvándorlásból származó bőséges kalcitkiválás, -bekéregzés, sejtüregkitöltés kitűnően megtartott növényi szöveteket őrzött meg (I. tábla 1—5; XXI. tábla 1. és XXII. tábla 1—6).

V. telep

A telep összvastagsága a közbetelepült márgás, csigás rétegekkel együtt 290 cm. A 160 cm-nyi tiszta szén három szénpad és két szénzsínor között oszlik meg.

Kőszénanyaga szabad szemmel fekete, tompafényű, gyakran kagylós törésű; tisztább és tömörebb a többi telepénél.

Mikroszkópos megjelenése is sajátos. Homogén, huminitesedett növényi szövetei változatos szerkezetűek. Egy részük valószínűleg lombosfa-eredetű xilovitrit (IV. tábla 5); a telep közepetáján azonban tülevelű faszövet melanoresinites maradványait találjuk. A gyakori foltos vitritek sclerenchymites kéregszármazásra engednek következtetni, bár hasonló szerkezet egy vékonycsiszolat tanúsága szerint különböző származású vitrites szövetfoszlányok együtteséből is keletkezhet. Valószínű, hogy mindkét lehetőség fennállott (III. tábla 5. és VIII. tábla 3).

E telepre azonban nem vitrites szövetei, hanem erősen bituminites részletei a legjellemzőbbek. A resinitszemcsés típusban a resinitek a huminites alapanyagban sorokba rendeződve azzal láthatólag egy szöveti egységet alkotnak. E szövet megjelenése klaritos, mert resinítjei spóraszerűen reliefesek olajimmerzió nélkül, nem úgy, mint a faszöveti eredetű resinoxiliteké. Feltehetőleg polimerizáltabbak amannál, ezért gondolunk itt kéregeredetre. Gyakoriak még a gyantás sávok, bituminitfoszlányok és a telep felső harmadában a gyantával átitatott szövetrésztetek is. A huminites alapanyag egy részére jellemzőek a vastag, gyantás sejt-falak, másutt viszont a gyantás sejt-falak pontszerű maradványait figyelhetjük meg. E telepben gyakran találunk ajkaitot és levélszármazékokat, a törmelékesebb részekben mikroszporákat, elvéve makroszporákat is (VIII. és IX. tábla).

Feltűnően kevés az oxinites elegyrész, így a mikrinit is. Ezt a sajátosságot talán csak a levegőtől való gyors elzáródás okozhatta, de lehet az itt felhalmozódó szövetek eredeti faji tulajdonságának, mint például a cseranyag hiányának a következménye is. Fuzit jelentősebb mennyiségben csak egy mintában szerepelt. Gombaszármazékok viszont elég gyakoriak a kéregszövetekben. A felsőbb részek törmelékesebb szénanyagában héjtöredékek, -szilánkok és márgaszemcsék is találhatóak.

IV. telep

Erősen csigás, márgás, legkevesbé sem egységes széntelep. Két szénpad és több szénzinór alkotja. Összvastagsága 2 m körüli. A telepek közül ennek „vitrit”-tartalma a legkevesebb. Ezek melanoresinites faszövetek mellett elsősorban kéreg- és levélszármaszerűak. Kéregeredetűnek gondoljuk azt a jellemző szövetet is, melyben a valószínűleg még cellulózertartalmú, barnás sejtfalú, zsugorodott és hullámos sejtsorok között világosabb sclereida-szerű szigetec húzódnak meg (II. tábla 5). — A faszövetekben gyakori a gombamycelium.

A heterogén felépítésű sávok részben egységes kéregeredetről tanúskodnak, többségükben azonban kisebb-nagyobb szövetfoszlányokból állnak. Többnyire erősen gyantásak. Találkozunk elgyantásodott szövetrészekkel, elkenődött bituminitekkal, gyantás tülevéllal és ritkábban paraszövettel is. Spórák és ajkaitok is megbújnak a szövetek között.

Erősebben oxinites sávokat csak a telep alján és a tetején találunk, itt részben liptobiolitos jellegűek. A kéregszövetekben és a törmelékes szövetekben egyaránt gyakran látunk gombaszármaszerűeket, elsősorban sclerotiumokat.

A törmelékes szénanyag jó részében molluszkumos, márgás, karbonátos közbeteleplések vannak.

III. telep

Nem válik el határozottan a IV. teleptől, mindössze 37 cm márgaközbeteleplés választja el attól. Teljes vastagsága 5 m-en felüli, tehát valamennyi telepnél vastagabb. 1/3-a meddő közbeteleplés. Több vastagabb szénpadra és szénzinórra oszlik. A telepkezdő márgacsíkos kőszén vitritjeinek és heterogén szöveteinek nagy része kéregeredetű, kevés mikrinittel és sok bituminittel.

A következő szénzinór erősen gyantás, dúsan oxinites, helyenként liptobiolitszerű.

Az alsó harmad tiszta szénpadjának zöme xilovitrit, mellette találunk periblintet is. Különösen felsőbb részében törmelékesebb jellegű, erősen heterogén felépítésű szövetek jelentkeznek több oxinittel és sclerotiummal.

A következő szénzinórokban néhány érdekes szövettípust figyelhettünk meg. Az egyik valószínűleg xilovitrit, melyben nagyméretű sejtöltések pórussugarhoz hasonló elrendezésű edényeket töltenek ki. Ez a sejttartalom a faszövetben általában előforduló resinitnél valamivel erősebb reliefet ad (hasonló az V. tábla 3. képhez).

Egy másik szövettípust vastag gyantasávok tömeges megjelenése jellemez. Talán kéregszövet gyantavezetékei, vagy szárkutikula-maradványok lehetnek (XIII. tábla 2).

Egy következő szénzinórban melanoresinites túlevelű faszövet, mikrinites kéregszövet és sok fuzit jelentkezik.

Fölötte figyeltük meg először annak a fuzitszilánkszerű elegyrésznek a megjelenését, amely az I. telep alsó padjának jellegét adja meg.

A felső harmad vastag szénpadjában sok xilovitritet találunk, nagy méretű, lyukacsos, huminitesedett, de belső reflexet mutató sejtkitöltésekkel. A szénpad felső felében sok a levélszövetmaradvány, epidermis, fillovitrit, kutikula, gyantás levélszövet (XIII. tábla 4). Itt az oxinites elegyrészek háttérbe szorulnak, csak az alárendeltebb kéregszármazékokban találkozunk velük. A kisebb szénzinórokban jelentős a törmelékes szövetek mennyisége.

A telep felső részén ismét az imént leírt faszövet (xilovitrit) kerül előtérbe, mellette a gyantasávós, dús resinittartalmú kéregszövetekben gyakori a flobafénit-mikrinit és a gombaszármazék is, de találunk huminites szövetfoszlányokat ajkait-, exinit-, kutikula- és fuzit-közbeékelődéssel.

Egészében véve a III. telep a nagy vastagságnak és mégis tagolt szerkezetnek megfelelően változatos összetételű: lombos és túlevelű faszövetek, resinitszemcsés és erősebben flobafénit-mikrinites kéreg-, valamint levéalom-származékok mellett detrituszosabb felépítésű és márgaszemcsés, héjszilánkos égőpalák is fellépnek.

II. telep

Az előzőtől vastag csigás, márgás rétegek választják el. 130 cm vastagságú, erősen tagolt telep.

Az alsó részen található a szelvény legvastagabb faszöveti xilovitritje. Benne a finom sávós szerkezet mellett elsősorban világos, megnyúlt, melanoresinitszerű sejtkitöltések találhatók (II. tábla 2). A középső rész jellegét a sok levéalom-származék adja meg: kutikulával keretezett fillovitrit és az eredetileg gyantás sejtfalú szövetekben pontszerűen megmaradt gyantacseppek.

Kevés fa- és kéregszövet mellett detrituszosabb szövetekkel, márgaszemcsés, héjtöredékes közbetelepülésekkel zárul a középső rész. A felső rész erősen gyantás. Sok itt a kéreg- és levélszármazék. A telepzáró minta különösen bituminitdús. Itt kéregszerű, vagy kéregelemekből álló szövetben, meddő betelepülésekkel együtt, azoktól sokszor alig megkülönböztethetően, kissé préselt megjelenésű gyantás képződményeket találunk. Újra jelentkezik a III. telepből leírt „pórus-sugarú” faszövet is, benne sűrű resinit-szerű, reflex nélküli sejt-tartalommal (V. tábla 3). Végül itt fordul elő a legtöbb, szabad szemmel is látható ajkait. Kézenfekvő a gondolat, hogy e minta három bituminites, vagy bituminitszerű elegyrészét egymással összefüggésbe hozzuk, bár színük és reflexiójuk nem azonos. Azonban az ajkaitnak mondott elegyrészek sem egységesek színben,

reflexióban és reliefképzésben. A változatokat az ajkait esetében az oxidáltság, polimerizáció foka vagy egyéb külső körülmények, esetleg azonban az anyanövény különbözősége is okozhatja.

TASNÁDI-KUBACSKA A. és GÓCZÁN F. megfigyelései szerint az ajkait trópusi lomosbfák kopálszerű terméke lehet. Amennyiben az előbb említett összefüggés fennáll, az megerősíti az ajkait lombosfaszármazását. Az ajkait elterjedtségéhez viszonyítva ez a szövettípus ritkán fordul elő. Kérdés azonban, hogy a gazdanövény nem távolabbi partokon élt-e nagyobb elterjedtségben, ahonnan csak a könnyű szemcséket hordta be a víz áramlása a lápba. Erre mutatna gyakori előfordulása az égőpalákban (XIV. tábla 5. és 6).

I. telep

Vizsgált szelvényünkben a II. és I. telepek közötti elhatárolás bizonytalan. Mindkét telep erősen tagolt és közöttük mindössze 160 cm-es az elválasztó réteg, holott KOPEK G. szerint a medencében a VI.—II. telepeket magában foglaló alsó telepcsoportot általában 10—30 m vastag meddő választja el a „középső telepcsoport”-tól, mely azonban csak egyetlen telepből, az I. vagy „borostyán telep”-ből áll. Az általánostól eltérő arányok miatt az azonosságot itt egyelőre csak feltételezhetjük. Az egész medencében végzendő összehasonlító köszöntetani vizsgálatra vár a feladat, hogy a hovátartozást megoldja. Itt helytelenül nevezik e telepet borostyántelepnek, mert az ajkait tömegesebb megjelenését hiába keressük benne.

Az I. telep alatti márga keskeny széncsíkja melanoresinites, túlevelű xilovitrit, nyilvánvalóan behordott uszadékfa.

A feltételezett I. telep két padból áll, köztük 80 cm-es agyagréteggel. Mindkettőt márgaközbetelepülések bontják további részekre.

Az alsó pad nagy része rendkívül heterogén felépítésű, s felfelé egyre erősebben oxinites. Mindössze 20% körüli tiszta huminitsávjainak jó-része periblinovitrit, vagy fel nem ismerhető szerkezetű telinit. Uralkodó „duritos” sávjai valószínűleg SZÁDECZKY-KARDOSS E. kötetes, illetve recés periblinitjével azonosíthatók. Fő elegyrészük a huminites alapanyagba ágyazott, élénksárga, pont, vonalka, vagy elágazó formájú néhány mikronos oxinit (XII. tábla 3, 4). Ez helyenként sejt-excretum jellegű mikrinit, máshol inkább sejtfaeredetű fuzitszilánk benyomását kelti. E heterogén sáv felépítésében helyenként a bituminitfoszlány, resinit, gyantás szálak; másutt a kitines elegyrészek és fuzit is nagyobb részt kapnak. Az egységes kéregszerkezetre valló részletek mellett gyakoriak a törmelékesebbnek látszó kőszéntípusok többkevesebb exinittel, kutikulával is. E képződmény feljebb áthalmozott liptobiolithoz hasonlóvá válik. A kiszáradó lápként való értelmezésnek

azonban ellene mond a redukáltabb környezetre valló, nagyobb pirit-tartalom.

A felette következő márgás rész szénecskéiből és a padzáró szén-sávból a fent leírt oxinites elegyrész hiányzik. Kevés xilovitritjében xantoresinitet találunk. A szénanyag nagy része azonban gyantás kéregszövet-származék. Sok apró bituminitfoszlány, gyantás falmaradvány, resinit szemcsék, gyantasávok rendezett sorai jellemzik, a huminites alapanyagban kevés oxinittel és gombaszármazékkal. A fellazult szövetekbe és szövetmaradványokba márgaszemcsék települnek. A felső pad alján jelentős a xilovitrit mennyisége. Benne huminitesedett sejt-kitöltések, edénytagok találhatóak. A túlnyomóan bituminitdús sávok kéreg- és levéleredetűek, részben kisebb szövetfoszlányokból épülnek fel. Közéjük exinites, márgaszemcsék települnek. A felső pad középső részén uralkodnak az itt előforduló, különleges „márgaszemcsék”, lazább szerkezetekbe és törmelékek közé ágyazottan; közöttük keskeny xilovitritsávok, fuzitszilánkok, gombasclerotium és sok molluszkumaradvány található.

A következő tiszta szén-sávban különböző szerkezetű xilovitritek, fuzitszerkezetek és egyes felépítésű törmelékes szövetek mellett újra jelentkezik a telep aljának „fuzitszilánkos” szerkezete. A telepzáró csigás szénben mind a három jellegzetes széntípus megtalálható.

Összefoglalóan annyit mondhatunk, hogy a kőszentelepek felépítésében az alárendeltebb harasztok mellett elsősorban tülevelűek és lombosfák vettek részt. Vízi növények részvételére megfelelő bizonyítékot nem találtunk. A fényes „vitrites” sávokban megjelenő faanyagon kívül a többnyire fénytelenebb kéregszöveti felhalmozódások különösen jelentősek. Ezek gyakran fordulnak elő levélalom-származékokkal együtt. Minden telepben megtaláljuk — bár különböző mennyiségben — a szét-eső, vagy törmelékesebb kőszén-szöveteket is, amelyeknek huminites, vagy oxinites szövetfoszlányai között mikroszpórákkal és helyenként makroszpórákkal is találkozunk. Ezek szerepe azonban itt a liász kőszén-hez viszonyítva erősen háttérbe szorul, a harasztok csökkenő jelentőségének megfelelően. Pollenszemek vizsgálatát a felületi csiszolatos módszer nem tette lehetővé, annál inkább a jelentős számú gombaszármazékokét, mint amilyenek a gombaspórák, sclerotium, mycelium és hyphaszövetek.

Az égőpalák *meddőanyaga*, a VI. telep agyagos kőzetei kivételével, elsősorban márgás, karbonátos jellegű. Gyakoriak a szénrészecskék közé települt molluszkumhéjak és szilánkjai is. A bennük előforduló szénanyag vizsgálataink szerint lehet „vitrites”, „klaritos”, „duritos” és fuzitos jellegű (XXII—XXIV. tábla). Ezek a fentemlített meddő-típusokhoz változatos módon kapcsolódnak és különféle szemnagyságban jelentkeznek. A szállítás közben szétbomló, repedező, nagyobb fás részek közeit és az eredeti szövet tágasabb üregeit gyakran meddő anyaggal tölti ki, mely többnyire karbonátos összetételű. Az apró törmelékes

detrituszos kőszénanyag már gyakran kapcsolódik agyagos—márgás meddőhöz, ami mélyebbvízi keletkezésre utalhat.

A vizsgált szelvényben gyökerre jellemző részleteket nem figyeltünk meg. A kőszén xilovitritsávjai inkább letört ág-, mint vastag fatörzs-maradványok. Mindkét körülmény a felhalmozódott növényi anyag bizonyos mértékű szállítódottságát feltételezi. Hogy az áramló víz szállítása nem eredményezett esetenként nagyobb hamutartalmat, azt a környezet karbonátos volta okozhatta.

A partmenti erdőkből besodródott növényi anyag nagyjából az üledékképződés szabályai szerint helyezkedhetett el a különböző fáciesekben. Ezek egymásutánjának pontos megítélésére azonban a porcsiszolat nem adott lehetőséget. A kétségtelenül gyakori térszíningadozás mellett — melyre KOPEK G. is rámutat a medence településviszonyait tárgyalva — itt számolni kell az üledéktérben beállott egyéb változásokkal is, mint amilyenek a p_H -érték és a hőmérséklet növekedése, illetve csökkenése és a beáramló víz szállító erejének időszakos megváltozása is. Ez utóbbiak végeredményben éghajlatváltozásokkal magyarázhatók.

A telepek néhány jellemző mintájának részletes makro- és mikroszkópos leírása

VI. telep 1. minta (5 cm)

Makroszkópos jellemzés: szürkésfekete, finoman sávós, fuzitlencsés, darabos szén.

		<i>Mikroszkópos összetétel:</i>	
Nedvesség:	10,45 %	„vitrit”	26 %
Hamu:	7,82	fuzitos vitrit	3
		duritos klarit	37
		klaritos durit	22
		fuzit	10
		pirit	2

Mikroszkópos jellemzés: a fényes sávok „vitrit”-je majdnem kivétel nélkül sávós, foltos, lencsés megjelenésű periblinovitrit. Alárendeltebben jelentkeznek levéleredetű gyantásfalú sejtcsoportok is.

A fénytelen sávok egy része összefüggésben látszik lenni ezekkel a periblinites huminitekkel, vagy a kettéágazó periblinites szövet között töltve ki, vagy azzal szabályosan váltakozva — másutt azonban határozottan töredékekből épül fel. E sávok jó része kiszáradó szemiliptobiolitos és liptobiolitos jellegű. Sok bennük a néhány mikronos mikrinit; a valószínűleg erősebben oxidálódott recés periblinit-eredetű, pálcika-, súlyzó- és csonttöredékszerű részecske; a kisebb-nagyobb fuzittöredék és gombaszármazék is. Közöttük a bituminiteket elsősorban sötét resinitszemcsék, bituminitfoszlányok, gyantás falmaradványok képviselik.

Helyenként elgyantásodott szövetrészletek, ajkait, vastagabb gyantásáv, kutikula és exinit is előfordul.

A 10% fuzitban fa- és kéregeredetű részletek, szemifuzinit és alárendeltebben gombaszármazékok találhatók.

A 2%-nyi pirit leggyakrabban 1—20 mikronos piritglobulitként jelentkezik.

Lápöve: sekély- és kiszáradó lápi.

Kép: VI. tábla 7; VII. tábla 1; XV. tábla 1. és 2; XVI. tábla 1, 2, 4, 6; XX. tábla 3.

VI. telep 19. minta (10 cm)

Makroszkópos jellemzés: fekete, enyhén fényes, finomsávos kőszén, fuzitlencsékkel.

Mikroszkópos összetétel:

Nedvesség: 10,71 %	„vitrit”	15 %
Hamu: 8,71	klarit	22
	fuzitos vitrit	2
	duritos klarit	40
	klaritos durit	3
	fuzit	18

Mikroszkópos jellemzés: kevés „vitrit”-jének szerkezete elmosódott periblinovitritszerű. A heterogén felépítésű sávok is nagyobbrészt kéregeredetű periblinitek. Sok a bizonytalan bituminitfoszlány a resinitek mellett. Helyenként gyantás sáv, védőszövet és exinit is előfordul. Az oxinites elegyrészek mikrinites és fuzittöredékek.

Jellemző a sok és változatos fuzit, kitűnően megtartott szövetrészletekkel, kevés szemifuzinit és gombaszármazék is van.

Feltűnő a pirit teljes hiánya.

Lápöve: a feltehetően erdőégésből származó rendkívüli fuzit-gazdagsága ellenére sekélylápi képződmény.

Kép: XVI. tábla 3.

V. telep 52. minta (18 cm)

Makroszkópos jellemzés: fekete, fényes, finomsávos, kagylóstörésű barnakőszén.

Mikroszkópos összetétel:

Nedvesség: 12,18 %	„vitrit”	53,0%
Hamu 8,14	klarit	11,0
	duritos klarit	29,0
	klaritos durit	4,0
	fuzit	2,5
	pirit	0,4

Mikroszkópos jellemzés: a csizolat nagy része xilovitrit, benne sejt-kitöltések találhatóak, gyakran belső reflexszel is. A periblinit többnyire erősen gyantás; széles gyantasávok is húzódnak benne. Elegyrészel még: resiniték, gyantás falmaradványok, bituminitfoszlányok, flobafénit-mikrinit és gombaszármazékok. Az eredeti kéregkeletkezésű szövetek mellett ugyancsak kéregeredetű, de törmelékből keletkezhetett, szabálytalanabb szerkezetű szövetek is előfordulnak. Ebben az előbbieket mellett exinit és levélszármazékok is találhatóak.

A fuzit itt ritkábban keletkezhetett intenzív anorganikus oxidációval, ugyanis sejtfalai kevésbé kipreparáltak, reflexiójuk is gyengébb, részben egyenlőtlen.

Lápöve: erdős- és sekélyláp.

Kép: VIII. tábla 5.

IV. telep 79. minta (30 cm)

Makroszkópos jellemzés: fekete, sávos kőszén.

		<i>Mikroszkópos összetétel:</i>	
Nedvesség:	10,97 %	„vitrit”	35,0%
Hamu:	11,36	klarit	14,0
		duritos klarit	36,5
		klaritos durit	5,5
		fuzit	3,0
		éggőpala	3,0
		pirit	0,2
		héjtöredék	2,5

Mikroszkópos jellemzés: „vitrit”-je gyakran elmosódott szerkezetű xilo- és periblinovitrit. Inhomogén szövetei nagyrészt kéregszármazékok. Bituminites elegyrészekben dús. Ezek: a resinit, gyantás falmaradványok, gyantasávok, kevesebb exinit és kutikula. Oxinites elegyrészek: flobafénit-mikrinit. Gombaszármazékok találhatóak még benne.

Kevés típusos fuzit, inkább sclerotinit jellemzi. A szövettöredékek között héjszilánkok, helyenként nagyobb héjtöredékek is előfordulnak.

Lápöve: sekély- és kissé mélyebb lápi.

Kép: X. tábla 1.

III. telep 96. minta (26 cm)

Makroszkópos jellemzés: fekete, fényes, sávos szén, másfél centiméter körüli fényes sávokkal.

		<i>Mikroszkópos összetétel:</i>	
Nedvesség:	12,44 %	„vitrit”	66,0%
Hamu:	6,68	klarit	3,0
		duritos klarit	22,0
		klaritos durit	1,0
		fuzit	8,0
		pirit	0,2

Mikroszkópos jellemzés: az uralkodó vitrit nagy része faszöveti, alárendeltebben kéregszöveti eredetű, gyakori a sávos szerkezet, a melano- és xantoresinites szövet, valamint a gyantás sejtfalú részlet is.

A klarit és duritos klarit jellegű szövetek egy része valószínűleg szintén periblint, resinittel és bituminitfoszlányokkal, több-kevesebb flobafénit-mikrinnel; más részük törmelékesebb, benne resinit és ajkait mellett kevés az exinit.

Változatos reflexiójú és szerkezetű, láthatólag különböző keletkezésű fuzitok és sclerotinit található még benne.

Lápöve: kevert fa- és kéregeredetű erdőslápi minta, erdőalji törmelékesebb szövevvel és elég sok fuzittal.

Kép: III. tábla 1.

III. telep 114. minta (27 cm)

Makroszkópos jellemzés: fekete, fényes, nagyrészt kagylós törésű szén.

Mikroszkópos összetétel:

Nedvesség: 11,51 %
Hamu: 7,23

„vitrit”	52,0%
klarit	27,5
duritos klarit	18,0
fuzit	1,0
pirit	0,5
héjtöredék	0,2

Mikroszkópos jellemzés: majdnem homogén, vagy gyengén szerkezetes, főleg kéregeredetű vitrit mellett itt gyakran találunk epidermist is. A klaritos jellegű szöveteknek gyakori elegyrészei a levél kutikulája és resinittestei. A klaritos jellegű szövetek más része azonban valószínűleg kéregeredetű. Egyrészükben kevés mikrinit és gombaszármazék is található; vannak detrituszos, részben exinites szövetei is.

Néhány típusos fuzit ív-szerkezete és gombaszármazékok egészítik ki az összetételt.

Lápöve: zömmel sekélylápi képződmény, sok levélmaradvánnyal.

Kép: VI. tábla 3. (Hasonló ábrák: V. tábla 6; VI. tábla 4; XIII. tábla 3)

II. telep 136. minta (30 cm)

Makroszkópos jellemzés: fekete, fényes, kagylós törésű szén.

Mikroszkópos összetétel:

Nedvesség: 11,72 %
Hamu: 5,94

„vitrit”	93,0%
duritos klarit	6,5
fuzit	0,5
pirit	0,5

Mikroszkópos jellemzés: majdnem kizárólag xilovitrit, jellemző sejt-kitöltésekkel. A melanoresinit-szerű, világosabban reflektáló mellett első sorban belső reflexes, lyukacsos-korrodált, de már huminit színű sejt-kitöltésekkel is találkozunk. Gyakran kivehető a szövet finom sávzottsága is. Helyenként xantoresinites.

Kevés periblinitje resinites, gyantasávós, gyantás sejtfalú flobafénites. Utóbbiak duritos-klarit habitusúak.

Lápöve: erdőslápi.

Kép: II. tábla 2.

I. telep 173. minta (48 cm)

Makroszkópos jellemzés: barnásszürke, sajátságos szarufényű, márgás, csigás szén, fényes sávokkal.

Tájékoztató mikroszkópos összetétel:

Nedvesség:	8,03 %	„vitrit”	21,0 %
Hamu:	25,73	klarit	8,0
		duritos klarit	12,0
		klaritos durit	2,0
		fuzit	2,5
		égőpala	33,0
		meddő	8,5
		pirit	0,5
		héjtöredék	12,5

Mikroszkópos jellemzés: a makroszkóposan fényes sávok fa- és kéregszármazású vitritek, helyenként xantoresinittel. A faszövetekben gyakori a gombásodás. Kevés fuzitja mellett szemifuzinitszerű részletek és sclerotiumok is előfordulnak. A heterogén felépítésű sávok bituminitjei resinit, gyantás falmaradvány, helyenként gyantás védőszövet, ajkait, kevés exinit és kutikula is. Főleg törmelékes jellegű szövetek tartalmazzák. Az oxinit kevés bennük. A minta nagy része erősen szennyezett. Az itt előforduló karbonátszemcsés (márgás?) égőpala az első telep majdnem egész felső részét jellemzi. Szénanyaga vitrites, benne kevés a bituminit és oxinit. Az üledékbe sok héjtöredék és héjszilánk iktatódik. A piritgömböcskék főleg faszövetben és héjakon jelentkeznek.

Lápöve: összemosott partközeli képződmény (?).

Kép: XXIII. tábla 5.

IRODALOM

1. Atlas für angewandte Steinkohlenpetrographie. — Verlag Glückauf, Essen, 1951.
2. Atlas mikrostruktur uglei Donyeckogo Basseina. — Akademia SzSzsZr, Moszkva, 1955.
3. BAVENDAMM, W.: Mikroskopisches Erkennen und Bestimmen von holzwohnenden und holzzersetzenden Pilzen. — Handb. der Mikr. in der Techn. 5. 1. Frankfurt am Main, 1951.

4. DUPARQUE, A.—JUDAS, F.: Les sclérotés 1. s. de la Veine Sainte-Barbe de l'ancienne Concession de Noeux par A. Duparque et F. Judas. — Ann. Soc. Géol. du Nord. T. 76. 1956.
5. EDELSTEIN M.: Az ajkai szén szénközöttani vizsgálata. — Földt. Közl. 67. 1937.
6. ETTRE L.—ROMWALTER A.—SZÁDECZKY-KARDOSS E.—TAKÁCS T.: A kőszén képződése, kémiája és bányászata. — Budapest, 1952.
7. Freiburger Forschungshefte: C. 30. Geologie. Vorträge des VIII. Berg- und Hüttenmännischen Tages. 1956.
8. Freiburger Forschungshefte: C. 37. Geologie. Forschungsarbeiten aus dem Institut für Brennstoffgeologie der Bergakademie. Freiberg, 1957.
9. Freiburger Forschungshefte: C. 50. Geologie. Vorträge des 2. Kohlenkolloquiums 1958 in Freiberg.
10. GREGUSS P.: Adatok Magyarország szarmatakorai fáinak szövettani vizsgálatához. — Földt. Közl. 73. 1943.
11. GREGUSS P.: A középeurópai lomblevelű fák és cserjék meghatározása szövettani alapon. — Budapest, 1945.
12. GREGUSS, P.: Xylotomische Bestimmung der heute lebenden Gymnospermen. — Budapest, 1955.
13. HACQUEBARD, P. A.: Leidse Geologische Mededelingen Deel 20. — Mikroskopie Coal Research in Canada. 1955.
14. HARASZTY Á.: Petőfibánya barnaszeneinek mikroszkópi vizsgálata. — M. T. A. Biol. Oszt. Közl. 2. 2—3. 1953.
15. HARASZTY, Á.: Die Mikroskopischen Untersuchungen der Xylite von Hidas. — Ann. Univ. S. B. de R. Eötvös nom. Sec. Biol. Tom. 1. 1957.
16. HARASZTY, Á.: Recherches anatomiques sur les xylites d'âge tortonien de Herend—Szentgál. — Acta Botanica. 4. 3—4. Budapest, 1958.
17. HOFFMANN, E.: Paleohistologie der Pflanzen. — Wien, 1934.
18. HOLDHEIDE, W.: Anatomie mitteleuropäischer Gehölzrinden. — Handb. der Mikr. in der Techn. 5. T. 2. 1951.
19. KOPEK G.: Az ajkai medence bányaföldtani viszonyai. — (Kézirat.) 1957—58.
20. KÜBACSKA (TASNÁDI) A.—GÓCZÁN F.: Az ajkait paleobiológiája. — (Kézirat.) 1956.
21. MALÁN, O.: Sklerotinit in tschechoslowakischen permokarbonischen Kohlen. — Freiburger Forschungshefte C. 50. 1958.
22. MARSHALL, C. E.: Coal Petrology. — Economic Geology. Fiftieth Ann. Vol. 1905—1955.
23. MÜLLER-STOLL, W.: Mikroskopie des zersetzten und fossilisierten Holzes. — Handb. der Mikr. in der Techn. 5. 1. Frankfurt am Main, 1951.
24. SÁRKÁNY S.: A várpalotai lignit növényoszöttani vizsgálata. — Földt. Közl. 73. 1943.
25. SÁRKÁNY S.—SZALAY I.: Növény szerkezettani gyakorlatok. — Budapest, 1957.
26. STACH, E.: Lehrbuch der Kohlenpetrographie. — Berlin, 1935.
27. STACH, E.: Lehrbuch der Kohlenmikroskopie. — 1. Kettwig, 1949.
28. STACH, E.: Braunkohlenmikroskopie. — Handb. der Mikr. in der Techn. 2. 1. Frankfurt am Main, 1951.
29. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Über Kartskohlenarten und die Frage ihrer Schwefelanreicherung. — Műsz. Egyet. Bánya- és Kohómérv. Oszt. Közl. 11. Sopron, 1939.
30. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Die Selbstentzündlichkeit der Kohlen in petrographischer Beleuchtung. — Műsz. Egyet. Bánya- és Kohómérv. Oszt. Közl. 15. Sopron, 1943.

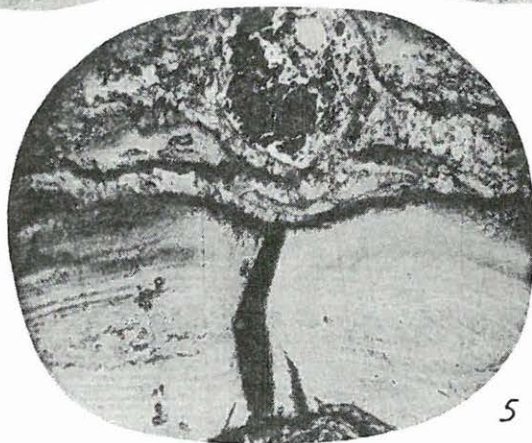
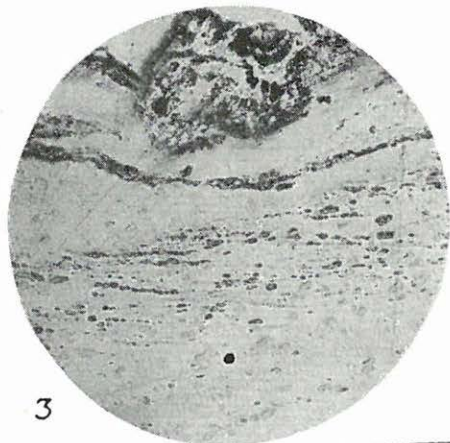
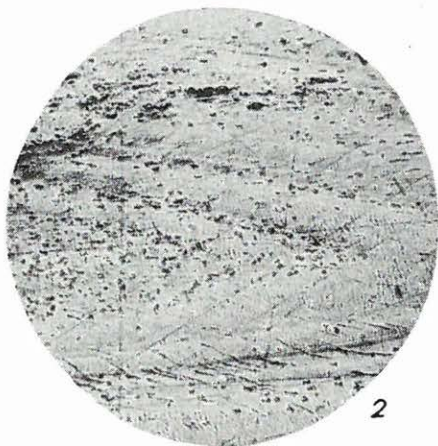
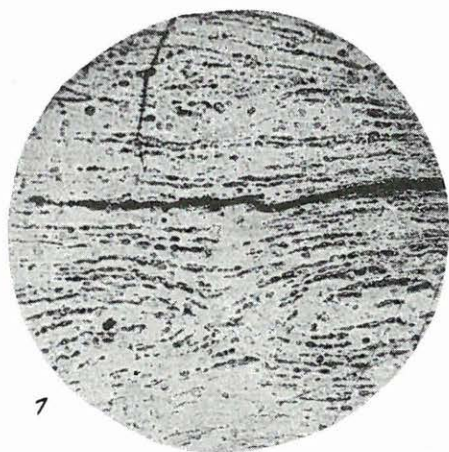
31. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Kohlenpetrographische Untersuchungen an ungarländischen miozänen Braunkohlen, insbesondere an denen des Borsoder Beckens. — Műsz. Egyet. Bánya- és Kohómérnöki Oszt. Közl. **16**. Sopron, 1944—47.
32. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Szénkőzetan. — Budapest, 1952.
33. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A délmecseki liász kőszén származása az új kollektív vizsgálatok tükrében. — Földt. Int. Évk. **45**. 1. 1954.
34. SZÁDECZKY-KARDOSS E.—SOÓS L.: Szénkőzettani vizsgálatok felsőnyárádi és homokterenyei miocén barnakőszének fúrásmintáin. — (Kézirat.) 1959.
35. TEICHMÜLLER, M.: Die Anwendung des polierten Dünnschliffes bei der Mikroskopie von Kohlen und versteinerten Torfen. — Handb. der Mikr. in der Techn. **2**. 1. Frankfurt am Main, 1951.
36. VADÁSZ E.: Kőszénföldtan. — Budapest, 1952.
37. WEIN GY.: A komlói bányaföldtani kutatások. — Földt. Közl. **82**. 10—12. 1948.
38. ZÓLYOMI B.: A fossilis tőzegtelepek vizsgálata és a modern lárpkutatás. — Földt. Közl. **73**. 1943.

I. tábla

(Ráeső fény, száraz objektív, lineáris nagyítás 50×)

Ezek a képek blokkcsiszolatokról a Kossuth-akna VI. telepi vetőzónából valók, erősen karbonátos környezetből.

1. Faszervezet (xilit).
2. Ua.
3. Xilit és gombasclerotium.
4. Tömött faszerkezet (xilit) mellett lazább kéregszerkezet (periblinít).
5. Harántrepedt ferde ágkeresztmetszet fölött karbonátsávok és egy sclerotium.



100 μ .

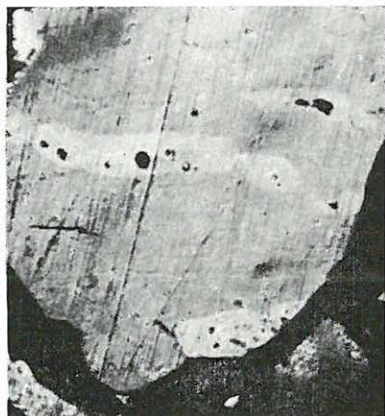
II. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290 ×)

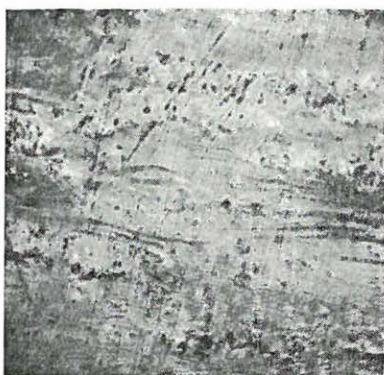
1. III. telep 108. minta: xilovitrit, tömött, fehér, melanoszinit-szerű sejtkitöltéssel.
2. II. telep 136. minta: finoman sávós xilovitrit, lyukacsos—hólyagos, vagy korrodált, fehér, orsószerű sejtkitöltésekkel.
3. VI. telep 1—26 minta: a finomsávós xilovitrit aprólyukacsú megnyúlt sejtkitöltései huminitesedettek, színben alig térnek el az őket befogadó faszövet-től; felületükön gyakori az enyhe pontszerű belső reflexió.
4. VI. telep 18. minta: xilovitrit igen erős belső reflexú világos sejtkitöltésekkel
5. IV. telep 74. minta: kéregeredetű periblinovitrit.
6. III. telep 117 minta: köteges periblinit, resinít- és flobafénit-szemcsékkel.



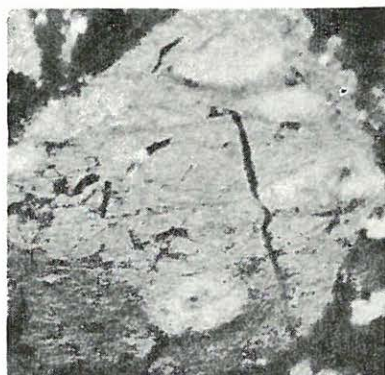
1



2



3



4



5



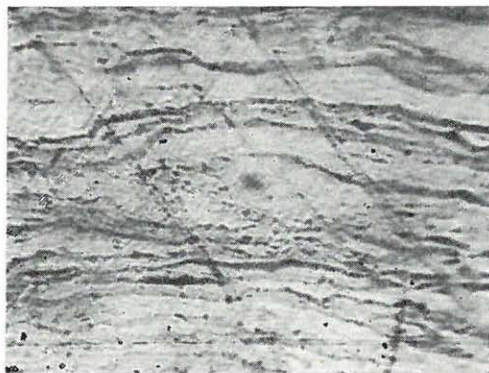
6

100 μ

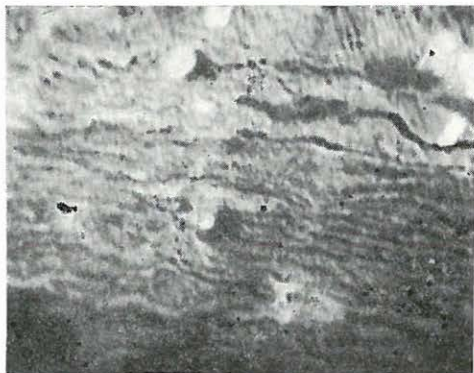
III. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290×)

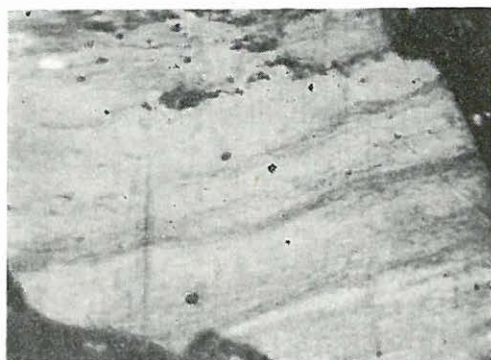
1. III. telep 96. minta: sávós telinit.
2. VI. telep 1–26. minta: sávós szerkezetű periblinovitrit piritglobulitokkal.
3. VI. telep 1–26. minta: xilovitrit, sávozottsággal, felül resinit és flobafénit-szemcsék.
4. VI. telep 22. minta: pirites, repedezett xilovitrit fehér melanosinit-szerű sejt-kitöltésekkel.
5. V. telep 43. minta: kéregeredetű foltos vitrit.
6. V. telep alatt 32. minta: erősen repedezett, majdnem szerkezet nélküli, már kissé elgésesedett vitrit fuzittörmelékekkel (fuzitos vitrit).



1



2



3



4



5



6

100 ~

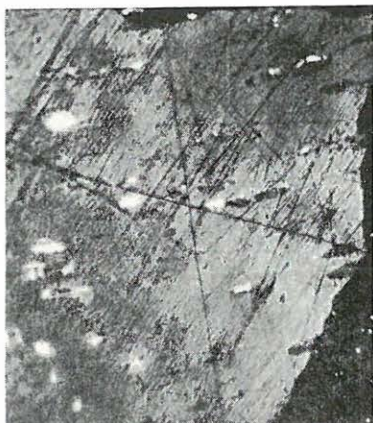
IV. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290×)

1. V. telep alatt 35. minta: resinovitrít; belső reflexes xantoresinittel kitöltött sejtüregek keresztmetszete.
2. VI. telep 7. minta: xantoresinitsorok a xilovitrítben, helyenként belső reflexszel.
3. VI. telep 17. minta: xilovitrít radiális metszetben nagyobb méretű xantoresinites sejtkitöltésekkel, melyek egymásra merőlegesen a hosszanti és bélsugárparenchymában helyezkedtek el.
4. VI. telep 23. minta: xantoresinites xilovitrít-részlet, a világos foltok vöröses-sárga belső reflex nyomai.
5. V. telep alatt, 39. minta: lombosfa-eredetű, edénynyomos xilovitrít a metatracheális parenchymákban elhelyezkedő xantoresinitekkel.
6. VI. telep 15. minta: suberinites sejtfalak maradványai a vitrítben, kevés hintett pirittal.



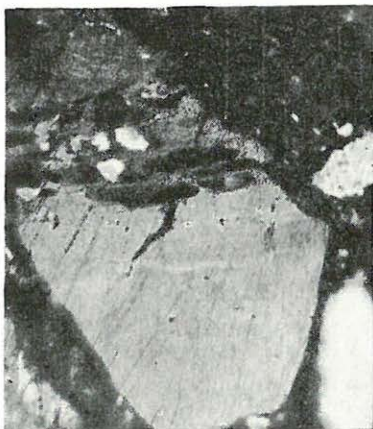
1



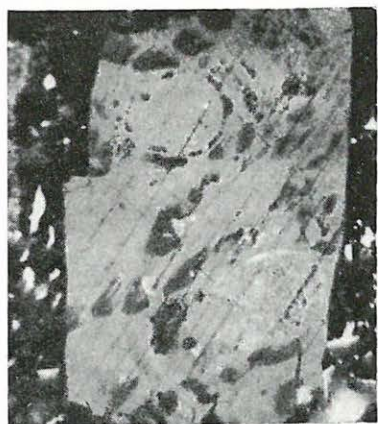
2



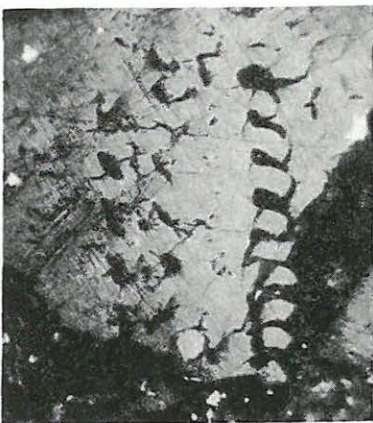
3



4



5



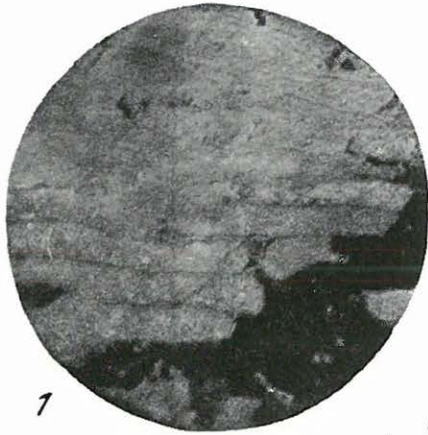
6

100 μ

V. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív)

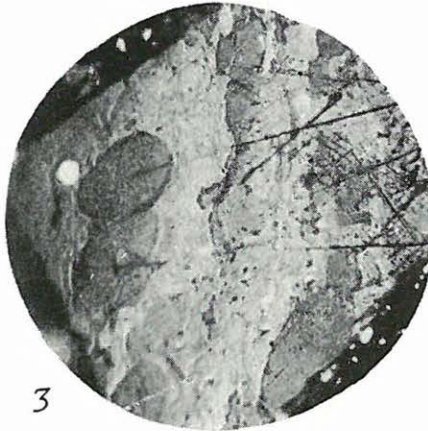
1. II. telep 136. minta: xilovitrit hosszmetsetben, huminitesedett sejtkitöltésekkel; a rajtuk levő halvány fehér pontozottság belső reflex nyoma; egy helyen jól látható a befogadó sejtfal is (lineáris nagyítás $210\times$).
2. II. telep 136. minta: xilovitrit tangenciális metsetben, jellemző, részben belső reflexes sejtkitöltésekkel (lineáris nagyítás $210\times$).
3. II. telep 146. minta: xilovitrit ismeretlen eredetű — valószínűleg tracheákat kitöltő — nagyméretű sötét sejttartalommal (lineáris nagyítás $290\times$).
4. I. telep 175. minta: parasejtekkel szegélyezett vitrit, alul egy kis részlet egy levéllemezből (lineáris nagyítás $210\times$).
5. VI. telep 9. minta: rajzos periblinovitrit-részlet resinitekkel és valószínűleg sclerenchymás nagyobb szövetelemekkel (lineáris nagyítás $290\times$).
6. VI. telep 6. minta: fillovitrit epidermis-sejtjei (lineáris nagyítás $290\times$).



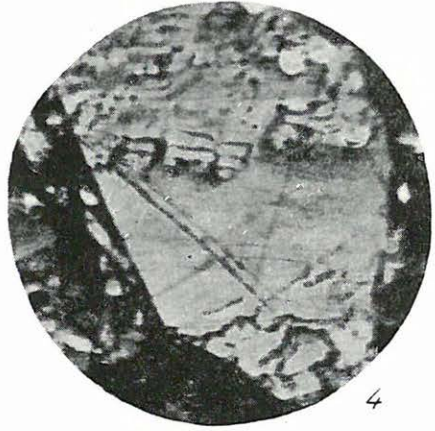
1



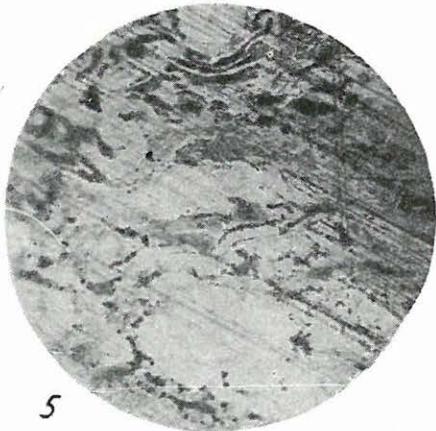
2

100 μ 

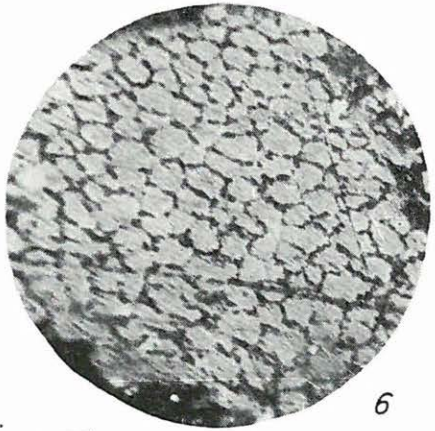
3



4



5



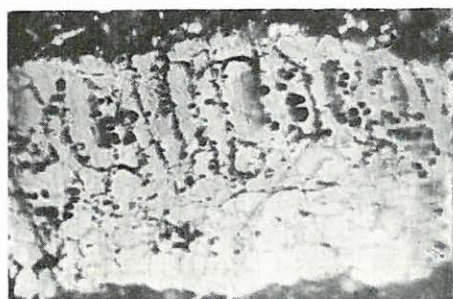
6

100 μ

VI. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290×)

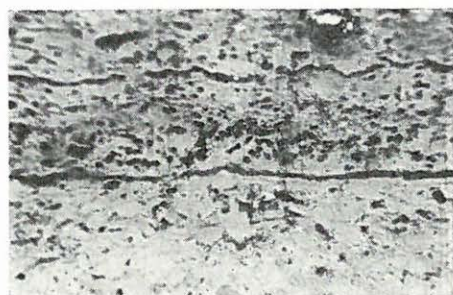
1. I. telep 153. minta: levéllemezmaradvány (mesophyllum) palisad és szivacsos parenchymával.
2. VI. telep 1–26. minta: deformált sejtű fillovitrit a felső szélén látható kutikulával.
3. III. telep 114. minta: gyantás fillovitrit (?).
4. II. telep 141. minta: levélalom-származék vékony kutikulákkal, a levéllemezmaradványokban pontszerűen megmaradt sejtfalnyomokkal.
5. VI. telep 1–26. minta: felül resinites, kutikulás levélmaradvány, pirit-globulitekkel.
6. VI. telep 1–26. minta: fillovitrit gyantajáratokkal, kutikula-szegéllyel.
7. VI. telep 1. minta: levéllemez kutikulával körülvevett, jól megmaradt mesophyllummal.
8. VI. telep 1–26. minta: a duritos klaritban épen maradt levéllemezmaradvány.



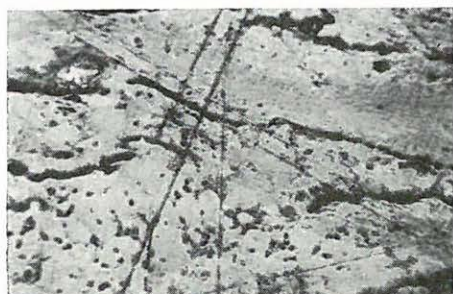
1



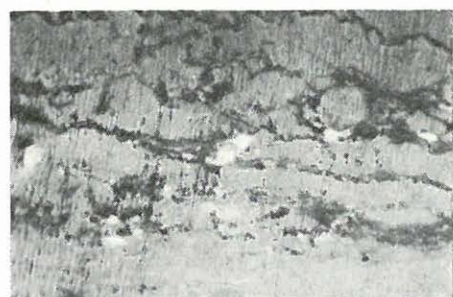
2



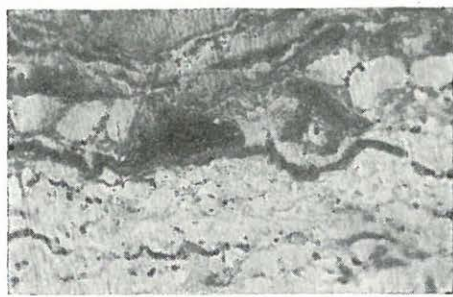
3



4



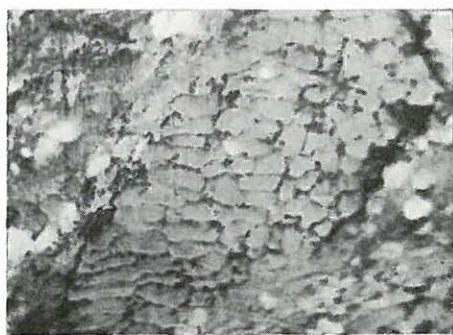
5



6



7



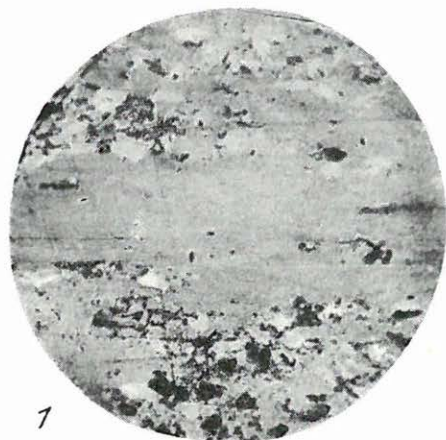
8

100 μ

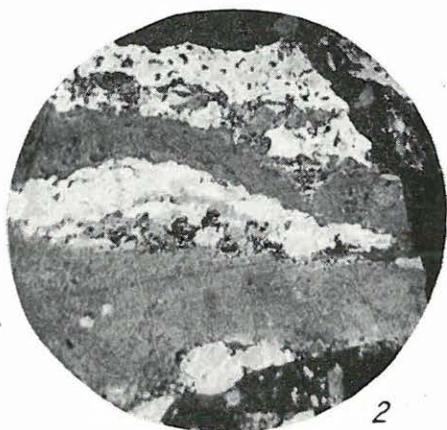
VII. tábla

(Ráső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290×)

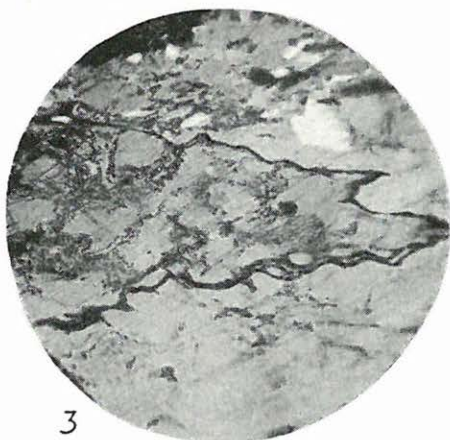
1. VI. telep 1. minta: mikrinites, resinites, exinites, klaritos duritban keskeny vitritsáv.
2. VI. telep 2. minta: fuzittörmelékes durit és vitritsávok váltakozása.
3. VI. telep 8. minta: az alsó vitritsáv fölött erősen elgyantásodott karéjos szélű levéllemez kutikulás maradványa; fölötte mikrinites, exinites, bituminitfoszlányos, klaritos duritsáv.
4. VI. telep 8. minta: felül vitrit szerkezet nélkül; közepén duritos klaritsávban mikrinit, exinit és világos, ismeretlen eredetű testek; legalul erősen inhomogén, dúsan mikrinites duritsáv apró bituminitekkel.
5. VI. telep 13. minta: az exinites, resinites, bituminitfoszlányos szennyezett klaritsáv szélén erősen világító héjtöredék.
6. VI. telep 2. minta: resinites, exinites, bituminitfoszlányos, mikrinites, fuzittöredékes klarit-durit átmenetben nagy fuzitlencse.



1



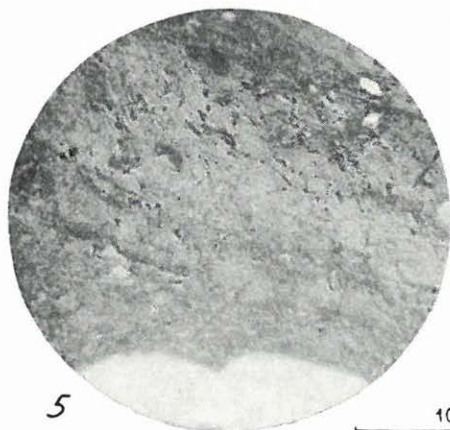
2



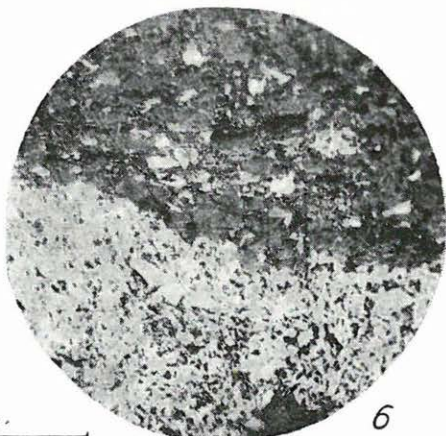
3



4



5



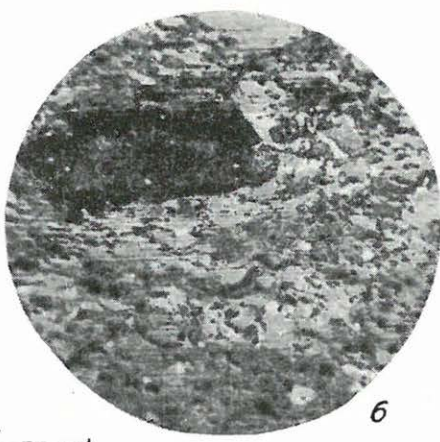
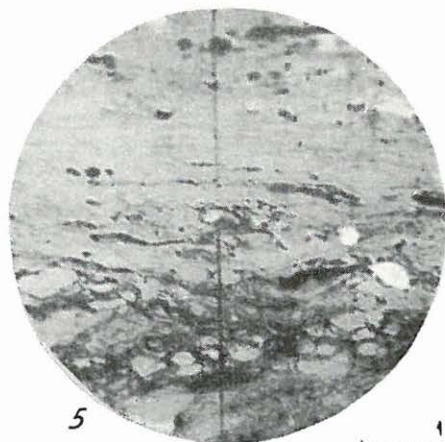
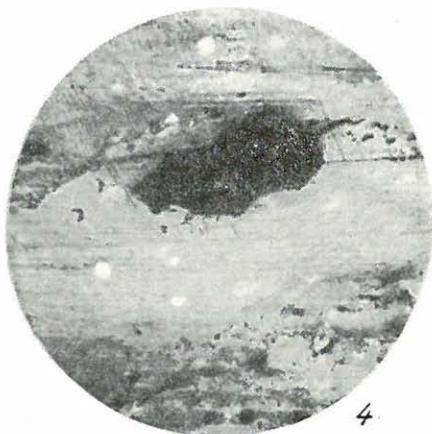
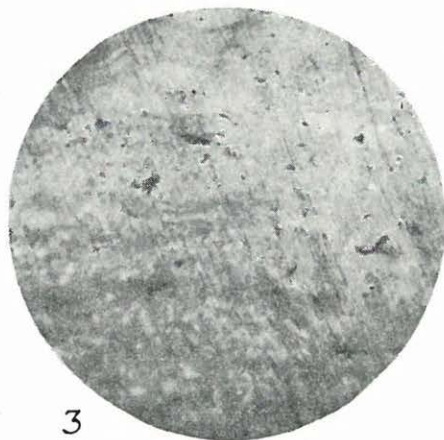
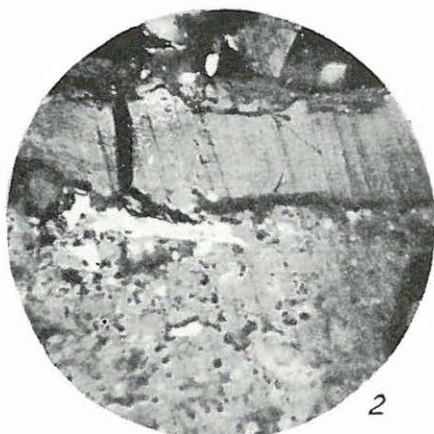
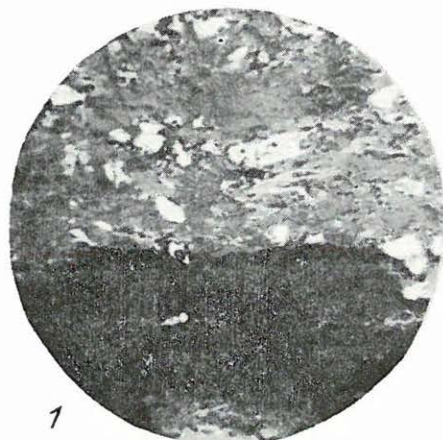
6

100 μ .

VIII. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290×)

1. V. telep alatt 31. minta: a mikrinites, fuzitszilánkos, bituminitfoszlányos klaritdurit átmenetben nagy ajkaitok.
2. V. telep alatt 35. minta: harántrepedezett keskeny vitritsáv a szennyezett duritos klaritban.
3. V. telep 45. minta: a kéregeredetű vitritben elszórtan bituminit szemcsék (klarit-jellegű szövet).
4. V. telep 54. minta: ugyancsak klaritnak minősülő sáv: a szerkezetes, vitrites alapanyagban ajkait, bituminitfoszlányok és hintett pirit.
5. V. telep 52. minta: mikrinittel szennyezett klarit-jellegű szövetben gyantás szövetfoszlány, kutikularészlet, resinit, exinit.
6. V. telep 46. minta: a bituminitfoszlányos, huminites alapanyagban sejtfall-maradványok, egy nagyobb ajkait, kevés apró mikrinit és pirit.



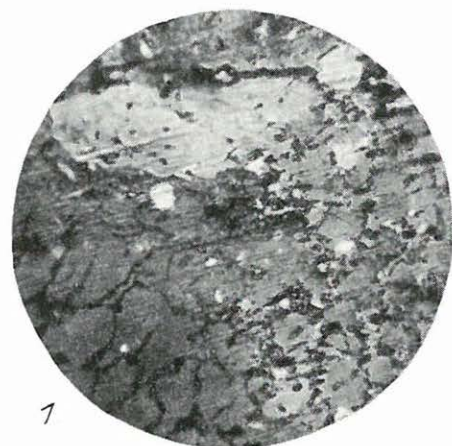
100 μ

Foto: Paálné—Pellérdyné

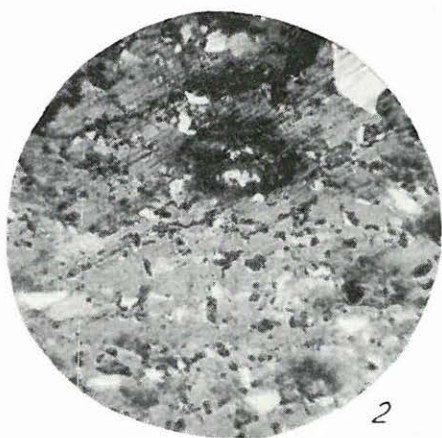
IX. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290 ×)

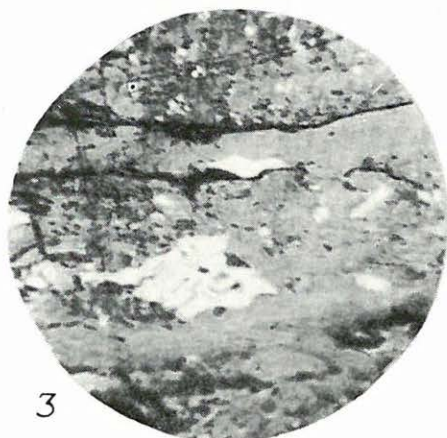
1. V. telep 44. minta: gyantásfalú sejtekből álló szövetrészlet; resinit, bituminitfoszlány, mikrinit és gombaszármazékok a klarit-durit átmenetben.
2. V. telep 49. minta: kutikula-részlet, belső reflexes ajkait; a huminites alapanyagban gyantás sejtfalak pontszerű maradványai és mikrinit.
3. V. telep 56. minta: duritos klaritban kutikulaszegélyes vitritsáv, bituminitfoszlányok, mikrinit és fuzittöredék.
4. V. telep 50. minta: átmenetileg az V. telepben is előforduló duritos jellegű szövetrészletben nagyobb fuzittöredékek, mikrinit, exinit, resinit, bituminitfoszlányok.
5. IV. telep 73. minta: a szélesebb szerkezetet alig mutató vitritsáv szélén fogazott szélű kutikula; felül klarit-jellegű sáv bituminitfoszlánnyal, resinittel.
6. IV. telep 82. minta: a huminites, sejtes alapanyagban mikrinit, exinit és bituminitfoszlány; alul és felül ép levéllemez-részletek.



1



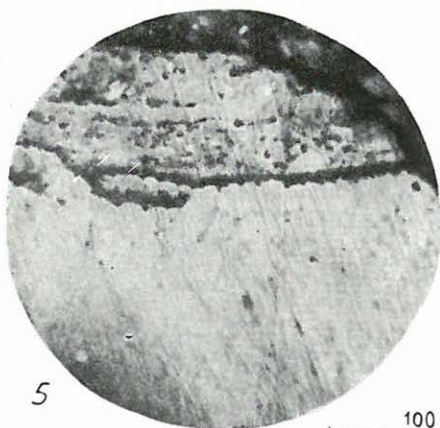
2



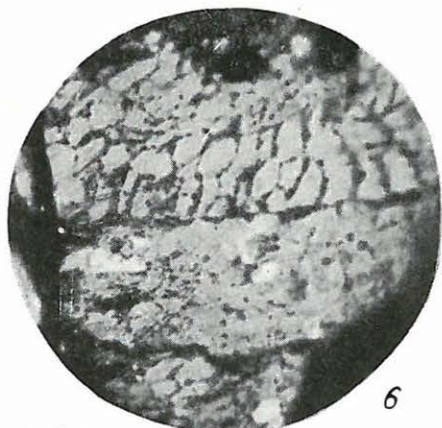
3



4



5



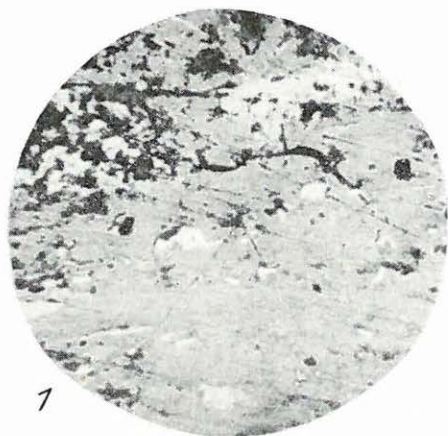
6

100 μ

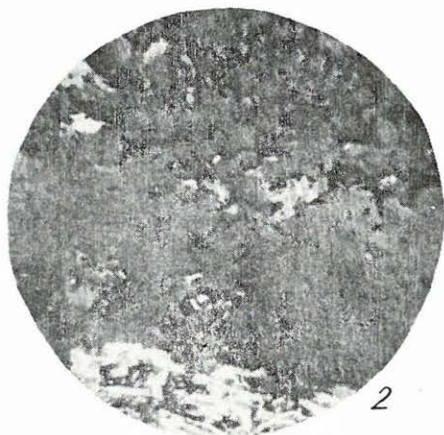
X. tábla

(Ráeső fény, olajimmerzziós objektív, lineáris nagyítás 290×)

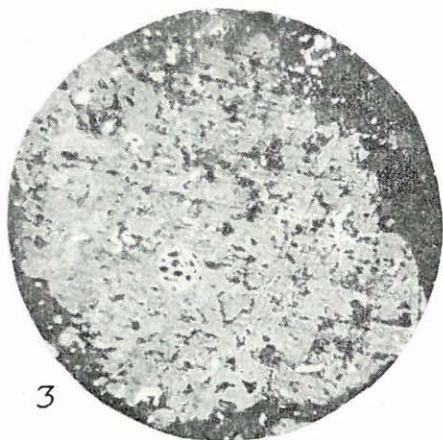
1. IV. telep 79. minta: alul duritos klarit, felül klaritos duritsáv, benne resinit, bituminitfoszlány, mikrinit és gombaszármazékok.
2. IV. telep 87. minta: alulról felfelé: fuzit, vitrit, majd duritos klarit-jellegű sáv, elgyantásodott szövetrészlettel, kevés oxinittel.
3. III. telep 98. minta: bituminitfoszlányok, vékony kutikula-részletek, mikrinit és gombaszármazékok a duritos klaritban.
4. III. telep 100. minta: exinit, resinit; két nagyobb, belső reflexes ajkait, bituminitfoszlány, mikrinit, fuzitszegély a klarit-durit átmenetben.
5. III. telep 106. minta: gyantasávos, resinites klarit, kevés flobafénit-mikrinnel.
6. III. telep 91. minta: gyantás védőszövetek és gombasclerotium-részlet.



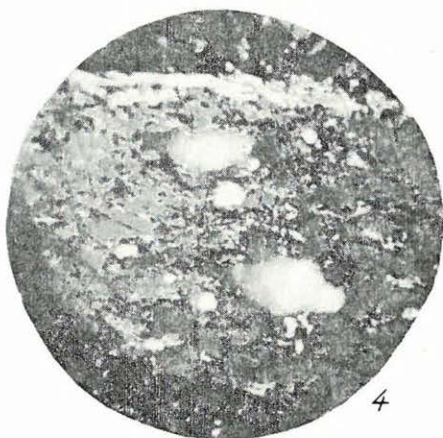
1



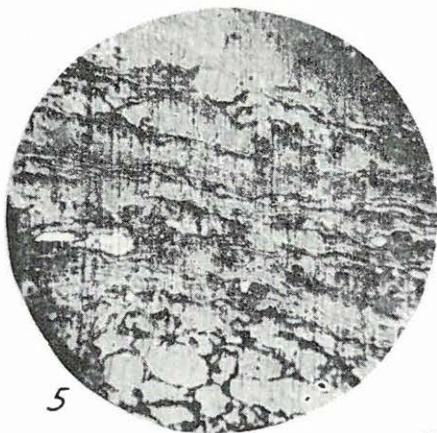
2



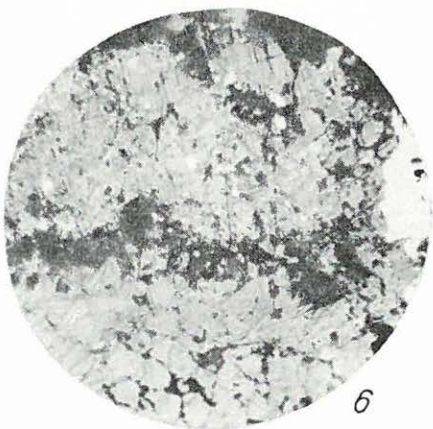
3



4



5



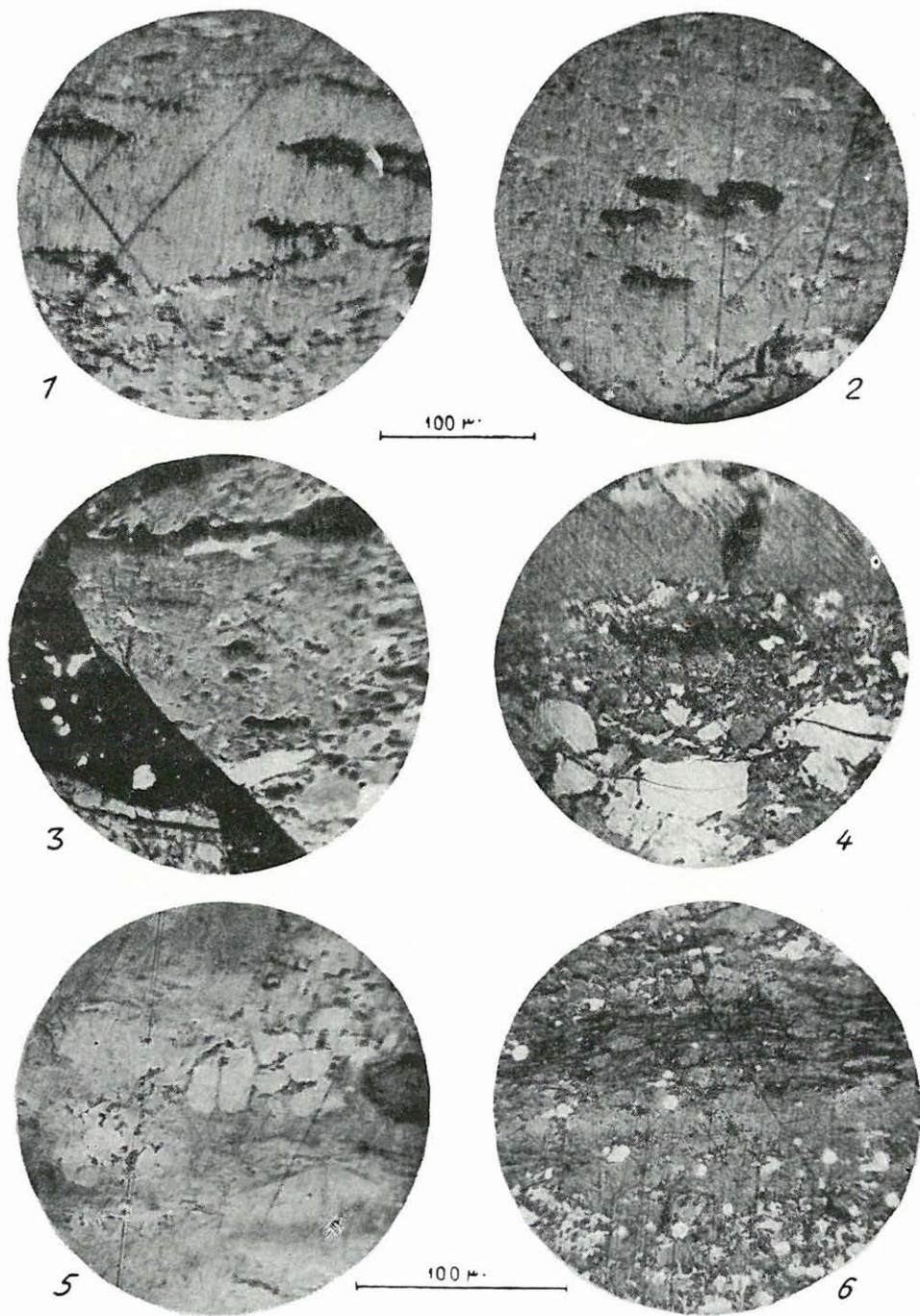
6

100 μ .

XI. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív)

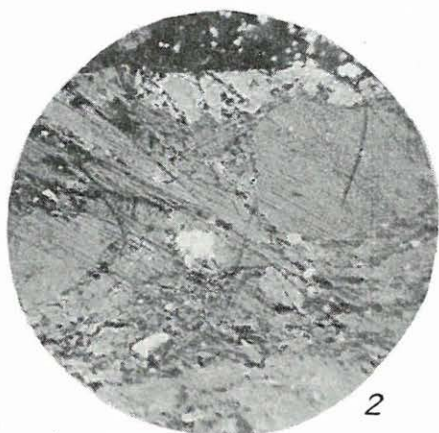
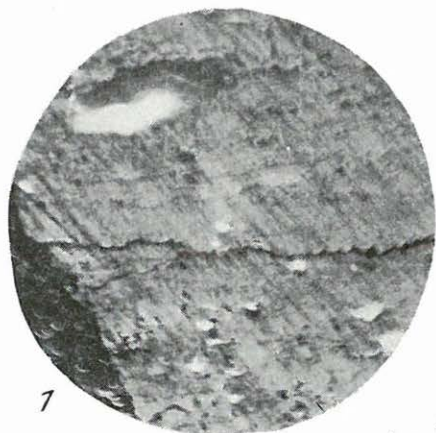
1. III. telep 110. minta: a mikrinites, exinites, bituminitfoszlányos duritos klaritban egy erősen tagolt levéllemez-részlet fogazott szélű kutikulával (lin. nagyítás $210\times$).
2. III. telep 110. minta: apró mikrinnel szennyezett klaritban bituminitfoszlányok és exinitek (lin. nagyítás $210\times$).
3. III. telep 125. minta: exinit, resinit, mikrinit, kutikula, bituminitfoszlány a kissé mélyebb lápi, klarit-durit átmenetben (lin. nagyítás $290\times$).
4. III. telep 97. minta: a szerkezetellen, harántrepedezett vitritsáv alatt a humozus detrituszban megaspóra, bituminitfoszlány, mikrinit és fuzittörédé (lin. nagyítás $210\times$).
5. II. telep 136. minta: a kéregeredetű vitritben ajkait, bituminitfoszlány és világos sejtkitöltések, kevés exinit is (lin. nagyítás $290\times$).
6. II. telep 144. minta: fuzitszilánkos, exinites, bituminitfoszlányos, pirites klarit-durit átmenetben elgyantásodott szövetrészlet (lin. nagyítás $290\times$).



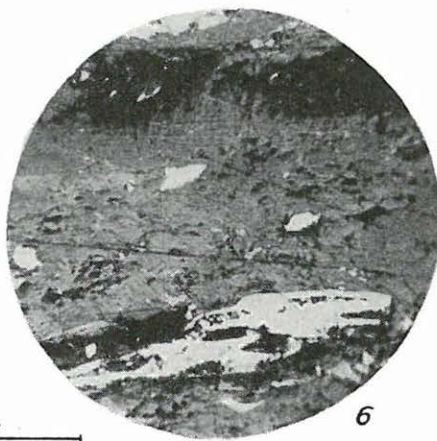
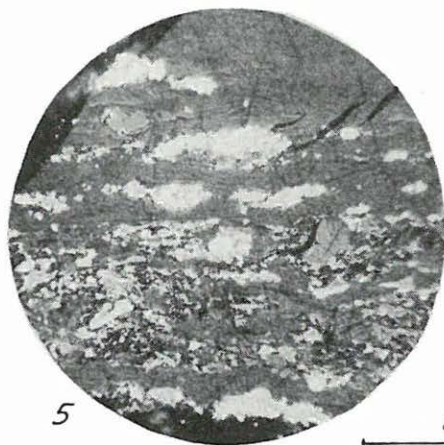
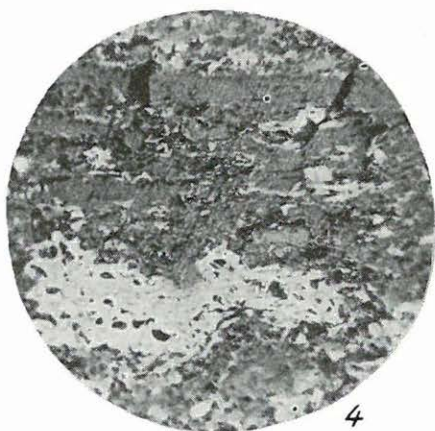
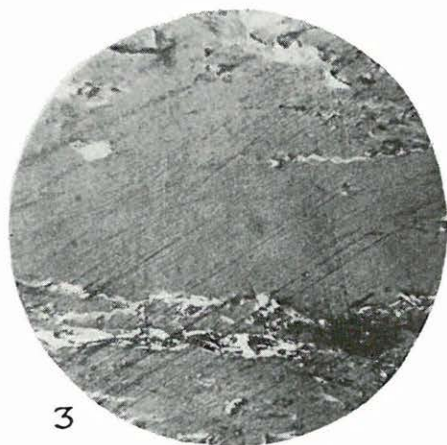
XII. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív)

1. II. telep 145. minta: klarit-jellegű szövet, fogazott szélű kutikulával, bituminitfoszlánnyal, exinittel, belső reflexes ajkakkal és néhány piritglobulittal (lin. nagyítás $210\times$).
2. II. telep 145. minta: gyengén mikrinites duritos klaritban két teljesen homogén vitrites test (trachea?), exinit és bituminitfoszlány; fent fuzitszegély (lin. nagyítás $290\times$).
3. I. telep 160. minta: az első telep alsó felében jelentkező „fuzitszilánkos” szövet egyik típusa kevés bituminnal, ajkacszemcsével és majdnem teljesen szerkezet nélküli vitritsávval (lin. nagyítás $290\times$).
4. I. telep 157. minta: „fuzitszilánkos” és nagyobb fuzittöredékes, bituminitfoszlányos klaritos durit (lin. nagyítás $290\times$).
5. I. telep 159. minta: a „fuzitszilánkos” duritsáv fölött a vitritsávban apró pontszerű piritgömböcskékből álló halmazok (lin. nagyítás $290\times$).
6. I. telep 175. minta: klarit-durit átmenet fuzittöredékekkel (már nem szilánkokkal), nagyobb gyantatestekkel, exinittel és resinittel, a bituminitfoszlányos humozus alapanyagban (lin. nagyítás $290\times$).



100 μ



100 μ

XIII. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290×)

1. VI. telep 1–26. minta: sajátos kutikulák és gyantatestek csoportja klarit-jellegű szövetben.
2. III. telep 129. minta: erősen gyantás védőszövetfelhalmozódás.
3. I. telep 163. minta: kutikulás klarit, levéllemez-eredetű vitrites alapanyaggal.
4. III. telep 115. minta: levélszén erőteljesebben fejlett kutikulákkal.
5. VI. telep 1. minta: kutikula-felhalmozódás a durit-jellegű sávban.
6. VI. telep 8. minta: parasejtsorokkal szegélyezett növényi maradvány a mikrites, klaritos duritban.



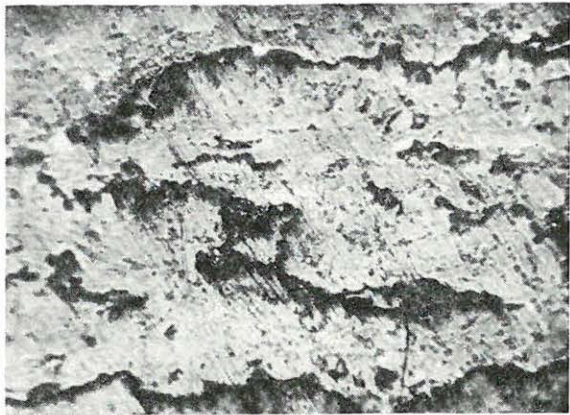
1



2



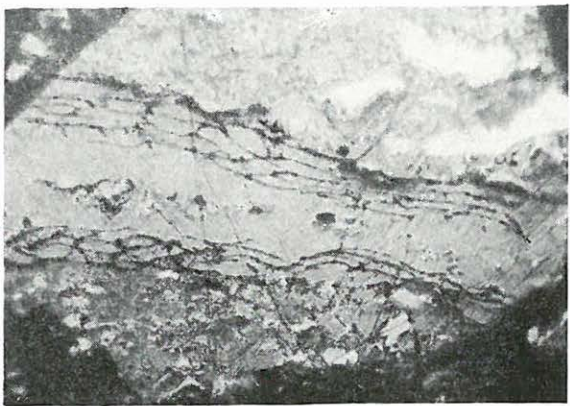
3



4



5

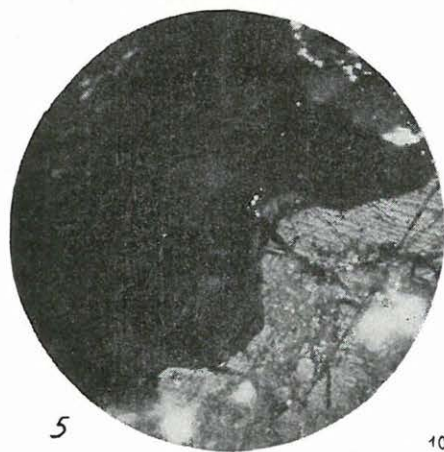
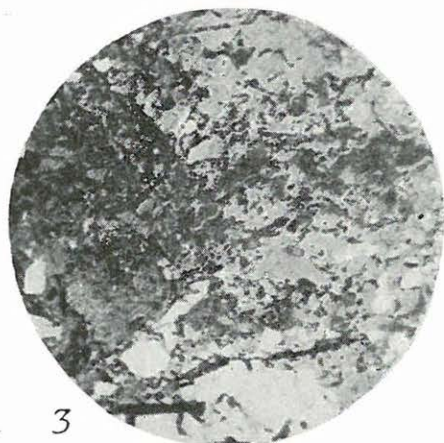
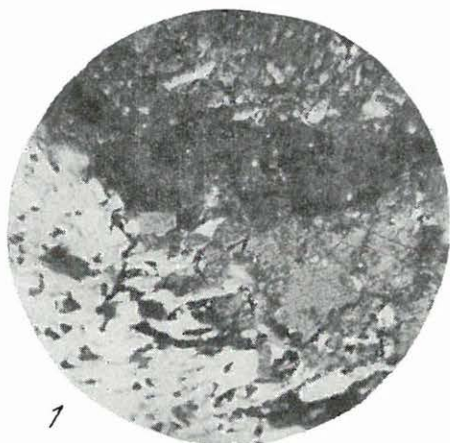
100 μ 

6

XIV. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290×)

1. IV. telep 88. minta: bituminites és oxinites elegyrészek semiliptobiolitszerű felhalmozódása.
2. III. telep 126. minta: hasonló jellegű szövetrészlet gombaszármazékokkal.
3. VI. telep 8. minta: elgyantásodott szövetrészlet és mikrinitek a semiliptobiolitban.
4. III. telep 99. minta: semiliptobiolitos gyantafeldúsulás.
5. II. telep 139. minta: karéjos szélű nagy ajkait részlete az égőpalában.
6. II. telep 146. minta: nagy ajkaitszemcse kitöredezett, csiszolatlan felülete.



100 μ .

XV. tábla

(Rácsó fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290×)

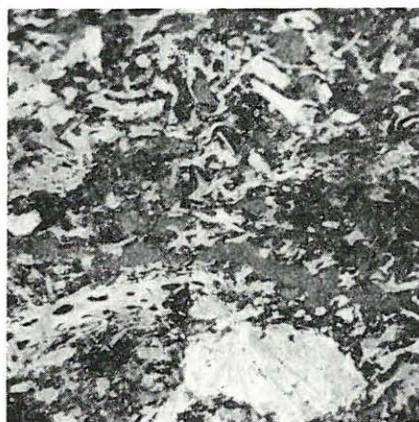
1. VI. telep 1. minta: liptobiolit fuzittöredékekkel és gyantafeldúsulással.
2. VI. telep 1. minta: hasonló jellegű szövetrészlet.
3. VI. telep 2. minta: az ellentállóbb oxinites és bituminites elegyrészek között megmaradó kevés huminit, teljesen szerkezet nélkül.
4. VI. telep 2. minta: a főleg fuzitmaradványos liptobiolitban egy ajkait-szemcse.
5. VI. telep 9. minta: destruált szöveti elemek liptobiolitos felhalmozódása.
6. IV. telep 72. minta: ép fuzitmaradványok a liptobiolitban.



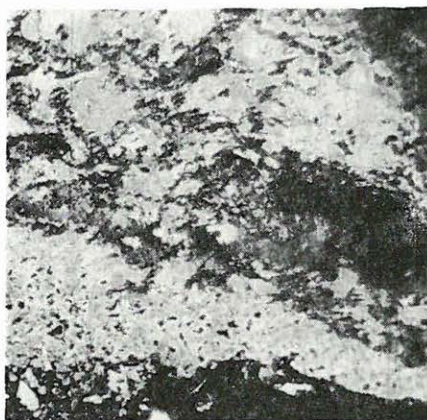
1



2



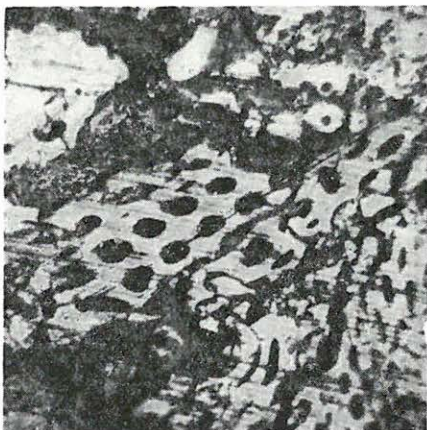
3



4



5



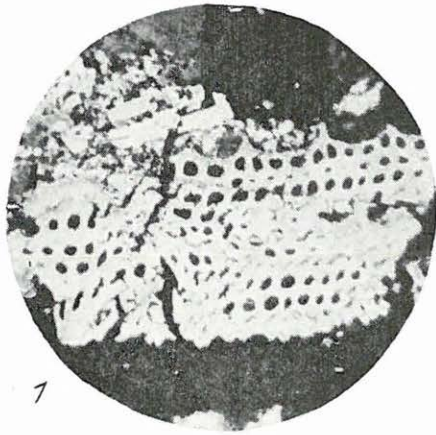
6

100 μ

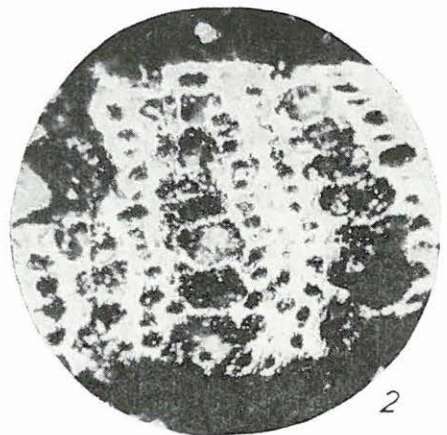
XVI. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290×)

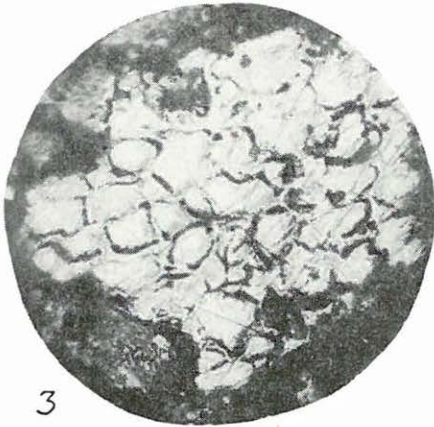
1. VI. telep 1. minta: részben deformált tracheidák keresztmetszete egy túlevelű fuzitrészletben.
2. VI. telep 1. minta: fuzitként megmaradt lombosfa-keresztmetszet.
3. VI. telep 19. minta: parenchymatikus sejtekből álló szövetrészlet, melyben a sejtfalak és a sejtkitöltés egyaránt oxinitesedtek.
4. VI. telep 1. minta: sclereidák a kéregeredetű fuzitban.
5. V. telep alatt, 36. minta: valószínűleg fuzitosodott kéregszövetrészlet.
6. VI. telep 1. minta: összetöredezett és egymásba tolódott fuzitos sejtfalak ívszerkezete.



1



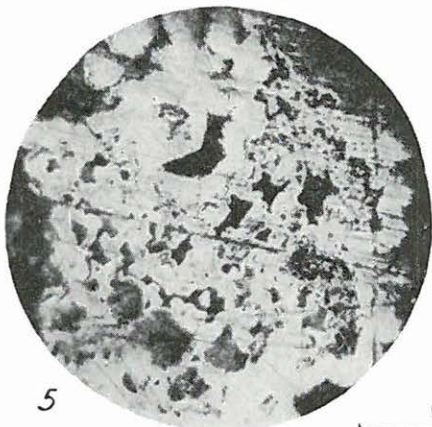
2



3



4



5



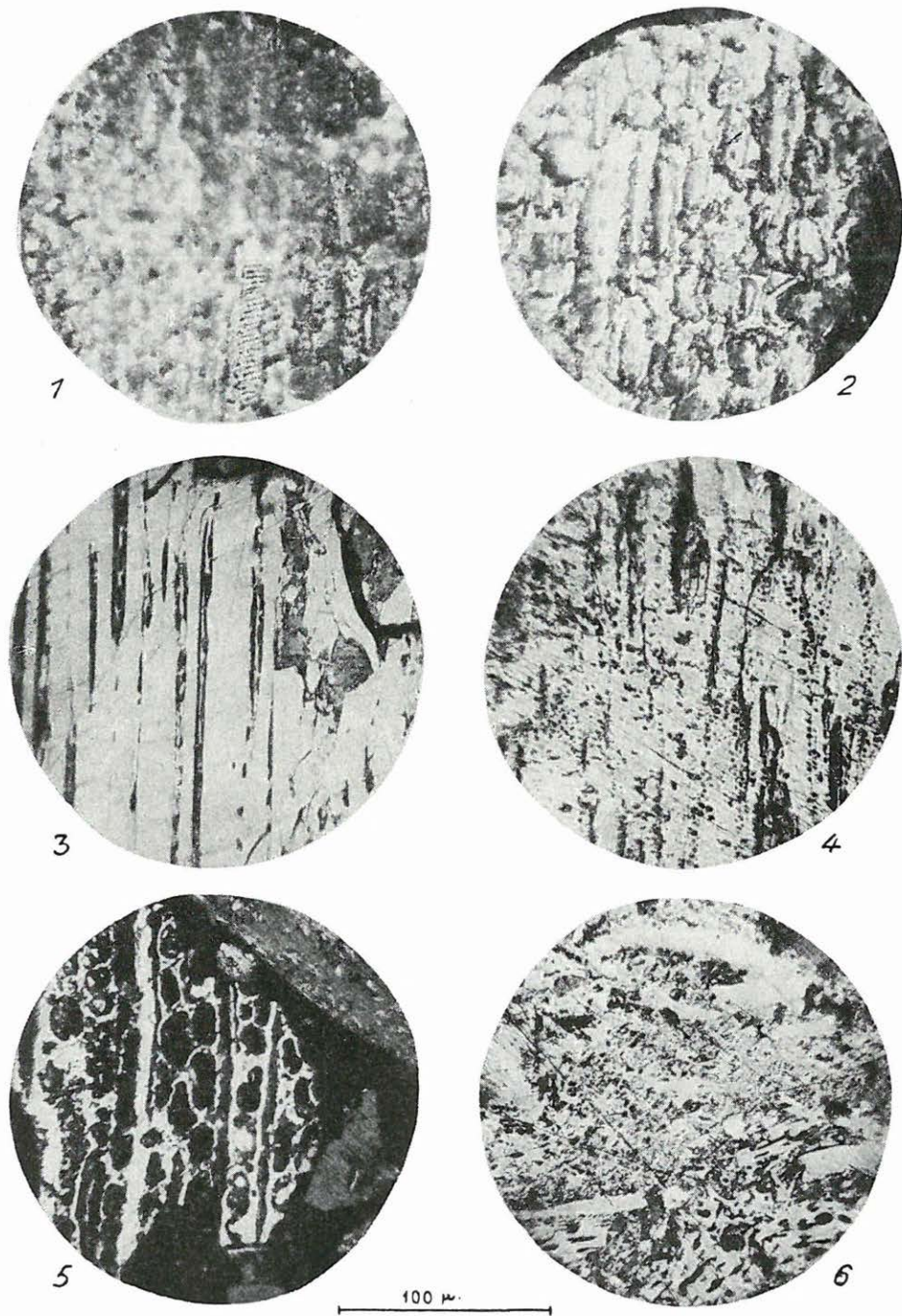
6

100 μ

XVII. tábla

(Raeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290×)

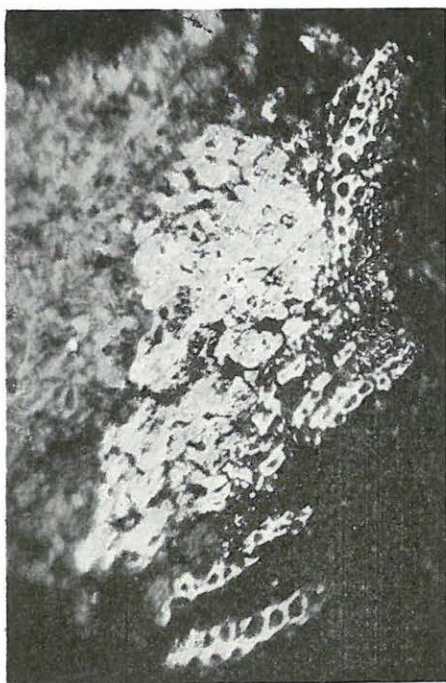
1. VI. telep 16. minta: a meddővel kitöltött kemény fuzit sejtfalai csak nyomokban maradtak meg, viszont megőrződött az egyik sejtfa spirális vastagodása (alul, középen).
2. VI. telep 15. minta: udvaros gödörkék a faszövet szállító elemeiben.
3. VI. telep 8. minta: túlevelű fuzit-hosszmetszet.
4. VI. telep 5. minta: már nem teljesen ép faszövet fuzitosodott maradványa.
5. III. telep 112. minta: lombosfa fuzitrészlete.
6. VI. telep 5. minta: deformált fuzitmaradvány kéregelemekkel.



XVIII. tábla

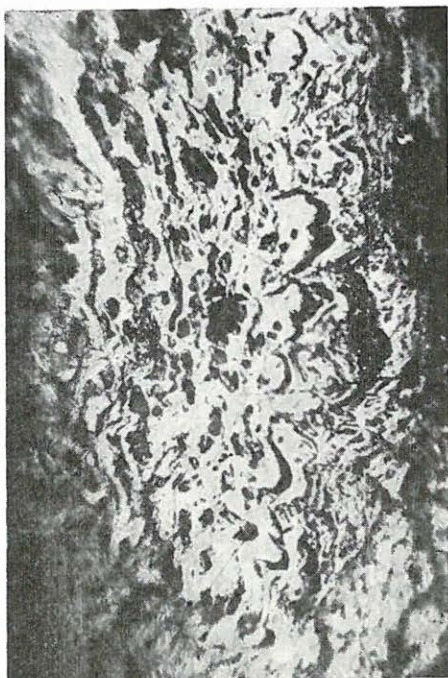
(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290 ×)

1. VI. telep 5. minta: leszakadozó sejtsorok széteső kéregszövetből, kősejtcsoporttal (?).
2. VI. telep 5. minta: fuzitos kéregszövetrészlet.
3. VI. telep 1. minta: faszöveti fuzit-hosszmetszet.
4. VI. telep 1. minta: fuzitként megmaradt parenchymatikus sejtek.

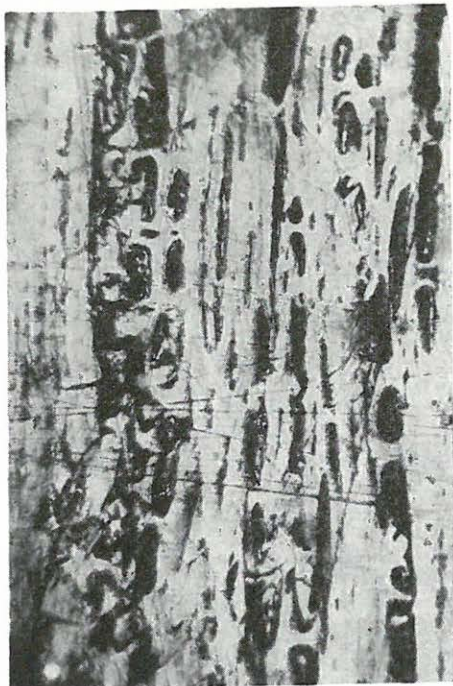
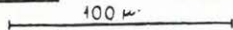


1 2

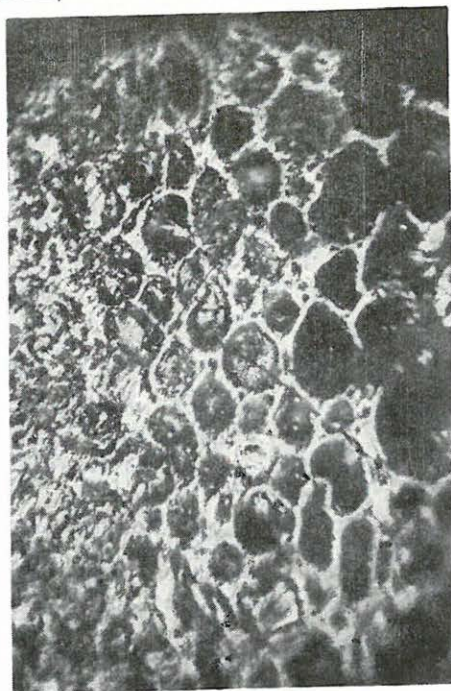
7
1
-



100 μ



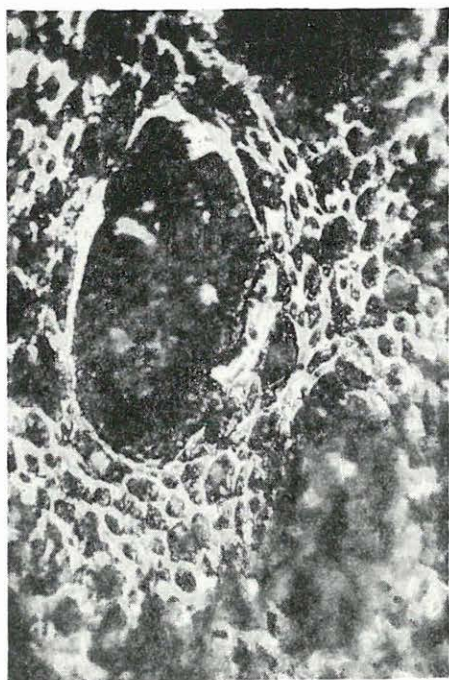
3 4



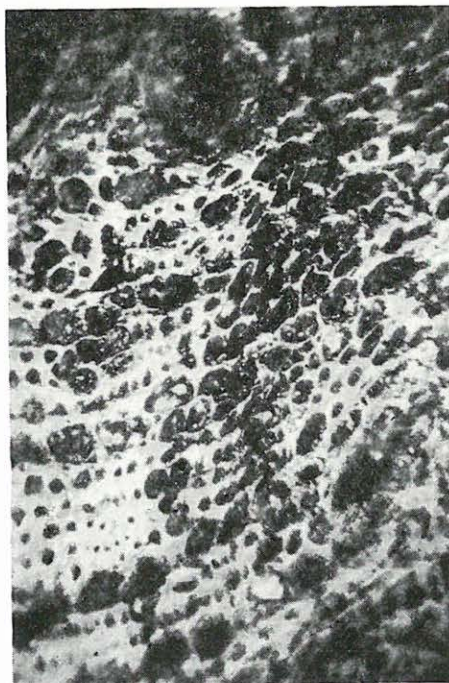
XIX. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290 ×)

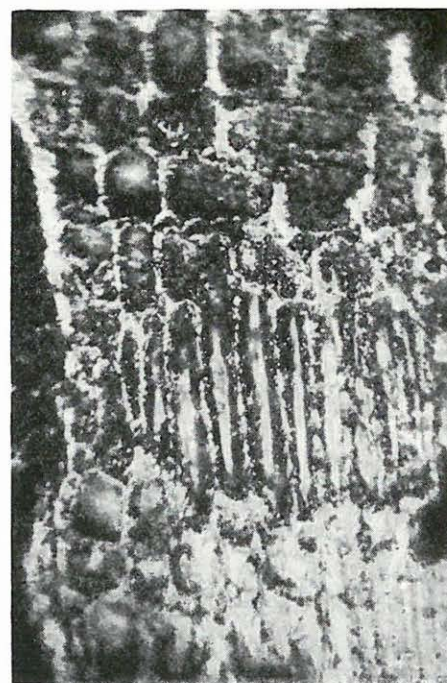
1. VI. telep 5. minta: lombosfa kissé ferde keresztmetszete tracheákkal.
2. VI. telep 5. minta: ua. kissé ferde hosszmetsetben.
3. VI. telep 5. minta: ua. részlet az edények közötti alpanyag szövetelemeivel.
4. VI. telep 1. minta: faszövet radiális metszete heterogén bélsugárral.



1 2

100 μ .

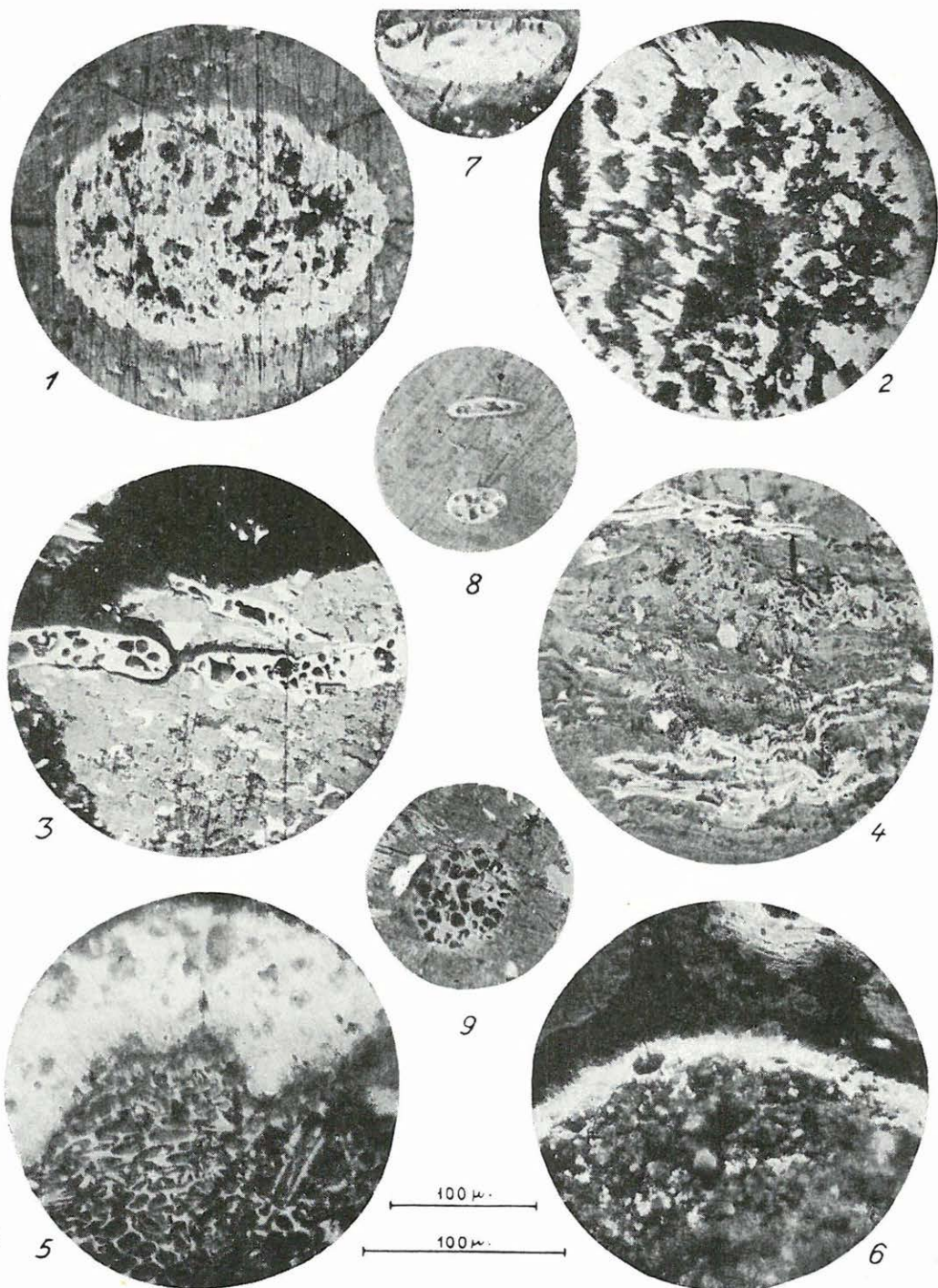
3 4



XX. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív)

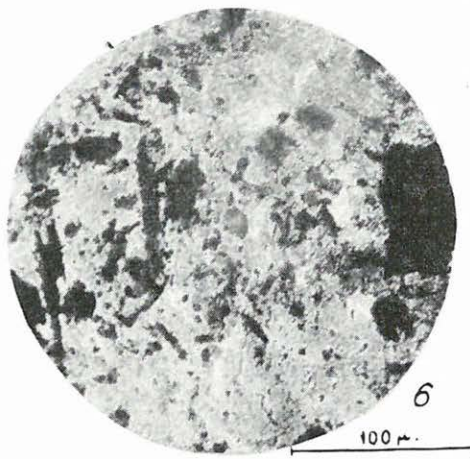
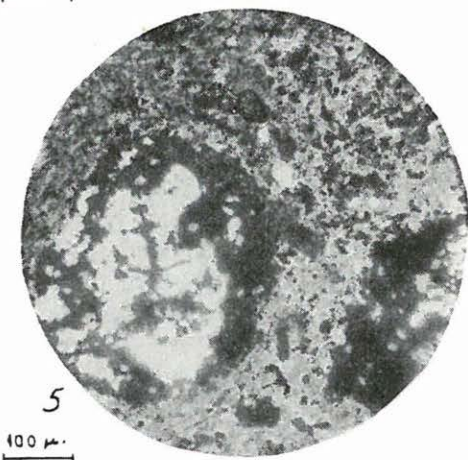
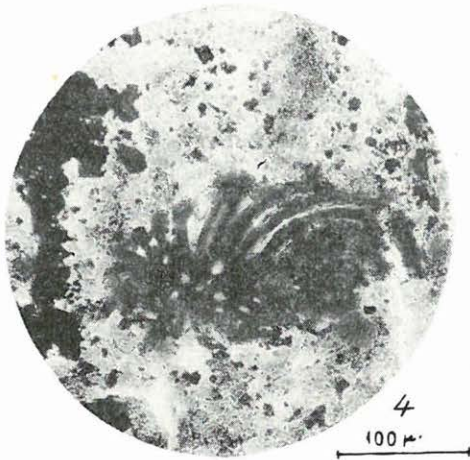
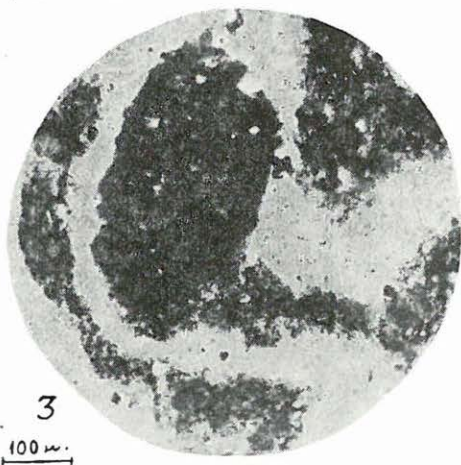
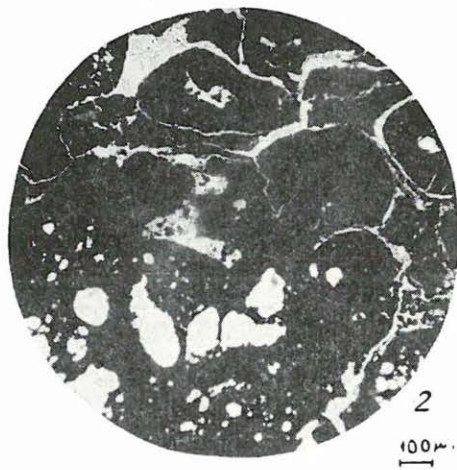
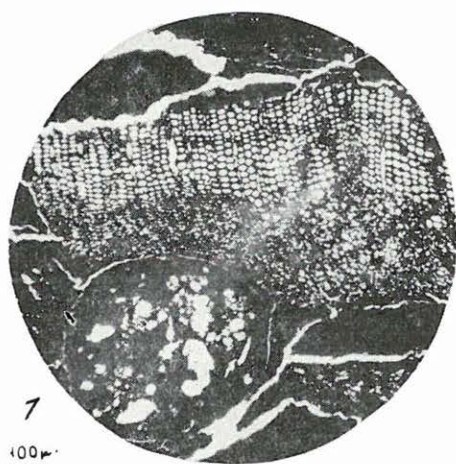
1. III. telep 110. minta: gombasclerotium (lin. nagyítás $210\times$).
2. III. telep 108. minta: gombarészlet (lin. nagyítás $210\times$).
3. VI. telep 1. minta: kiszakadozó sclerotiumok a fuzittöredékes duritban (lin. nagyítás $290\times$).
4. I. telep 160. minta: fuzittöredék és gombafonadék a duritos szövetben (lin. nagyítás $290\times$).
5. VI. telep vetőzóna: fuzit és gombasclerotium-részlet (lin. nagyítás $210\times$).
6. VI. telep vetőzóna: nagyméretű üreges gombaszármazék ívrészlete (lin. nagyítás $210\times$).
7. I. telep 179. minta: capsulaszerű gombaszármazék (lin. nagyítás $290\times$).
8. VI. telep 1–26. minta: ascospórák (lin. nagyítás $290\times$).
9. VI. telep 1–26. minta: gombasclerotium (lin. nagyítás $290\times$).



XXI. tábla

(Áteső fény)

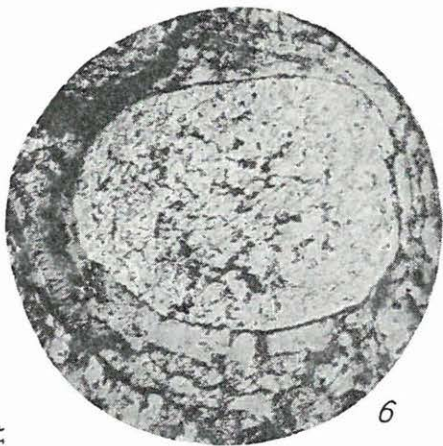
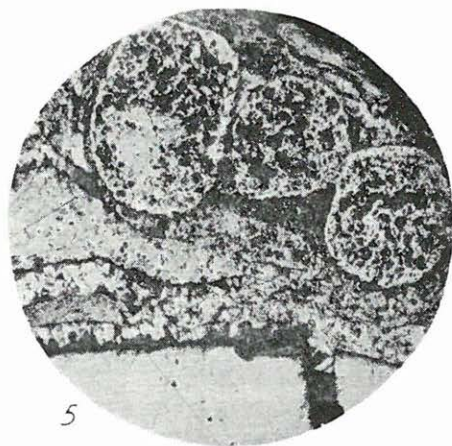
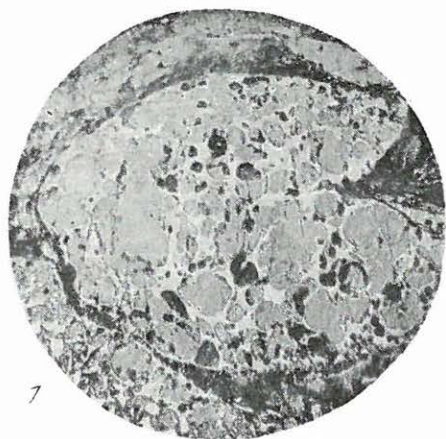
1. VI. telep vetőzóna: kalcittal kitöltött s ezért kitűnő megtartású túlevelű fuzit-részlet tracheidákkal, mellette gombaszármazékok, sclerotiumok (lin. nagyít-ás 38 ×).
2. VI. telep vetőzóna: kalcittal kitöltött és körülvett gombasclerotiumok halmaza (lin. nagyítás 38 ×).
3. VI. telep C. 61. minta: a gombasclerotiumból kiinduló sötétedés jól ábrázolja a gombák pusztító hatását (lin. nagyítás 85 ×).
4. IV. telep B. 23. minta: a gombasclerotiumból kiinduló stromák (?) vagy hypha-fonalak és távolabb a szövetben azok átmetszetei (lin. nagyítás 160 ×).
5. V. telep C. 55. minta: gombasclerotiumok és hyphafonalak átmetszetei (lin. nagyítás 85 ×).
6. VI. telep C. 63. minta: gombaszármazékok és fuzittöredékek (?) (lin. nagyítás 240 ×).



XXII. tábla

F. ácső fény, száraz objektív, lineáris nagyítás 50×)

1. VI. telep vetőzóna: karbonáttal kitöltött gombasclerotium.
2. VI. telep vetőzóna: gombasclerotiumok.
3. VI. telep vetőzóna: hatszögletű sclerotium felületén apró piritgömböcskék.
4. VI. telep vetőzóna: égőpalában üreges sclerotium.
5. VI. telep vetőzóna: alul vitrit, majd karbonátsávok és sclerotium-vázak.
6. VI. telep vetőzóna: gyakori gombasclerotium-típus karbonáttal körülvéve.

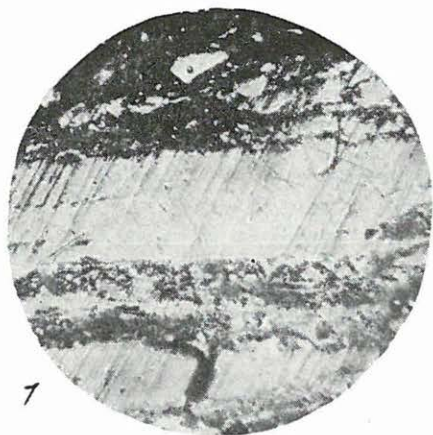


100 μ

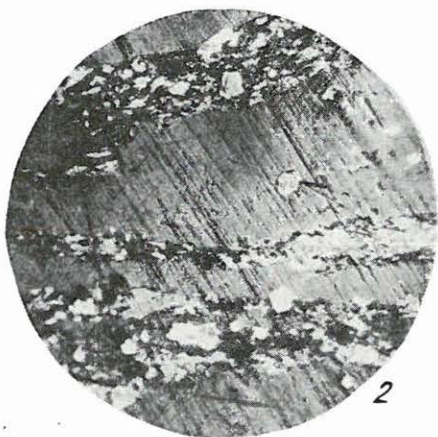
XXIII. tábla

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290 ×)

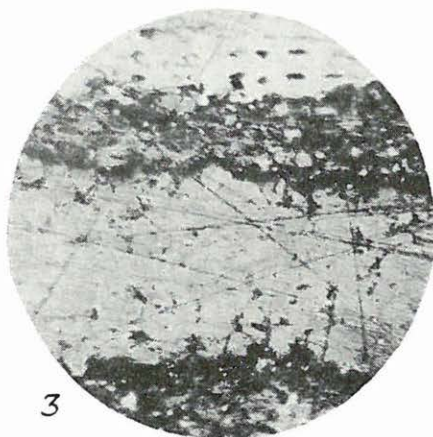
1. VI. telep 3. minta: agyagos égőpala, vitritsávokkal.
2. VI. telep 3. minta: vitrit és agyagos duritsávok piritglobulitokkal.
3. VI. telep 6. minta: égőpalában kutikulával szegélyezett fillovitrit és fuzitlencse.
4. VI. telep 11. minta: agyagos, fuzittöredékes égőpalában harántrepedezett keskeny vitritsáv.
5. I. telep 173. minta: az I. telepre jellemző égőpalarészlet.
6. I. telep 169. minta: fuzitlencsés, erősen szennyezett szén.



7



2



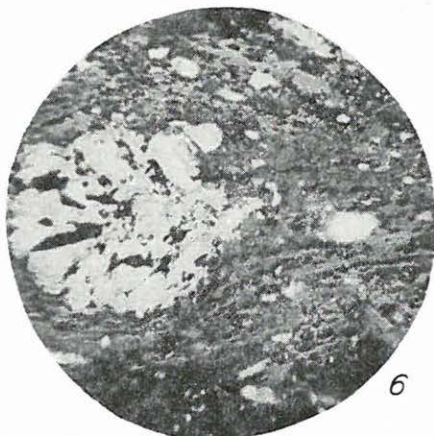
3



4



5



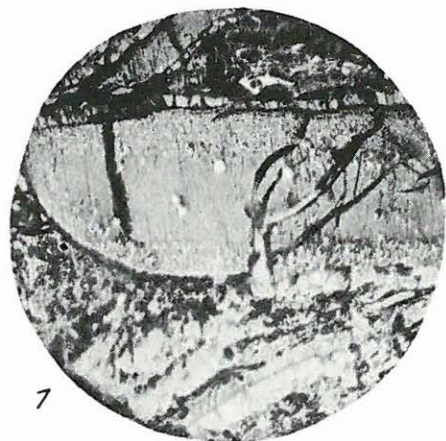
6

100 μ

XXIV. tábla

(1—4. kép szárazobjektívvel, 5—6. kép olajimmerzióval, ráeső fényben)

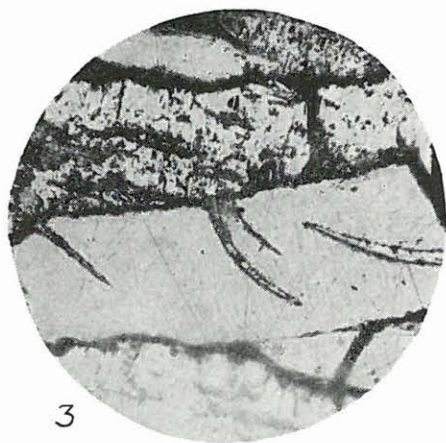
1. VI. telep vetőzóna: piritglobulitokkal finoman hintett, repedezett vitrit, karbonátos környezetben (lin. nagyítás $50\times$).
2. VI. telep vetőzóna: karbonátos, szenes-meddő körülfolyasós szerkezetben fuzit-töredék (lin. nagyítás $50\times$).
3. VI. telep vetőzóna: repedezett vitritsáv karbonátos környezetben (lin. nagyítás $50\times$) || Nic.
4. VI. telep vetőzóna: ua. + Nic. (lin. nagyítás $50\times$).
5. I. telep 170. minta: fuzitlencsés márgás meddő (lin. nagyítás $290\times$).
6. VI. telep 14. minta: molluszkum-héjtöredékes, szenes meddő (lin. nagyítás $290\times$).



1



2

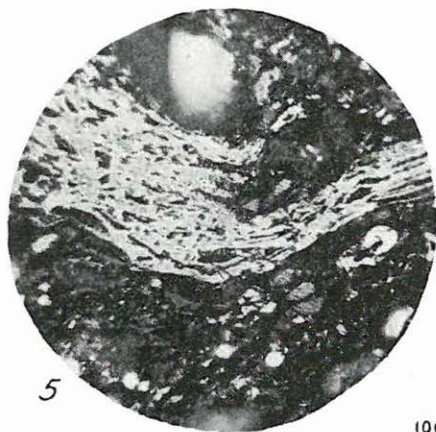


3

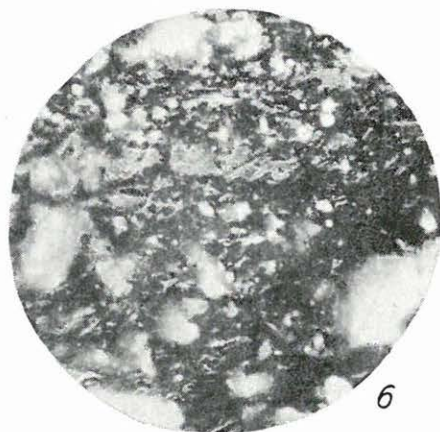


4

100 μ



5



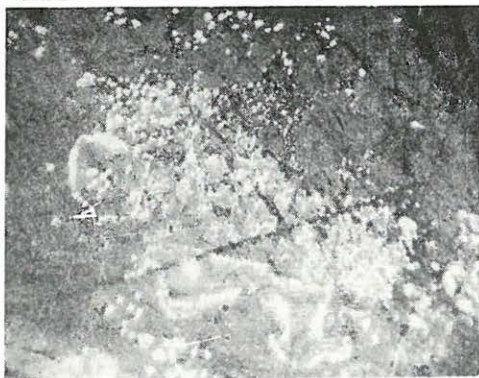
6

100 μ

XXV. táblázat

(Ráeső fény, olajimmerziós objektív, lineáris nagyítás 290×)

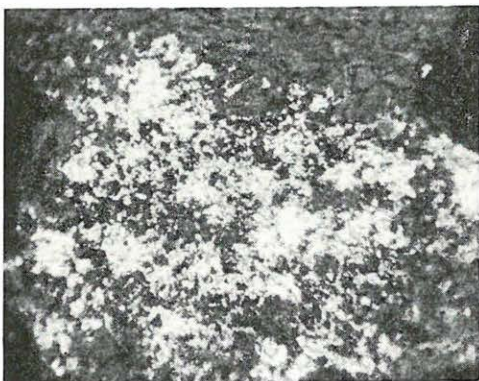
1. VI. telep 13. minta: a vitritben sűrűn hintett finom pirit szemcsék és pirit keretek.
2. VI. telep 1–26. minta: különböző nagyságú pirit globulitek a resinites vitritben.
3. III. telep 112. minta: igen finomszemcsés pirittel dúsan hintett kőszénsáv.
4. V. telep 58. minta: főleg kristályos pirit felhalmozódás.
5. IV. telep 77. minta: molluszkumháj-szerkezet.
6. I. telep 170. minta: pirit bekérgezés molluszkumháj belső peremén.
7. VI. telep 1–26. minta: karbonátszemcse.



1



2



3



4

100 μ

5



6



7



MIKROSKÓPI FÉNYKÉPFELVÉTELEK
AZ AJKAI KÖSZÉN ANYAGÁRÓL

A mikrofelvevételek többsége megtört és viaszba ágyazott kőszén-porcsiszolatról, ráeső fényben, olajimmerziós objektívvel készült; kisebb részük száraz objektívvel blokkcsiszolatról és áteső fényben vékonycsiszolatról. A táblamagyarázók közlik a felvétel módját és a lineáris nagyítás mértékét. A nagyításnak megfelelő 100 mikron távolságot a táblákon bejelöltük.

A fényképeket a következő csoportosításban közöljük:

I—VI. tábla: homogén felépítésű, huminitesedett szövetek, vitritok és resinovitritok

- | | |
|-----------|--|
| I. tábla: | xilitok |
| II. „ | xilo- és periblinovitritok |
| III. „ | xilo- és periblinovitritok |
| IV. „ | resinovitritok és suberinites vitrit |
| V. „ | xilo- periblino-suberino- és fillovitrit |
| VI. „ | fillovitritok, részben kutikulával |

VII—XII. tábla: heterogén felépítésű szövetek, klarit-durit átmenetek (telepek szerint csoportosítva).

XIII—XV. tábla: jellegzetes szövettípusok

- | | |
|--------------|--------------------------------|
| XIII. tábla: | főleg bituminites védőszövetek |
| XIV. „ | semiliptobiolitok, ajkaitok |
| XV. „ | liptobiolitok |

XVI—XIX. tábla: homogén felépítésű, oxinitesedett szövetek (fuzitok)

XX—XXII. tábla: gombaszármazékok

XXIII. tábla: égőpalák

XXIV. tábla: szenes-meddő részletek

XXIV. tábla: pirit-megjelenési formák és molluszkum-héjrészletek

(Jellemző pirités részleteket találhatunk még a következő fényképeken: III. tábla 2, 4; VI. tábla 3, 5, 8; VIII. tábla 4; XI. tábla 6; XII. tábla 2, 5; XIII. tábla 2; XXII. tábla 3; XXIII. tábla 2, 5; XXIV. tábla 1.)

A fényképezett barnakőszénminták az ajka-felsőcsingeri Kossuth-aknából valók, kivéve a XXI. tábla 3—6. ábráit, melyek vékonycsiszolati részleteket mutatnak be a medence délibb területeiről GONDOS GY. által gyűjtött anyagról. Hozzájárulásáért és a tanulmányozásra átengedett csiszolatokért ezúton is köszönetünket fejezzük ki.

A PERKUPAI GIPSZ-ANHIDRITELŐFORDULÁS FÖLDTANI VISZONYAI

MÉSZÁROS MIHÁLY

(Budapest)

Bevezetés

Hosszú ideig az volt a szakemberek véleménye, hogy az ország határain belül a földtani múltban nem képződtek só-gipsztelepek. Az utóbbi évek fellendült kutatásai — és egy kissé a véletlen — először a perkupai, majd több más gipsz-anhidritelőfordulás felderítését eredményezték.

SZENTES F. egy munkájában rámutatott arra, hogy a Gömör-Tornai Karszton lehetséges evaporitos képződmények előfordulása. Bár feltevését egykori földtani feljegyzések, valamint a tornakápolnai fúrás alátámasztani látszottak, mégis igen nagy meglepetést jelentett, amikor a vasérckutatói céllal kitűzött Perkupa I. sz. fúrás vasérc helyett gipszbe jutott.

A perkupai gipsz-anhidritelőfordulás földtanilag a Gömör-Tornai Karszt D-i szárnyát alkotó jósvavölgyi antiklinális és a Rudabányai-hegység érintkezési vonalán fekszik.

A rétegsor karbon, triász, eocén, miocén, pleisztocén és holocén képződményekből áll. Permi képződményeket eddig még sem a felszínen, sem pedig a felszín alatt nem sikerült kimutatni. Lehetséges, hogy a jelenleg szeizinek minősített rétegsorozat tagjai közül sikerül majd elhatárolni a permet képviselőket. Esetleg eddig nem ismert, új permi rétegsorozat kimutatása is várható. A permi képződmények kifejlődési viszonyai tekintetében igen nehéz jósolni. A bükkhegységi perm tengeri kifejlődésű, ugyanakkor a szlovákiai hasonló megjelenésű gipsz-anhidrittelepek verukánó-sorozatban települnek.

A vizsgálat alá vont terület csaknem teljes egészében alsó- és középső-triász képződményekből épül fel. A triász sorozat zöldes és lila, néha fekete homokkövekkel, agyagpalákkal kezdődik. Ehhez a rétegcsoport-hoz tartozik a gipsz-anhidrit is. Az alsó-triász vége felé a karbonát-tartalom egyre inkább nő a törmelékes-agyagos anyag rovására; végül is a középső-triász anizuszi emeletében a jellegzetes sötétszürke, fekete dolomit- és mészkő kifejlődésű guttensteini rétegekben uralkodóvá válik.

A karbonátos képződmények túlsúlya jellemző a középső- és felső-triászra a Gömöri Karszt egész területén. Kivétel a Rudabányai-hegység ladini rétegsora, mely szaruköves, kovapalás, agyagpalás ki-fejlődésével eltér a megadott képtől.

Végeredményben alul egy „mobilis”, vagyis tektonikai erőhatásokra plasztikusan viselkedő rétegcsoport található, melyet „merek”, mészkőből és dolomitból álló rétegsorozat fed le. A többszörös pikkelyeződést, a nagymértékű tektonizáltságot egy ilyen rétegsorozat egyéb tényezők híján is kellőképpen indokolja.

Eddigi ismereteink szerint felszínközeli gipsz-anhidritelőfordulás csak a Rudabányai-hegység Ny-i peremén található, a perkupai előforduláson kívül az alsótelekesi és rudabányai fúrásokban. Ezen a vonalon kívül csak nagy mélységben (Tornakápolna) sikerült kimutatni. A gipsz-anhidrit indikációk éppen ott lépnek fel, ahol a Gömöri Karszt és a Rudabányai-hegység csapásirányában legnagyobb az eltérés. Igen nagy szerepe volt tehát a kéregmozgásoknak a gipsz-anhidritösszlet felszínhez közelebb kerülésében.

Az előfordulás földtani felépítése

Az előfordulás területén a triász képződményeket túlnyomórészt a werfeni rétegek képviselik. Ezen belül a *s z e i z i* homokkő-agyagpala rétegsorozat igen változatos és több szintre oszlik:

a) Jellegzetes a *sötétszürke, fekete, finomszemű, ritkán kissé homokos agyagpala*. Annak ellenére, hogy több fúrás és bányavárat is harántolta, rétegtani helyzete még mindig bizonytalan; hol a gipsz-anhidrit fedőjében, hol pedig fekvőjében jelenik meg. Az eddigi tapasztalatok szerint mindig a produktív összlet közvetlen közelében található.

b) A *gipszes, anhidrites-dolomitos rétegsorozat* az eddigi vizsgálatok szerint 7 pikkelyvonulatban helyezkedik el.

c) A produktív összlet fedőjét alkotó *szürke agyagpala-, mészkő-, dolomit-sorozat* finomszemű agyagpala, valamint keményebb, dolomitos-meszes rétegek váltakozásából áll.

d) A szürke agyagpala rétegcsoport fölött *vörös és zöld agyagpalából álló rétegek* helyezkednek el. A zöld és vörös padok, különösen az összlet felsőbb részeiben, sűrűn váltják egymást. A vörös színeződésű agyagpala agyagásványokban és homokos alkatrészekben, a zöld karbonátban (dolomit) gazdagabb.

e) Az előbb ismertetett rétegek fölött *lila és barna, erősen csillámos agyagpala-homokkő* csoport fejlődött ki. Az agyagpala vékonyabb, vastagabb réteges, vagy pados megjelenésű és főleg kovás kötőanyagú, csillámos homokkőlapok között helyezkedik el. Az eddig ismertetett rétegektől eltérően igen sok ősmaradványt tartalmaz. A *Pseudomonotis*

clarai EMMR., *P. aurita* HAU., *Anodontophora jassaënsis* WISSM. kőbeleinek lenyomata néha egész rétegeket alkot.

A kampili rétegek felé vörös mészkőből, lilásvörös homokkőből és agyagpalából álló sorozat képezi az átmenetet. Határként az első szürke mészkőpadot vesszük.

A kampili rétegcsoport általában sokkal több mészkövet, dolomitot, márgát tartalmaz, mint a szeizi, bár alsó tagjai — a karbonátok mellett — agyagos és homokos alkatrészekből állnak.

a) A kampili összlet üledékfolytonossággal lila és szürke márgás mészkövekkel fejlődik ki a szeizi legfelsőbb tagjából. A rétegcsoport gyér ammonitesz-faunát tartalmaz, és felső részében vastag márgapadossá válik.

b) Továbbra is folytonos üledékképződéssel barna, lilásbarna homokkősorozat következik, melyben csak egészen elvétve lehet csillámokat találni. Ez a homokkőösszlet jellegzetes, a Bódvavölgygel párhuzamos sávban nyomozható.

c) A változatos kampili rétegek következő tagja vastag márga- és homokos márga-, valamint homokkőpadokból, továbbá szürke mészkő és barnásszürke agyagpalából áll. Különösen homokkőves tagjai igen sok csillámot tartalmaznak.

d) A kampili emelet legfelsőbb tagja a sötétszürke, lemezes csomós mészkő, mely fokozatosan a középső-triász mészkő-dolomitösszletbe megy át. A kampili emelet képződményei helyenként igen gazdagok ősmaradványokban. Mivel ez csak egyes szintekre vonatkozik, a kőzet-tani alapon végzett színtezést faunával nem lehet kellően alátámasztani.

A középső-triászt anizuszi mészkő, dolomit és anizuszi-ladini világos mészkő, dolomit képviseli. A két képződmény éles határral nem választható el egymástól.

Diabáz- és szerpentinfeleségek is előfordulnak a kutatási területen. A diabáz (gabbró) zöldesszürke, néha vörös, tömött szövetű, apró fekete augitszemekkel, jellegzetesen nagy nátriumtartalmú plagioklászokkal.

A szerpentin a diabáz átalakulási terméke. Sötét- és világoszöld színű, néha sárga. Számos olyan szerpentin-tömb került elő a bányászat során, melynek a belsejében még meg lehetett találni az átalakulatlan diabázt. A diabáztömsöket a fúrások szerint is szerpentin-köpeny veszi körül. A szerpentin lágy, máskor kemény, repedéseiben nem ritka a 4—5 mm-es azbesztkitöltés. Tektonikailag erősen igénybevett; apró csúszási lapjai talkosak. Közös vonása a diabázzal a nagy mágneses szuszceptibilitást okozó magnetittartalom.

Az egész rétegsor kormeghatározása bizonytalan, mivel egyes rétegcsoportok ősmaradványokat egyáltalán nem tartalmaznak, s a bonyolult tektonikai viszonyok még a rétegek vagy rétegcsoportok sorrendjének megállapítását is sokszor lehetetlenné teszik. Fokozott mérték-

ben áll ez a gipsz-anhidritre, ahol földtani meggondolásokra és analógiákra vagyunk utalva. Szlovákiában a hasonló kifejlődésű gipsz-anhidritösszletet a werfeni sorozat tagjának tekintik. Az Alpok evaporitos rétegcsoportját régebben a kampili emeletbe helyezték, az újabb spóra-pollenvizsgálatok a triászra, sőt permre utalnak. A kormeghatározásra irányuló hazai spóra-pollenvizsgálatok nem jártak eredménnyel.

Lehetséges, hogy a szeizi sorozat néhány alsó tagját a gipsz-anhidrittel együtt, alpi példák nyomán, a permbe kell helyezni. E mellett szól, hogy a kampili sorozat a felszínen eléggé elterjedt, s így biztonsággal taglalható, gipsz-anhidrit képződésre utaló nyomot azonban sehol sem mutat. Nyitott még ez a kérdés, s csak a további kutatásoktól várhatjuk a megoldást.

A gipsz-anhidritösszlet felépítése

A produktív összletet kőzettanilag gipsz és anhidrit alkotja. A vizsgálatok szerint a gipsz főtömege nem elsődleges keletkezésű, hanem az anhidritből hidratáció révén alakult át.

Előre kell bocsátani, hogy vannak elsődleges keletkezésű gipsztípusok is. Ezek repedések mentén, vagy üregekben köröző vizekből váltak ki. Kristályformájuk, struktúrájuk alapján azonban jól elválaszthatók az anhidritből keletkezett gipsztől. Két fő anhidrit-típust lehet megkülönböztetni:

- a) szürke alaptónusú, szennyező agyagos anyagban szegény dolomitos anhidritet,
- b) zöldesszürke, agyagpala-zárványos anhidritet.

Az első típus néhány mm-től cm-es nagyságú anhidritkristályok tömött szövedéke. A dolomit vagy automorf romboéderek formájában az anhidritkristályokba beépülve, vagy pedig az anhidritkristályok közé beékelődve, tömeges formában jelenik meg.

Az agyagpalazárványos anhidrit általában sokkal kisebb kristályokból építődik fel, mint a dolomitzárványos típus. Jellegzetesek benne a világos-zöldesszürke vagy barna, illetve lilászörös színű, lekerekített agyagpalazárványok.

A hidratáció, bár alaposan megváltoztatta az anyag ásványos összetételét, színét, szerkezetét, mégsem okozott olyan nagyarányú változást, hogy az eredeti anhidrit-típusok jellemző vonásait megsemmisítette volna. Jól felismerhető, hogy a dolomitos gipsz a dolomitos anhidritből, az agyagpalazárványos gipsz pedig az agyagpalazárványos anhidritből keletkezett. A dolomitos gipsz világosszürke vagy hófehér, apró gipszkristályokkal. Az agyagpalazárványos szürke, zöldesszürke.

A gipszesedés nem járja át mindig teljes mértékben a kőzetanyagot, így a folyamat nem megy teljesen végbe. Nemcsak egy nagyobb kőzetdarabot

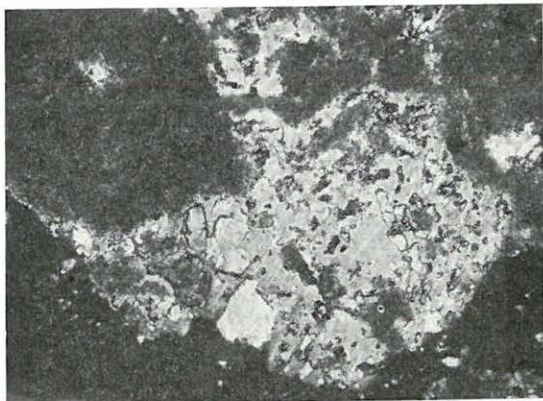
tekintve áll elő ez a helyzet, hanem egy-egy kristályon belül is. A gipszesedés folyamata fokról fokra, molekuláról molekulára halad előre az anhidritkristályon belül.

Az 1. ábrán jól megfigyelhető, hogy az anhidritkristályoknak jó része el van már gipszesedve. A gipszesedés folyamatát jellemzik még az itt-ott visszamaradó, élesen kiugró anhidrittörmelések is.

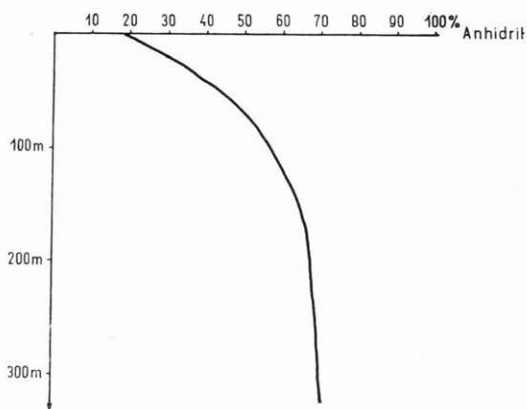
A gipszesedés rendszereint ott jött létre, ahol az anhidrit vízfelvételére sor kerülhetett. Így az anhidritpikkelyek határán, a szerpentinrel vagy meddővel való érintkezés mentén, 1—4 m-es sávban mindig található gipszesedés. Bár a meddő pikkelyek gyakorlatilag nem vízvezetők, mégis annyi nedvességet tartalmaznak, hogy az anhidritet bizonyos mértékig elgipszesítik. Repedések, hasadékok mentén is tapasztalható hasonló jelenség.

A gipszesedés a mélységgel is összefügg. A bemutatott diagram (2. ábra) azt ábrázolja, hogy az egész ma ismert összletben az anhidrit és gipsz aránya miként változik a mélység felé haladva. A felszínközeli alacsony anhidrit-gipsz arány a leszivárgó felszíni vizek révén végbement erőteljes hidratációnak tudható be.

Nemcsak az eruptív és üledékes kísérő kőzetekben, hanem a gipsz-anhidritben is igen gyakori a piritésedés. Borsónyi, babszemnyi automorf piritkristályok fordulnak elő. Egy részük keletkezése hidrotermális jelenségekre vezethető vissza, más részük viszont evaporit képződmények redukációs közegben végbemenő folyamataival hozható kapcsolatba. A helyenként jelentkező pikkelyes hematitot ugyancsak hidrotermális folyamatokból vagy limonitosodott piritből származtathatjuk.



1. ábra. Dolomit öbolszerű mélyedésében gipszkitöltés, visszamaradt anhidritkristálykakkal.



2. ábra. Az anhidrittartalom növekedése a mélység függvényében.

A meddő és produktív pikkelyek víztartalma igen csekély, azonban a víz elektrolitokkal telített. A köröző, szivárgó vizekből különféle klorit- és szulfáttartalmú ásványok válnak ki: másodlagos gipszféleségek (rostos, lemezes gipsz), glaukofán (Na_2CaSO_4) és helyenként elvétve kősó (NaCl).

Tektonika

A szerkezeti viszonyok bonyolultságát a plasztikus és merev képződ-ményekből felépülő rétegsor magyarázza. Az anhidrit a hegység szerkezeti erőhatásokra mészkő-dolomit tulajdonságokat mutat. Tektonikai szempontból akkor válik aktív tényezővé, amikor vízfelvétellel gipszszerű alakul. A gipszesedés közismerten jelentős térfogatnövekedéssel jár, aminek következtében még „atektonikus” erőhatások is fellépnek. Ehhez járul még a gipsz puhasága, valamint transzlatálhatósága. Érthető tehát, hogy minden tektonikai fázisban nagy szerepet kell neki tulajdonítani.

A hegység szerkezeti mozgások vizsgálata során először egy antiklinális-képződési időszakot lehet megkülönböztetni. Ekkor jött létre nagy vonásokban a jósvavölgyi antiklinális, amely a peremi részeken a triász összletnek a szendrői paleozoikumra való rátolódását eredményezte.

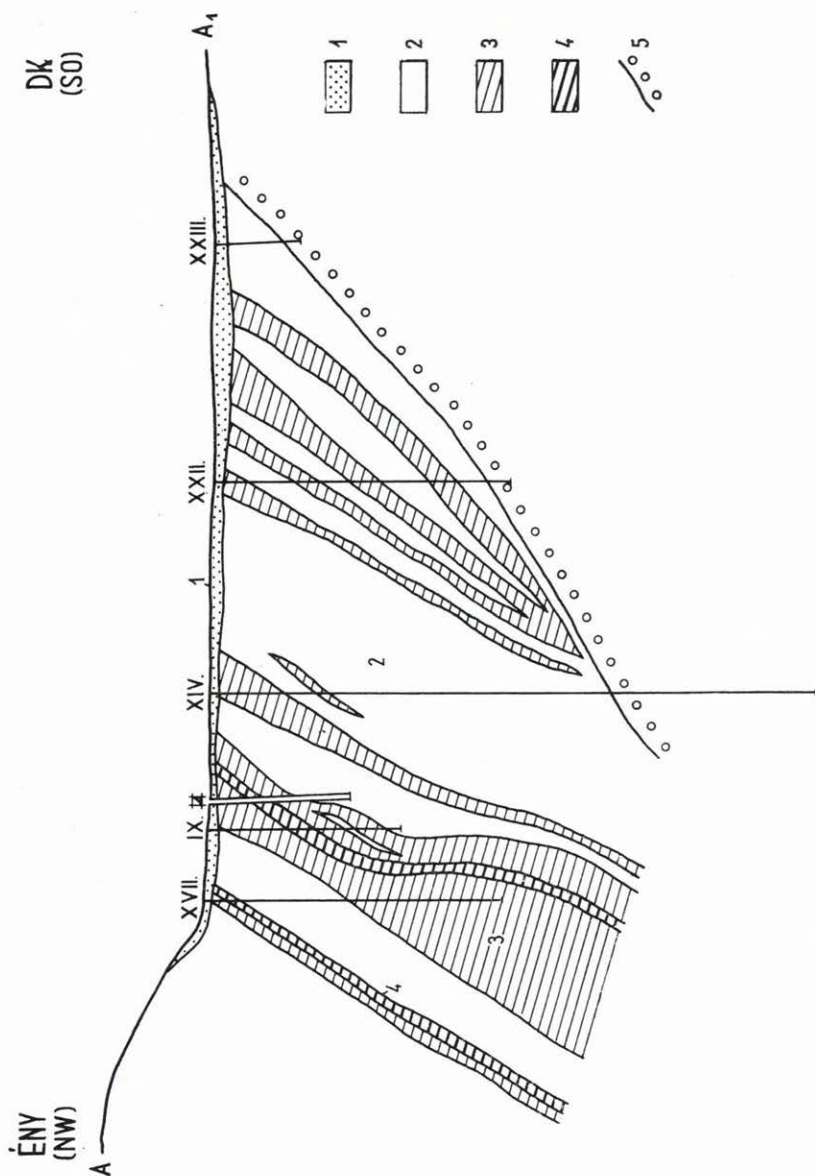
A következő fázisban a hegységmozgások az összlet többszörös felpikkelyeződését és az alsó-triász sorozatnak a középső-triász képződményeire való rátolódását okozták. A folyamat eredményét a 3. ábra szemlélteti.

A térképvázlaton (4. ábra) is bemutatott, hosszan elnyúlt formában megjelenő meddő és produktív anyagú képződmények voltaképpen pikkelyek. A pikkelyek egyenletes lefutását a közbeékelődött diabáz-, gabbrótömszök, vagy egyéb kivastagodó merev képződmények zavarták.

A gipsz-anhidrit és a meddő képlékeny rétegein kívül a szerpentin plasztikus tulajdonságai is messzemenően érvényesültek a szerkezeti viszonyok kialakulásában.

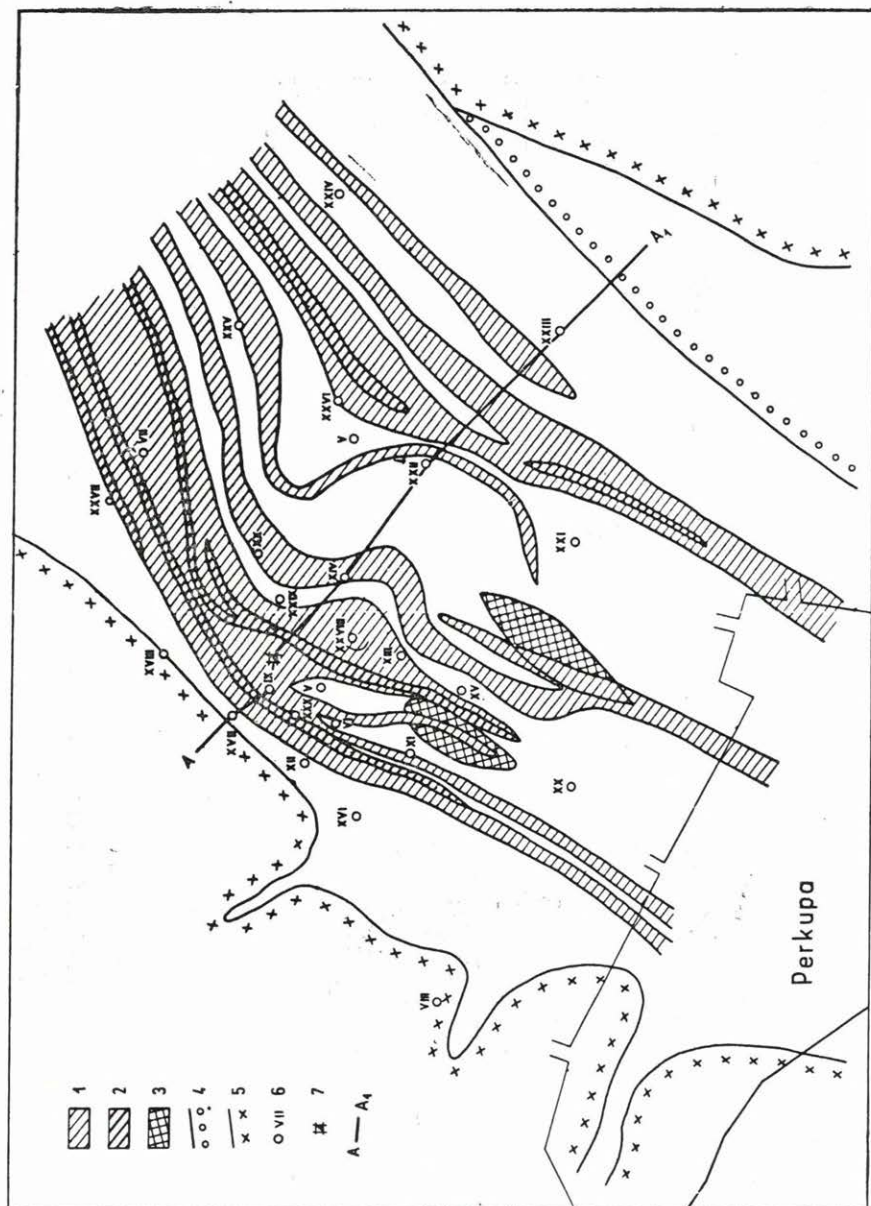
A pikkelyes szerkezetet bizonyítja, hogy a gipsz-anhidritpikkelyek ásvány-kőzettani felépítésében nem lehet különbséget találni. Mind a hét pikkelyt ugyanazok a dolomitos és agyagpala-zárványos gipsz-anhidritfajták építik fel. Ha üledékképződési megismétlődésről volna szó, feltétlenül kellene valamilyen különbségnek lennie a pikkelyek kőzettani összetétele között.

A szerpentinpikkelyek korántsem olyan állandók, mint a gipsz-anhidritek. Könnyen kiékelődnek csapás- és dőlésirányban egyaránt. Előfordul, hogy több 10 m vastag szerpentinpikkely néhány cm-re vékonyodik el. A szerpentin mennyiségileg sem elegendő nagy pikkelyvonulatok alkotására. Lágy, képlékeny, eltalkosodott anyaga is kétségtávol hozzájárul szeszélyes települési viszonyainak kialakításához.



3. ábra. Szelvény a perkupai gipsz-anhidritelőforduláson át.

Jelmagyarázat: 1. alluvium, 2. alsó-triász agyagpala, homokkő, 3. gipsz-anhidritpikkely, 4. szerpentinpikkely, 5. telepek alatti mélyfekű szerkesztett kibúvási határa.



4. ábra. A perkupai gipsz-anhidritelőfordulás térképvázlata (fedőképződmények nélkül).

Jelmagyarázat: 1. gipsz-anhidritpikkely, 2. szerpentimpikkely, 3. diabáz-gabbrotörmés, 4. triász alaphegység felszíni elterjedésének határa, 5. a hegység morfológiai határa (a triász alaphegység felszíni elterjedésének határa), 6. fúrás, 7. akna.

A szerpentin mindig a gipsz-anhidrit közé ékelődve jelenik meg. A határokon semminemű kontakt hatásnak nyoma nincs, úgyhogy keletkezési okokra az nem vezethető vissza. A szerpentin és gipsz-anhidrit ilyen összefüggése a hegységszerkezeti erőhatásokkal szemben tanúsított hasonló magatartással hozható kapcsolatba.

Fejlődéstörténet

Az előfordulás és környéke földtani fejlődéstörténetének megrajzolására a rétegsorok hiányossága, a nagyfokú tektonizáltság és az ősmaradványok hiánya miatt nehézségekbe ütközik.

Az alsó-triászban vagy a perm-ben, illetve a perm-triász határon keletkezett anhidrit-gipsztelepek az alsó-triász karbonátokban egyre gazdagabbá váló rétegei következtében. Ez a rétegsor kisebb-nagyobb ingadozással, időszakos megszakításokkal, a triász tenger előnyomulását mutatja. A tenger a dolomitos, mészköves üledékekkel jellemzett középső- és felső-triászban állandósult.

A tenger DDNy-i irányból a Szendrői-hegység és a Szepes-Gömöri Érchegység paleozoikumai között képződött öbölbe, illetőleg tengerágra nyomult be.

Az evaporitos képződmények a transzgresszió időszakos megszakadása során képződtek. Először az agyagpalazárványos típus keletkezését lehet valószínűsíteni, melyre a dolomitos típus települt, jelezve a törmelékanyag lehordódásának elmaradását.

Bár erre nincs adatunk, de lehetséges, hogy ugyanabban a fázisban a két típus megismétlődő képződése is végbemehetett. A dolomitos típusú anhidrit mikrorétegződése évszakváltozásra, ritmikus hőmérséklet-ingadozásra mutat. Ki kell azonban hangsúlyoznunk, hogy csak egy evaporitos üledékképződési fázist lehet kimutatni.

Az anhidritképződéssel bezárult az evaporitkeletkezési időszak. A tenger további előnyomulása, valamint a szárazföldi törmelékanyag nagymértékű beáramlása megakadályozta a magasabb evaporitos képződmények keletkezését.

A vizsgálat alá vett terület távolabbi környékének adatai szerint az alsó-júráig tartott az üledékképződési időszak, melyet a krétaig terjedő lepusztulás követett.

Az üledékképződési szünet miatt a kimmériai mozgásokra vonatkozóan semmiféle adatunk nincs. A tektonikai részben vázolt antiklinális-képződési időszak azonban erre a fázisra tehető. Az egységes középső- és felső-triász mészkő-dolomitösszlet felszakadozott és a mészkő-dolomit-táblák között, azokat megemelve és széttolva bukott felszínre az alsó-triász agyagpalaösszlet. A hosszú szárazulattá válási időszak alatt a

terület nagymértékű lepusztulást szenvedett, a mészkővidéken nagyfokú karsztosodás lépett fel.

Az alpi orogén időszakot rögzítő bizonyítékokat csak a terület távolabbi környezetében találhatjuk meg. Az ausztriai fázis idejére esik a terület többszörös felpikkelyeződése, az alsó-triásznak a középsőre való rátolódása.

A későbbi mozgások elválasztása nem lehetséges. Feltehetően a stájer mozgások ellentétes irányúak voltak, mint az ausztriaiak és a peremi részek kiemelésével elősegítették az alsóbb triász tagok és ezekkel együtt a gipsz-anhidrites összlet felszínre, illetve a felszín közelébe kerülését.

A pannont megelőző lepusztulási időszak után a meginduló üledék-képződés vagy el sem érte az előfordulás területét, vagy az ismételten bekövetkező letarolás áldozata lett. Ezek a letarolási időszakok alakították ki a terület jelenkori képét.

Összefoglalás

A perkupai előfordulás földtani vizsgálata tisztázta a terület települési, szerkezeti viszonyait, az anhidrites összlet ásvány-kőzettani sajátosságait, azonban a képződmények korkérdése tekintetében még további kutató munkára van szükség.

Két fő anhidrit-típust lehet megkülönböztetni: a dolomitos és az agyagpala-zárványos szennyezésűt.

Bizonyított az anhidrit elsődleges volta és a gipsz fő tömegének hidratációs úton való keletkezése.

A dolomitos anhidrit-típus mikrorétegződése évszak- vagy hőmérsékletingadozásra mutat.

Az anhidrit mennyiségi aránya a mélységgel növekszik. Ennek oka nemcsak a leszivárgó vizek csökkenésében keresendő. A mélység növekedésével a rétegyomás is emelkedik, ami viszont a térfogatnövekedéssel járó gipsz-anhidrit átalakulást akadályozza.

Az anhidrit keletkezési idejét a perm-triász határára kell helyezni azzal a kikötéssel, hogy lehetséges perm, de szeizi kor is.

A terület rétegsora transzgressziós jellegű. A tengerelöryomulás DDNy-i irányból hatolt előre a Szendrői-hegység és a Szepes-Gömöri Érchegeység között.

A vizsgálatok szerint általánosítani lehet azt a tételt, hogy transzgressziók esetén is keletkezhetnek evaporitos képződmények, azonban ezek mindig csak az első kiválási termékek lehetnek.

A szerpentin és diabáz, valamint az üledékes képződmények határán kontakt hatás sehol sem tapasztalható. Valamennyi képződmény tektonikusan kialakult határokkal érintkezik egymással.

Az anhidrit-gipsz átalakulása következtében létrejött atektonikus erőhatások jelentős szerepet játszottak, de mindig csak a tektonikus mozgásokkal kapcsolatban.

A hegységszerkezeti mozgások során egy antiklinális-képző időszakot lehet megkülönböztetni, melyet pikkelyeződés váltott fel. A terület többszöri felpikkelyeződése során a pikkelyeket alkotó teleprészek egymásra és az egész alsó-triász összlet a középsőre tolódott. A pikkelyek jól nyomozhatók, csapás- és dőlésirányban állandók.

A BAKONYI LIÁSZ MANGÁNTELEPEK

(I. sz. melléklettel)

SZABÓNÉ DRUBINA MAGDA

(Budapest)

Az alp-kárpáti vonulatot felépítő képződmények közül a júra üledékekben igen gyakoriak a mangán- és vasásványok helyi dúsulásai. Az alpi öv néhány pontján a mangántartalmú üledékek bányászati művelésre is érdemesek.

Magyarország területén a Bakonyhegység júra rétegeiben két üledékes mangánércelőfordulást ismerünk: *Úrkút* és *Eplény* határában. Mindkét helyen az érc a liász tengeri üledékekkel szoros képződési kapcsolatban áll. Az ásványtani összetétel alapján két ércfajta különíthető el: *oxidos* és *karbonátos* érc. Az érckísérő meddő kőzetekben, valamint a telep fekvő- és fedőrétegeiben levő tengeri ősmaradvány-anyag alapján a mangánösszlet a középső-liász legfelső szintjétől a felső-liász toarci emeletéig terjedő időszakban képződött.

A fekvő és fedő mészkőben *Ammoniteszek*, *Nautiluszok* és *Atractiteszek*, valamint *Crinoideák* és *Foraminiferák*, *Radiolariák* és szivacstűk gyakoriak. Az érctelepben sok *Posidonia*-héjtöredék, *Radiolariák*, kevesebb *Foraminifera* és szivacstű, valamint fosszilis kénbaktérium-telepek találhatóak. Elszórtan szenes növényi maradványok, spórák és pollenek is előfordulnak. A karbonátos érc kísérő kőzete *Radiolaria*-tartalmú sűrű márga, melyben halpikkelyek, halfogak és -lenyomatok, laposra préselt apró *Ammoniteszek*, *Foraminiferák* és Molluszkum-héjtöredékek is vannak.

A karbonátos és oxidos érc területileg többnyire elkülönül, helyenként azonban egymással váltakozik. Néhol az ércfajta oldalirányú átmenete, „egymásbefogazódása” is megfigyelhető, ami heteropikus fáciesviszonyokat bizonyítja. Az érctelep horizontális kiterjedése korlátozott: mind dőlés-, mind csapásirányban elég hirtelen kiékel. Kisebb távolságon belül az érc rétegszerűen jelenik meg; nagyobb távolságban nézve azonban lencseszerű. A telepösszlet vertikális kiterjedése igen változó; 0,2—40 m között ingadozhat, területtől és ércípustól függően. Főleg az oxidos érctelepnel jellemzők a kis területre korlátozódó szeszélyes vastagságváltozások (I. melléklet). Az előfordulás egészét tekintve fokozatos, szabályszerű

elvékonyodás, kiékülés figyelhető meg. Sok esetben az utólagos tektonikus elmozdulások, valamint a kiemelt rögök rétegsorának részleges vagy teljes lepusztulása megnehezíti, helyenként lehetetlenné teszi az eredeti kiterjedés és a képződési sajátosságok megállapítását.

A karbonátos érc jóval nagyobb tömegű, mint az oxidos. Elterjedés szempontjából azonban az oxidos típus a gyakoribb. A távolabbi környéken ércnyomok, oxidos szemcsék, foltok vagy gumók alakjában jelentkezik a mangán a júra üledékekben.

A júra utáni tektonikus hatások következtében egyes területrészek kiemelkedtek, az érc fedőrétegei lepusztultak, és másodlagos mangántelepek képződtek. A másodlagos ércösszletet — kialakulása szerint — két típusra különíthetjük:

- | | | |
|--------------|---|--------|
| 1. autochton | } | telep. |
| 2. allochton | | |

Az első esetben egyes kiemelt területrészekben az elsődleges érctelep a felszínre vagy felszínközelbe került, és eredeti képződési helyén maradvá, átváltozott (a karbonátos típusok oxidálódtak). A második esetben viszont a telep eredeti vagy oxidált anyaga áthalmazódott, majd allochton telepet alkotva újraülepedett.

A másodlagos telepek műre érdemes vastagságban és minőségben főleg az elsődleges ércösszlet felszíni kibúvásainak közelében, vagy egykori terepmélyedésekben található. Távolabbi területrészekben gyorsan csökken a vastagság, s a telep felső szintje, majd az egész összlet áthalmazódik. Végül az érc teljesen lepusztul és a fekvő liász rétegek felett mangányomos, tűzkő- és mészkőtörmelékes meddő agyagösszlet jelentkezik a telep helyén.

Teleptani viszonyok

Az elsődleges oxidos és karbonátos mangánérc kapcsolata a települési helyzet szerint kétféle:

1. az oxidos érc fedőjében karbonátos érc van,
2. az oxidos ércet oldalirányban karbonátos érc váltja fel.

Az elsődleges és másodlagos érctelep kapcsolata szintén kétféle lehet:

1. az oxidos ércé alakult felső telepszint alatt ép karbonátos ércrétegek vannak,
2. a másodlagos oxidos telepben kisebb karbonátos érczárványok vannak.

A karbonátos mangánérc változatos színű, fehértől a sötétbarnaig terjedő árnyalatokkal. Jól rétegzett, ritmusosan finomsávós, márga-

agyagmárga összetételű képződmény. Általában három karbonátos érc-típust lehet megkülönböztetni:

- | | | |
|--------------------------|---|------|
| a) zöld-fehérsávós | } | érc. |
| b) barna-sötétbarnasávós | | |
| c) szürke finomsávós | | |

Az érc típusok ásványtani összetételét az 1. és 2. ábrán tüntettük fel, a fontosabb kémiai alkotórészek átlagértékei ugyanezen ábrák alsó részén láthatók.

Az úrkúti előfordulás *karbonátos* ércszintjében szürke radioláriás márga van; egy, illetve két karbonátos teleppel. Az alsó, ún. főtelep alján barna, barnásfekete, rózsaszínsávós oxi-karbonátos ércpad van, felette 2—3 m vastagságú, zöld-fehérsávós ércréteg található. A főtelep fedője a radioláriás márga, melynek legfelső harmadában jelenik meg a felső vagy kettes telep. Az érc szürke finomsávós típusú; a márgától csak világosabb színe és nagyobb mangántartalma különbözteti meg. Eplényben kizárólag ez az érc típus alkotja a karbonátos telepet. Gyenge minősége miatt bányászati lag műre alkalmatlan.

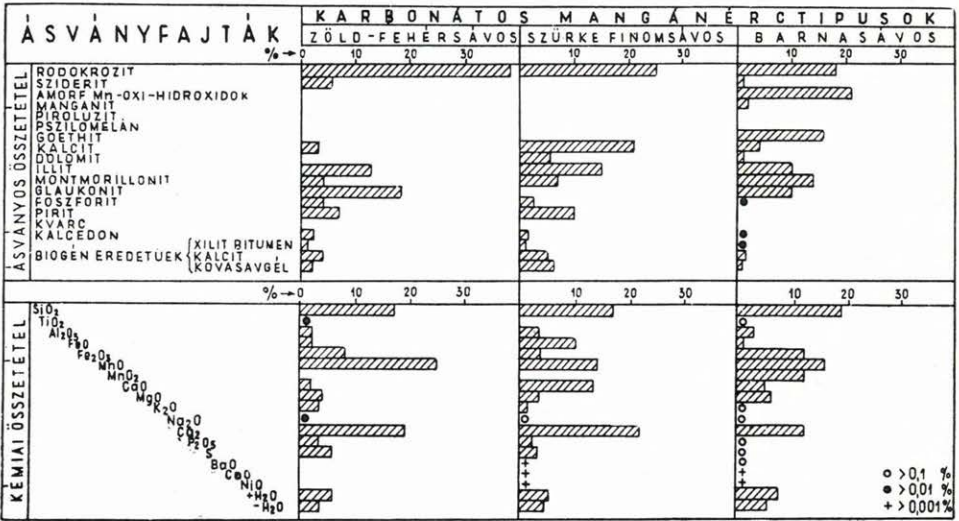
A felső-liász radioláriás márgaösszetétel és az alsó-dogger (aaleni) gumós márga határán rendszerint 5—20 cm-es erősen limonitos tűzkőpad húzódik, mellyel lezárul az érc képződés.

Az *elsődleges oxidos érctelep* főleg Eplény területéről és az úrkúti Csárdahegy külfejtéséből ismert. Mindkét helyen a fekvő alsó-liász mészkő mélyedéseiben, karsztos jellegű töbreiben levő sárga, barna és fekete agyagba ágyazott oxidos mangánércgumók alkotják a telepet (3. ábra). Eplényben a konkréciós érc fölött nagyobb lencsékben finoman rétegzett agyagsávós, oxidos érc is előfordul. Kisebb jelentőségű *elsődleges ércfajták* a pizolitos, és a tömör, egynemű, simatörésű érc. Utóbbi Úrkúton a fekvő mészkőben lencséket alkot, vagy annak felszínén 5—20 cm-es bevonat formájában található. A mészkőrétegek között megjelenő érc a középső-liászba tartozik, s így a legidősebb érc képződési fázis üledéke.

Az *elsődleges oxidos érc* fedőjét gyakran a karbonátos telep alkotja, főleg a szürke, finomsávós és a zöld-fehérsávós változatok. Helyenként az oxidos érc a középső- és felső-liász mészkőrétegek határán jelentkezik, karbonátos érc vagy radioláriás márga kísérete nélkül.

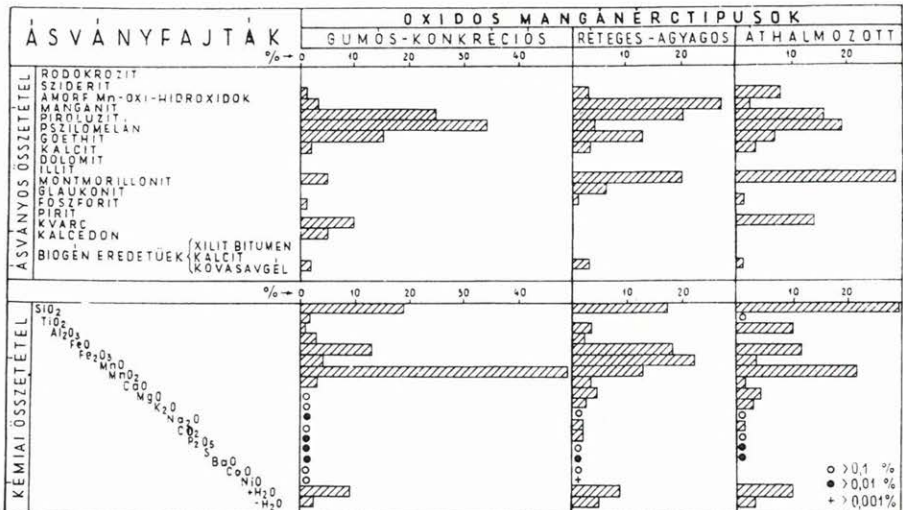
Az *elsődleges oxidos mangánérc* ásványos összetétele még nem teljesen tisztázott. Néhány minta százalékos ásványtani és kémiai összetételét a 2. ábrán tüntettük fel. A foszfortartalom túlnyomó része — a karbonátos ércel ellentétben — nem az ércanyaghoz kapcsolódik, hanem a kísérő meddőben koncentrálódik lapos foszforitlencsék alakjában.

A *másodlagos érctelepben* kizárólag oxidos mangánásványok vannak. A karbonátos ércből oxidáció útján keletkezett ércben az agyagásványok



1. ábra

csaknem azonos mennyiségben maradnak vissza. Szerkezetileg azonban átalakulnak (illitből montmorillonittá). A glaukonit többnyire változatlan, de csaknem kizárólag az autochton telepekre korlátozottan jelentkezik. A pirit limonittá (goethit) alakul, a MnCO₃ mangánoxidá bomlik, a CO₂-tartalom gyakran 0—2%-ra csökken.

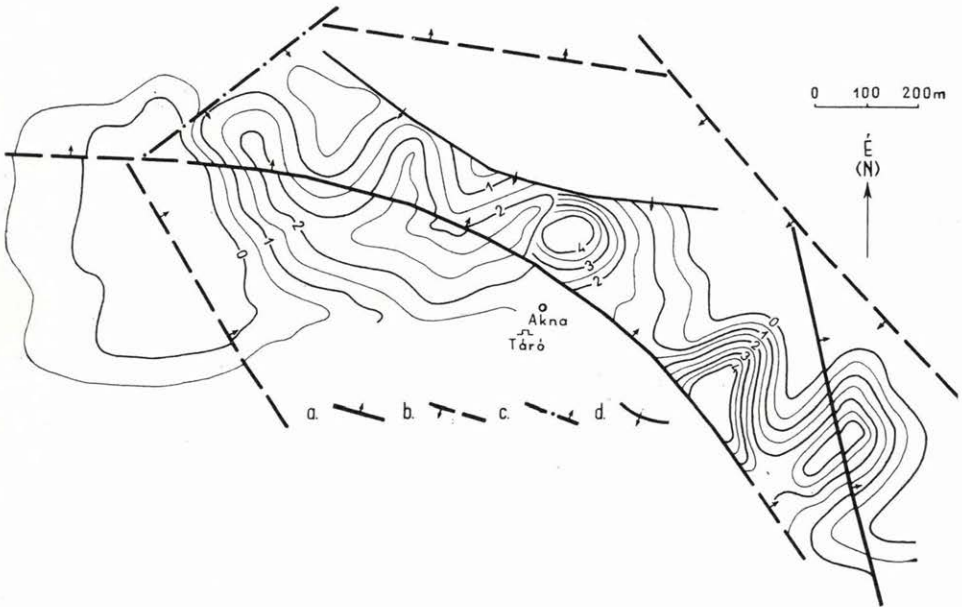


2. ábra

Az áthalmazott telepekben igen sok a diszperz mangánoxid; a kísérő agyagok sötét színét ez okozza. Az ércanyag darabos, törmelékes; általában meddő közettörmelékkal és agyaggal kevert.

A kemény, tömör ércfajták ellentállóbb voltak miatt feldúsulnak a réteges érc törmelékéhez viszonyítva.

A fedő radioláriás márga szürke színét és kalcittartalmát elveszítve finomsávós, sárga-sárgásfehér, limonittal és mangánoxiddal érzett zsíros agyaggá alakul. Ez a fedőtípus főleg az autochton telepeknél gyakori.



3. ábra. Az eplényi oxidos mangánérc vastagságának változása.

Jelmagyarázat: a) miocén utáni törésvonal, b) feltételezett (miocén után kiújuló) törésvonal, c) középső-kréta előtti feltételezett törésvonal, d) eocén előtti rátolódási vonal. 0—4 = ércvastagság méterben.

Az érctelep kifejlődése, ásványos összetétele és ősmaradványai alapján tehát liász tengeri üledéknek bizonyul. Képződésével kapcsolatban még igen sok a nyitott kérdés. A mangánérc képződése — eddigi adataink alapján — elsősorban a liász tengerfenék morfológiájával, tehát közvetve a tektonikával függ össze. Az érc vastagságát feltüntető térképeken látható, hogy ÉÉK—DDNy-i irányú „vályúk”, süllyedékek lehettek a területen. Ezek kialakulása már a középső-liász végén megindult. Erre vall az egységesen elterjedt vörös, tűzköves, gumós ammoniteszes mészkő felett helyenként megjelenő szürke, zöldesszürke mészmárgaréteg bizonyos irányokban szabályszerűen változó vastagsága. Ahol a feküben levő

zöldesszürke márga kivastagodik, ott az érc karbonátos fáciesben és nagyobb vastagságban jelentkezik, míg ahol ez a réteg elvékonyodik, az érc vastagsága is csökken. Ahol ez a fekvőtag eltűnik, ott a középső-liász mészkő felső részében oxidos érclencsék vannak vagy a mészkő felületén oxidos „érckéreg” jelenik meg, illetőleg réteges oxidos érc települ a mészkőre. Ez Úrkúton a Bocskorhegytől K-i irányban haladva jól észlelhető. Nyugat felé adataink még szórványosak, de úgy látszik, hogy az említett fekvőtag vékonyodásával párhuzamosan a karbonátos mangán-érctelep is lassan kiékelődik és meddő márgába, majd mészkőfáciesbe megy át. Eplényben hasonló viszonyokat láthatunk, de itt az oxidos érc húzódik tovább Ny felé, a karbonátos érctelep már előbb kimarad. Az oxidos ércképződés eredeti határvonalának nyomozását K-i irányban mindkét területen megakadályozza az idősebb mezozoós tagok (felső-triász) törésvonal menti fellépése. Mind Eplényben, mind Úrkúton feltételezhető, hogy vagy tengeralatti hátként, vagy a felszínig emelkedő partvonalként már a júra időszak folyamán is jelentkeztek a triász rétegek s az ércképződés lehetőségét jelenlétükkel megakadályozták, illetve a tőlük Ny-ra eső területrésze korlátozták.

A júra—kréta határon keletkezett törésvonalak iránya nagyjából követi az ércképződést megelőző „preformált” mozgási öveket. Az egykori ősföldrajzi viszonyok helyreállítását igen erősen nehezíti a törésvonalak mentén felszínközébe került rétegek lepusztulása s az érctelep utólagos átalakulása, valamint a fiatalabb tektonizmus.

Fontos kérdés a mangánérc anyagának eredete. A telepösszlet maga rendkívül csekély mennyiségben tartalmaz terrigén anyagot. Az érc nyomelemvizsgálata szintén a kémiai kiválás tényét támasztja alá, amennyiben a Mn-Fe-csoport elemei (Co, Ni); az oxidos mangán-ásványok által előszeretettel adszorbeált Ba, Sr, K és az összetetben levő organikus anyagokkal összefüggő V és P jelentkezik a mintákban. Szulfofil elemek vagy nemesfémek még nyomokban is alig mutathatók ki. Az alpi övben több helyen mutatkozó júrabeli vulkánosság és mangántelepeink képződésének kapcsolata sejthető ugyan, de egyelőre semmilyen konkrét adattal nem támasztható alá.

A lehordási terület jellegének és távolságának megítélésére egyedüli támpontunk az a néhány nehézasvány-vizsgálat, melyet az érc zöldesszürke fekvőrétegének oldási maradékan végeztünk. A középső-liász mészmárga feltűnően gazdag volt allotigén ásványfajtákban, bár ezek oldási maradékanak csak néhány százalékat képviselték. Az előforduló nehézasványok többsége metamorf, illetve bázisos magmás kőzetekből származhat. Erre utal a könnyű frakció néhány bytownit-anortit jellegű földpátszemcséje is.

A pirit „bakteriopirit” formájú megjelenése arra vall, hogy mikroorganizmusok is részt vehettek az ércanyag kiválasztásában. Hasonló megfigyelésekről külföldi munkák is beszámolnak.

Feltételezhető tehát, hogy az érc anyagának egy része, nagyobb távolságban felszínén levő metamorf és bázisos magmás közettömegek lepusztulása során, az üledékgyűjtőbe túlnyomóan oldat formájában jutó elemekből képződött, kémiai-biogén folyamatok révén: a bázisos magmás eredetű színes szilikátok és a földpát-szemcsék esetleg az időben megegyező, de az alp-kárpáti öv távolabbi pontjairól ismert liász tengeralatti vulkánosság és a mangánércképződés kapcsolatára utalnak.

Külön probléma a két ércterület felső-liász rétegeinek kiugróan nagy összvastagságát az egyéb területeken általánosan elterjedt felső-liász mészkő 0,5—5 m-es vastagságával párhuzamba állítani. Erre vonatkozóan ismét csak az érc képződését lehetővé tevő helyi „süllyedékek” kialakulásával adhatunk — bár csak részben kielégítő — magyarázatot.

Az úrkúti ércelőfordulás K-i peremén — sőt Eplény egész területén — az oxidos mangánérctelep és a fekvőrétegek diszkordanciája is bonyolult problémát vet fel. Az említett helyeken — a középső-liász hiányával — az érc az alsó-liász mészkőösszlet egyenetlen, karsztos jellegű felszínére települ. A néhány száz méternyire mutató folyamatos, hiánytalan júrafelfordések ismeretében ez a rétegtani hézag igen nehezen értelmezhető. Felszíni kiemelkedés és karsztosodás feltételezésével a magyarázat épp oly nehéz, mint tengeralatti oldódással, vagy üledék-szünettel. A területek kicsinségét és a júra tengernek az üledékek fácieséből következtetett nagy mélységét figyelembe véve, egyik magyarázat sem kielégítő. Még további részletvizsgálatok, esetleg a tenger-mélységre vonatkozó felfogásunk átértékelése fogják a megoldáshoz közelebb vinni e problémát.

A SZOVJETUNIÓ MEZO- ÉS KAINOZÓOS BAUNITJAINAK EREDETE ÉS KELETKEZÉSI KÖRÜLMÉNYEI

BENESZLAVSZKIJ, Sz. I.
(Leningrád)

A Szovjetunióban mezo- és kainozóos korú bauxit Dél-Ukrajnától Közép-Szibériáig számos helyen fordul elő. A lelőhelyek száma nagy, de a készletek viszonylag csekélyek.

A bauxitok kora

Több kutató gazdag bizonyítékokkal igazolta, hogy a Szovjetunióban mezo- és kainozóos bauxitképződmények is találhatóak. Véleményünk szerint a bauxitképződésre vonatkozó kormegállapítások zöme csak közelítő jellegű. A kormeghatározási módszerek nagyfokú konvencionálisitása a pontos kormeghatározást eléggé megnehezíti. A bauxittest korát általában a fedő- és fekvő rétegek korának segítségével közvetve határozzák meg, és csak ritkán közvetlenül, a bauxittest spóra- és pollentartalma révén. Az először említett módszer csak annyit mond, hogy az adott bauxitlep fiatalabb a fekvőnél és idősebb a fedőnél, feltéve, hogy a fedő- és fekvőrétegek kora őslénytani alapon pontosan meghatározható. A spóra- és pollenanalízis, egyes elszigetelt esetektől eltekintve, nem ad megbízható eredményt, minthogy a mikroflóra-anyag eléggé hajlamos a migrációra. Végül, amint az alábbiakból kitűnik, a bauxittest kora sokszor nem esik egybe a bauxitképződés korával. A pontos kormeghatározás hiánya következtében a mezo- és kainozóos bauxitképződés időbeli intenzitásváltozásai csak egész közelítőleg állapíthatók meg. A szovjetunióbeli mezo- és kainozóos bauxitlepek kor szerinti megoszlását a következő oldalon lévő táblázat szemlélteti.

A triász és júra időszakban még kis kiterjedésű, gazdaságilag jelentéktelen telepek képződtek. A bauxitosodási folyamat intenzitása később fokozatosan növekedett, csúcspontját a felső-krétában és paleogénben érte el. A mai Szovjetunió területén ezután a folyamat lassanként ellanyhult.

Bauxitelfordulások	Kor
Nyugat- és Közép-Szibéria	1. Apti (?)—albai 2. Paleogén
Középső Ural	Alsó-kréta
Észak-Kazahsztán	Alsó-kréta — paleogén
Dél-Ukrajna	Eocén
Kárpátok	Júra
Közép-Ázsia	Felső-triász — alsó-júra

A bauxittest mellékközetek rétegtani helyzete és kőzettani sajátosságai

Kárpátok: A triász mészkő karsztos felületére települő bauxitjellegű kőzetet konkordánsan fedi a bajóci mészkő és meszes homokkő.

Közép-Ázsia: Dél-Ferganában a bauxit és a bauxitjellegű kőzetek a felső-szilur mészkő karsztos töbreihez kötötten jelentkeznek és felső-triász korú kőszéntartalmú sorozat települ rájuk. Fergana északkeleti részén a bauxitos összlet éles szögdiszkordanciával települ az alsó-karbon mészkő egyenetlen felszínére. Fölötte a júra kőszéntartalmú összlet legelját képviselő agyagkő települ.

Nyugat- és Közép-Szibéria: A bauxitos üledékek részben mészkő-tömegek karsztos mélyedéseiben, részben a paleozóos és prekambriumi alumoszilikát-kőzetek agyagos mállástermékei fölött található. Ezeket a képződményeket felső-kréta kavicsos-homokos üledékek fedik. A Jeniszej-vonulatban a bauxit a karsztosodott mészkő üregeiben található, illetve a prekambriumi amfibolittal és metadiabázzal érintkező mészkövet kíséri.

Középső-Ural: A bauxit itt olyan szárazföldi eredésű, törmelékes-agyagos kőzetekkel kapcsolatos, melyek a paleozóos porfirít és mészkő-összlet, valamint a raeti tufa- és palarétegek áthalmazott mállási termékei. Fölfelé a szelvényben kaolinit és tavi eredetű szürke és tarka agyag helyettesíti őket. A bauxittartalmú rétegsorra eróziós diszkordanciával felső-kréta (dániai?) tengeri glaukonitos kvarchomok és homokkő települ.

Észak-Kazahsztán: Az Amangeldin-i körzetben a nagyvastagságú bauxitos rétegsor eróziós diszkordanciával a felső-kréta agyagrétegekre, ritkábban paleozóos kőzetek mállástermékeire települ. A vastag bauxitos sorozatot legtöbbször felső-oligocén homokkő és tarka agyag fedi, ugyancsak eróziós diszkordanciával. Az Ubagan-i területen a bauxitos

sorozat júraidőszaki rétegekre, néhol idősebb kőzetek mállási termékeire települ. Fedőjében transzgressziós településű felső-kréta—paleogén agyagos és homokos üledékek vannak. A Teniz-medencének Soindükul körüli részén a bauxit lankás mélyedésekben és kúpalakú üregekben található, paleogén üledékek mállási termékei fölött és tarka alsó-miocén agyag alatt.

Dél-Ukrajna: Itt a bauxit általában közvetlenül települ prekambriumi átalakult kőzetek (amfibolit és szerpentin) mállási termékeire. Másutt a bauxit paleogén agyagon fekszik. Fedője paleogén és neogén agyag, aleurolit és márga (1. ábra).

A bauxittelepek szerkezete és alakja

A paleozóikum geoszinklinális-típusú, jól körülhatárolt, rétegzett, több bauxitfajta tartalmazó, de tisztán bauxitból álló egyszerű telepeitől eltérően, a mezo- és kainozóos telepek felépítése, összetétele és alakja is sokkal bonyolultabb. Az utóbbiak két fő típusba oszthatók: 1. az első teleptípus az ősi felszín, többnyire karsztos eredetű, ritkábban eróziós mélyedéseiben található; 2. a második típus lencsealakú telepei mállási termékekkel kapcsolatosan jelentkeznek, és a környező üledékekkel bonyolult összefüggést mutatnak. Ismeretes egy olyan — átmeneti — teleptípus is, mikor a bauxit az idős térszín mélyedéseibe áthalmozott mállási termékekkel áll közvetlen kapcsolatban.

Mindegyik teleptípusnak jellegzetes tulajdonsága, hogy a bauxit agyagos kőzetekhez kapcsolódik, rendszerint az agyag és bauxit közti, átmeneti összetételű üledékek közvetítésével. Ezeket bauxitos agyagnak, illetve agyagos (argillites) bauxitnak nevezhetjük, aszerint, hogy az üledékekben hidrargillit vagy alumogél formájában megjelenő szabad alumíniumoxid milyen mennyiségű.

A bauxitos üledéksoron belül maga a bauxittest mindig lencsealakú. A bauxitlencsék változatos alakúak, kiékelődésük egyszerűbb, vagy bonyolultabb formájú lehet. A lencsét általában kétszerdomború vagy homorú-domború felület határolja. Az utóbbi esetben a határ-felület domború része a karsztos mélyedés felé mutat. Kialakulása azzal magyarázható, hogy a karsztformák továbbmélyülése során a bauxitlencse képlékeny alakváltozást szenvedett. A bauxittest határa lehet éles, ha a bauxit és az agyag közvetlenül érintkezik. Az ilyen előfordulások viszonylag ritkák. Ha a bauxit a szabad alumíniumoxid-tartalom csökkenésével fokozatosan megy át az agyagba, a lencse határa elmosódott. Ilyen a Középső-Ural keleti oldalán levő Szokolov-bauxittelep is (4. ábra). Rétegsora alulról fölfelé a következő: 1. tarka agyag, 2. bauxitos agyag, 3. agyagos bauxit, 4. pizolitos bauxit, 5. bauxitos agyag.

A bauxitösszlet felépítése Kazahsztán felső-tobolszki telepein a

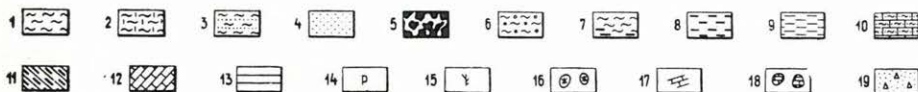
következő: 1. vörös foltos, ritkábban szürke vagy sötétszürke-fekete kaolinites agyag, szenesedett famaradványokkal, 2. tömött, morzsolódó és agyagos bauxit, közbetelepült bauxitos és kaolinites agyaggal, részben kőszenes bauxittal, 3. olivzöld, szürke és rózsaszínű agyag szenesedett növénymaradványokkal.

A bauxit és a vele kapcsolatos üledékek rendszerint a környező területről származó törmelékanyagot is tartalmaznak, változó mennyiségben és a mállottság különböző fokozataiban. A mezo- és kainozóos telepek jellegzetes kísérői a finomeloszlású kőszenes agyagok, a szenesedett növényi töredékek és a fosszilis fatörzsek. Érdekességként megemlíthetjük, hogy e szenes anyagok hamuja csaknem 75% alumíniumoxidot tartalmaz. Elég sok telepben megtalálható egy sajátságos szenes bauxit, amelynek kaolinites-szenes alapanyagában elszórta hidrargillit-pizolitok vannak.

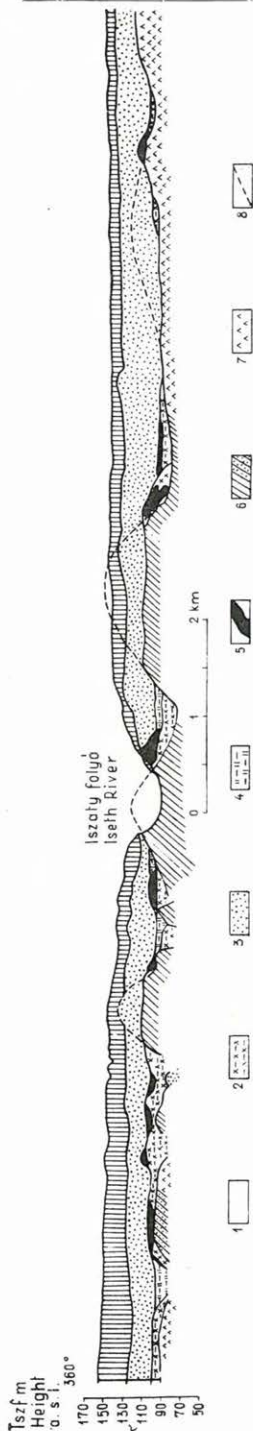
A legjobb minőségű bauxit a lencse központi részére, vagyis a bauxittest tengelyrészére korlátozódik. Belső szerkezetét tekintve a bauxittest állhat egyetlen lencséből, melyet nem ipari minőségű kaolinites-hidrargillites kőzet, illetve jellegzetes agyag vesz körül, de több lencséből is összetevődhet, melyeket bauxitos és közönséges agyag választ el egymástól. Általában a bauxit és az agyag között fokozatos átmenet van, mely a legjellegzetesebben a bauxittest határán, a mélyedés pereme mentén mutatkozik. A bauxitképződmény és a bauxitosodás előtti térszín meghatározott helyzeti kapcsolatot mutat. Karszt-típusú telepeknél a bauxitlencsék rendszerint úgy helyezkednek el, hogy tengelyvonalaik metszéspontja a töbör középpontjával esik egybe. Eróziós mélyedések, tómedencék stb. esetében a bauxittelep a medenceperemi lejtő magasabb részére korlátozódik. Egyes különleges esetekben — például kisméretű karsztüregyeknél — a bauxit a mélyedést teljesen kitölti, és a telepben nyoma sincs ilyenkor bauxitos vagy közönséges agyagnak.

1. ábra. A Szovjetunió néhány mezo-kainozóos bauxittelepének összevont szelvénye (VOLKOV, A. N. és BOGOLEPOV, K. P. szerint).

- | | |
|------------------------------|-----------------------|
| A = Primugodzsari telepek | } Amangeldini telepek |
| B = Kusmuruni telepek | |
| C = Karsztmélyedések telepei | |
| D = Rétegszerű lencsék | |
| E = Jeniszej-vonulat telepei | |

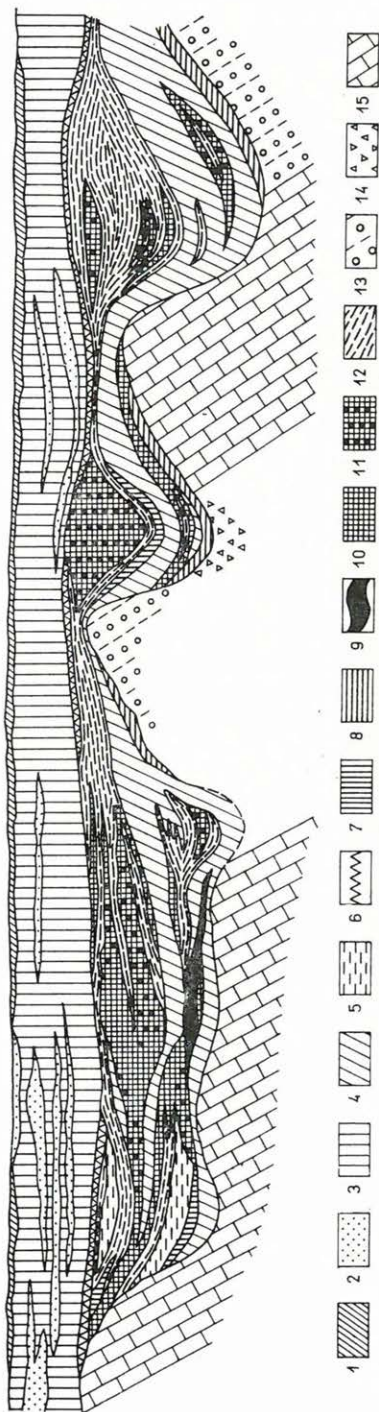


Jelmagyarázat: 1. kaolinos agyag, 2. tarka agyag, 3. homokos agyag, 4. homok, laza homokkő, 5. szilárd és morzsalékos bauxit, 6. bauxitos agyag, 7. kőszenes, szürke és fekete agyag, 8. kőszéntelepes rétegsor, 9. túlnyomóan hidrocillámos agyag, 10. homokos márga, 11. júra kőszéntelepes rétegsor, 12. paleozóos mészkő, 13. mállási kéreg, 14. pirit, 15. növényi maradványok, 16. vasas jelleg, 17. meszes ség, 18. mészkőtörmelék, 19. homok. kavicsos



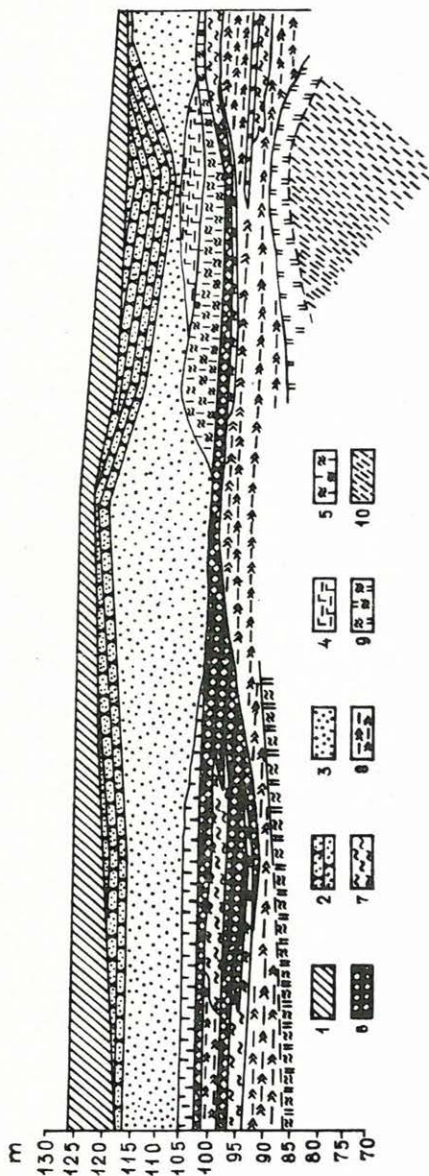
2. ábra. A Kőzepő-Ural bauxitterületeinek földtani szelvénye.

Jelmagyarázat: 1. agyagos homok és homokkő (kainozóos), 2. tarka agyag (felső-kréta), 3. homok, homokkő (felső-kréta), 4. szürke agyag (alsó-, felső-kréta), 5. bauxit és bauxitos közetek (alsó-kréta), 6. agyagpala és homokkő (alsó-, felső-triász), 7. porfirrit (devon), 8. ősi térszín.



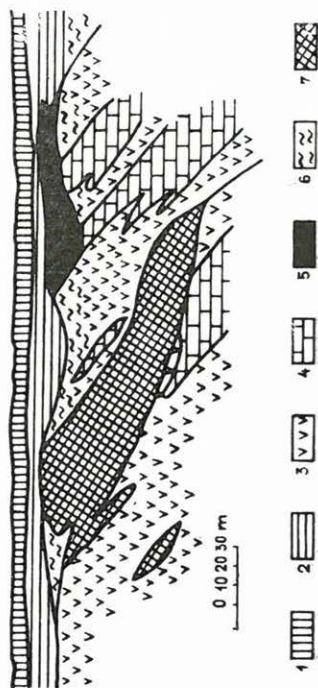
3. ábra. Kazahsztáni bauxitterületek földtani szelvénye.

Jelmagyarázat: 1. agyagos talajtakaró, 2. homok, 3. rétegzetlen szárazföldi agyag, 4. rétegzetlen tarka agyag, 5. lignites agyag, 6. aligillites agyag, 7. alumohematit-báriumematit, 8. mészkő mállási kéreg, 9. hidrogoethit-ilmonit, 10. szürkésfehér, laza bauxit, 11. tömör, vörös és barna vastas bauxit, 12. szürkésfehér bauxitos agyag lignittel, 13. homokos márga, 14. áthalmazott mállási kéreg, 15. mészkő.



4. ábra. A szokolovszki bauxitlelep szelvénye VAHROMEJJEV, V. A. szerint.

Jelmagyarázat: 1. negyedidőszak, 2—4. felső- és alsó-kréta, 6—9. alsó-kréta, 10. triász.



5. ábra. Földtani szelvény Dél-Ukrajna egyik bauxitlepén keresztül (TOPORKOV, D. D. és mások után).

Jelmagyarázat: 1. löszös agyagtalaj és homokos agyag (negyedkori), 2. homokkő (neogén és paleogén), 3. tufa, tufás homokkő és agglomerátum (karbon), 4. mészkő (karbon), 5. bauxit és bauxitos agyag (alsó-kréta), 6. mállott felszínű effuzív kőzetek, 7. mágnesvasérc.

Nyugat-Szibéria területén a bauxitos rétegsorok a mélyedések emelkedő oldalaira települnek és a mélyebb részeken szürke agyagos üledékekbe mennek át. Dél-Ukrajna bauxitelőfordulásain az ércetest általában ugyancsak a magasabb helyzetű lejtőkön található, de a bauxitanyag itt gyakran a mélyedés belseje felé is folytatódik és azt teljesen kitölti. Néhány bauxitterület és telep jellegzetes szelvénye a 2, 3, 4, 5. ábrán található.

A bauxittek felépítése, kőzettani és ásványtani összetétele

A bauxit szó pontos földtani értelmezése mindmáig hiányzik. Ezért a Szovjetunióban egyelőre olyan kőzeteket neveznek bauxitnak, melyek szabad alumíniumoxidot tartalmaznak és megfelelnek az alumínium nyersanyagaira vonatkozó állami szabványoknak. A következőkben magunk is e meghatározást vesszük alapul.

A Szovjetunió mezo- és kainozóos bauxitjai fizikai sajátságai, telepalkatuk és részben ásványtani összetételük alapján három csoportba oszthatók: tömör (szilárd), laza (széteső) és agyagos (argillites) csoportba. (Egyes kutatók még további csoportokat is megkülönböztetnek.) A fenti kifejezések önként értetődnek, így részletesebb magyarázatukra nincs szükség. Az egyes bauxitfajták elkülönítését alapos és általános érvényűnek elfogadott jellemzés hiányában egységesíteni nem lehet. Képződésüket is más és más módon értelmezik. Vannak, akik a fenti bauxit-típusoknak fácies-jelleget tulajdonítanak, mivel szerintük az egyes mélyedések területén ezek egy bizonyos meghatározott sorrendben követik egymást, a peremi résztől a töbrök aljáig. Az alábbi következtetéseket a bauxitféleségek fizikai és kémiai sajátságaira vonatkozó saját tanulmányaink alapján vontuk le.

Az egyes ércfajták közötti különbséget véleményünk szerint az eredeti üledék felhalmozódási körülményeiben és a reá ható másodlagos folyamatokban fennálló eltérések okozták. A jelenlegi körülmények között, megfelelő földtani adatok híján, nehéz lenne eldönteni, hogy a két tényező közül melyik volt fontosabb az egyes változatok elkülönülése szempontjából, de vitathatatlan, hogy a másodlagos folyamatok is igen fontos szerepet játszottak ebben. Az egyes bauxitféleségek a következő sorrendbe állíthatók: tömött, szilárd → „rothadt” szilárd → morzsalékos (szétesett szilárd) → agyagos bauxit. A két utóbbi típust az különíti el egymástól, hogy a tömött bauxit törmelékét különböző mennyiségben tartalmazzák. Ha a bauxitban sok ilyen törmelék van, akkor morzsalékosnak nevezzük, ha kevesebb, agyagosnak. A fenti sorrend tehát a bauxit fokozatos mechanikai felaprózódására és az arra következő kémiai elváltozásra, az ún. debauxitizáció (bauxit-lebomlás) folyamatára

utal. A bauxitlepek jellemző sajátossága, hogy a fentemlített ércfélések olyan szoros térbeli kapcsolatban állnak, hogy az egyes változatok határait megadni gyakorlatilag lehetetlen.

A debauxitizációt a telepen áramló talajvíz okozhatja. Ennek kémhatása többnyire savas, a bauxitban található nagyobb mennyiségű szerves anyag, szenesedett fa és más növényi törmelék hatására. A szilárd, tömött bauxitfajták fő tömegét alkotó kriptokristályos és géles hidrargillit metastabil jellege kedvező a bauxitanyag és a kovasavas oldatok kölcsönhatása szempontjából. A változások főképpen a kaolinit képződését segítik elő. A bauxitkezelés után is folytatódó karsztosodás elősegíti a talajvíz áramlását, s így a fenti átalakulásokat is gyorsítja. A karsztmélyedések, amelyek sok esetben meghatározzák a mezo- és kainozóos bauxitlepek felhalmozódási helyét, gyakran továbbmélyülnek, s ez az érctelepek szétszakadásához, szétmorzsolódásához, megsüllyedéséhez vezet. E folyamatok nem zárják ki az erőművi úton történő újrakeveredést, illetőleg a nem-bauxitos üledékanyagok a bauxittelepbe való beszállítódását. A másodlagos átalakulás során a bauxit minősége romlik, sőt bizonyos esetekben az ipari minőségi határ alá süllyed.

A szovjet mezo- és kainozóos bauxitok jellegzetes, szembeszőkö tulajdonsága a pizolitos, ritkábban oolitos szövet. Gyakori az áltörmelékes, álbrecsás és más szövetféleség is.

A szabad alumíniumoxid csaknem mindegyik mezo- és kainozóos bauxittelepben hidrargillit alakjában mutatkozik. A hidrargillit mellett csaknem mindenütt van kis mennyiségű böhmít és korund is. Csak Közép-Ázsia és a Kárpátok területén jelentkezik a diaszpor kőzetalkotó mennyiségben.

Az 1. sz. táblázat néhány bauxittelep %-os ásványtani összetételét mutatja be.

1. sz. táblázat

Telep neve	Alumoszilikát-hidrát	Hidrargillit	Böhmít	Korund	Alumogéthit
Jeniszej	6,0	31,0	10,0	4,5	2,0
Dél-Ukrajna	17,0	55,0	14,0	—	3,0
Észak-Kazahsztán	26,0	54,0	—	2,0	—

Megállapításunk szerint a korund jelenléte a pizolitos szövetű, mállás nyomát nem mutató, monolitos bauxitokra jellemző. Ez az ásvány az alumogél normális öregedési folyamata során keletkezik, ha a körülmények a hidratáció lehetőségét kizárják. Az üledékes eredetű korund rendkívül labilis és könnyen hidratálódik. A mezo- és kainozóos hidrargillites bauxitok ásványtani összetétele szegényesebb, mint a paleozóos

diaszporos típusoké. Szerző ezt azzal magyarázza, hogy az előbbieket eredeti anyaga kevésbé kristályosodott át, mint az utóbbiaké. A bauxitanyag főtömege a mezo- és kainozóos telepeken erősen diszperz, sőt kolloid állapotban van. Ezt igazolja a kazahsztáni Amangeldin-telep pizolitmentes morzsalékos bauxitjának („busenit”) szemcsenagyságeeloszlása is (2. sz. táblázat).

2. sz. táblázat

Szemcsenagyságszítaszövekszám-ban	Gyakoriság %	Vegyi összetétel %-ban							
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO ₂	MgO	izzítási vesztt.	Összesen
+ 50	8,33	1,40	61,70	1,90	1,35	—	—	32,50	98,85
+ 80	0,79								
+ 250	5,96	5,73	56,40	3,60	2,36	—	—	30,40	98,49
+ 340	7,13	6,25	56,50	3,20	2,30	—	—	30,26	98,51
— 340	77,06	6,67	57,10	4,20	2,60	—	—	28,60	99,17

A táblázat azt mutatja, hogy az ásványos elegyrészek legnagyobb része a 0,042 mm-es szemcsenagysági kategóriába esik. A szemcsenagyság növekedésével csökken a kovásv és az alumoszilikátok — halloysit és kaolinit — aránya.

A fenti telep bauxitos részéből vett minták átlagos szemcsenagysági, ásványtani és kémiai összetételét a 3. sz. táblázat mutatja. A kovásv- és alumoszilikát-tartalom változása a szemcsenagyság függvényében itt különösen szépen látszik.

3. sz. táblázat

Szemcsenagyságszítaszövekszám-ban	Gyakoriság %	Vegyi összetétel %-ban							Kaolinit	Hidrargillit
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	izzítási vesztt.	Összesen	tartalom %		
—15 +3	27,2	6,75	47,21	15,53	2,53	25,75	97,75	14,0	64,0	
— 3 +0,21	31,2	11,87	48,07	11,67	2,44	23,65	97,70	25,5	58,0	
— 0,21+0,061	7,4	14,68	44,22	10,80	2,3	24,13	96,13	31,6	48,6	
— 0,061	34,2	16,08	43,38	10,70	2,51	23,56	96,23	34,6	45,5	

Az említetteken kívül a mezo-kainozóos bauxitok jellegzetes kőzetalkotó ásványának kell tekinteni a szideritet és goethitet is. A paleozóos bauxitokban a vas főként hematit és hidrohematit alakjában van jelen. Szilárd oldat jellegű ásványok (alumogoethit, alumohematit és alumomaghemit) jelenlétét a mezo- és kainozóos bauxitokban elsőként magunk mutattuk ki. Később IBERG is felismerte a fenti alkotórészeket a görögországi bauxitokban és GREENBERG is megtalálta közelebről

meg nem nevezett telepeken. Ezek az ásványok a paleozóos diaszporos bauxitokra nem jellemzők. Mint már említettük, a mezo- és kainozóos bauxitokban a környező területek közettörmelék-anyaga meglehetősen gyakran jelentkezik. Ezen a törmelékanyagon az elváltozás (mállás) különböző fokozatai ismerhetők fel. A földpát és amfibol hidrargillites mállását, valamint a kvarc, turmalin és néhány más ásvány hidrargillitté, szideritté és vashidroxidokká alakulását már ismertettük.

A mezo- és kainozóos bauxit összetételének és telepalkatának néhány jellegzetessége

A bauxittelepekkel és felépítésükkel foglalkozó tanulmányaiban szerző a telepek fejlődésének két szakaszát különböztette meg: a bauxitanyag leülepedését és a bauxitosodást. Az első szakasz az üledék felhalmozódásának, közettéválásának és kristályosodásának földtani, geokémiai és ásványtani hatásokból összetevődő folyamatát jelenti. Ebben a szakaszban a bauxit vegyi összetétele még pontosan megegyezik az elsődleges üledékével. Az általánosan elfogadott elképzelés szerint, melyet legvilágosabban SZTRAHOV, N. M. fejtett ki 1953-ban, ez a szakasz az üledékképződés és a kezdeti diagenezis fázisainak felel meg. Sajnos, igen ritkán van alkalmunk a bauxitot ebben az állapotában, természetes és tiszta alakban megfigyelni. A második szakasz, a bauxitosodás fokozata, SZTRAHOV, N. M. szerint magába foglalja az epigenezist, egyes esetekben a metamorfózist is, és a mállás jelenségeit. Ezt a második szakaszt tárják elénk a geológus számára általában hozzáférhető bauxittelepek, amelyek az iparilag felhasznált bauxitot is adják. A másodlagos elváltozási folyamatok a mezo- és kainozóos telepeken különösen jól érzékelhetők. A másodlagos folyamatoknál több fő irányzat ismerhető fel. Ezek egyikének gyakorlatilag igen fontos következménye a debauxitizáció, azaz a bauxit minőségi romlása. A folyamat fő jellemzői a kaolinitesedés és szideritesedés. A másodlagos elváltozások zömét a bauxittestben áramló talajvíz és csapadék hozza létre. Az elváltozás jellege függ azoknak a kőzeteknek az összetételétől is, melyeken keresztül a víz a bauxittesthez jut. A víz összetételének időbeli ingadozásaitól függően az elváltozási folyamatok felválthatják egymást, illetve egymásra halmozódhatnak. Az említett változások természetbeni lefolyására más tényezők is hatnak: a talajvízszint állandóságának időtartama, az elsődleges üledék fizikai állapota, porozitása, összetöredezettessége stb.

A kazahsztáni Amangeldin-bauxittelepre pl. gipszes-sós tavi üledékek települnek. Itt a nagy kovasavtartalmú talajvíz kedvező körülmények között, jó vízvezetés mellett a bauxit erőteljes kaolinitesedéséhez, helyi gipszesedéséhez, alunitosodásához és meszesedéséhez vezet. A Krasz-

nooktjabrszk (Vörös Október) és a Kusmurun-telepeken, ahol kőszéntartalmú a fedő, a bauxitban erős szideritesedés és részleges piritesedés lép fel. Ezeknek az elváltozásoknak másodlagos voltát vitathatatlanul igazolja a kaolinit, halloysit, gipsz, sziderit és pirit eres, fészkes-csomós megjelenése. A másodlagos folyamatok az elsődleges ásványok átalakulásán és a vasoxidok redukcióján kívül egyes elemek átcsoportosulását is okozzák. A kvarcsemcsék feloldódnak és a gibbsittel lépnek reakcióba. Az oldatba kerülő kovasav kaolinit és más hidroalumoszilikátok képződésére vezet. Ezzel egyidejűleg folyik az alumíniumoxid migrációja is, a bauxittestet átjáró számos hidrargillit-ér tanúsága szerint. Az ilyen típusú másodlagos elváltozás általában nem bontja meg a kémiai elemek egyensúlyát, csak az ásványtani összetételt módosítja. Gyakorik azonban az olyan esetek is, melyekben az egész bauxittestet átváltozik és valami más üledék lesz belőle.

Bauxitképződési elméletek

Felfogásunk szerint a Szovjetunió mezo-kainozóos bauxitlepei a táblás teletípusba tartoznak. A szabad alumíniumoxihidrát fő tömegének ásványos megjelenését tekintve, csaknem minden mezo-, illetve kainozóos bauxitunk trihidrátos, azaz hidrargillites. Az elvéve hozzákeveredő korund és böhmít nem ad alapot a megkülönböztetésre. Közép-Ázsiában és a Kárpátokban ismerünk csak más összetételű (monohidrátos vagyis diaszporos) telepeket. Ezek iparilag jelentéktelen méretűek.

A kutatók nagy többsége szerint a Szovjetunió mezo- és kainozóos bauxitjai üledékes eredetűek, s szárazföldi vagy közel szárazföldi körülmények között keletkeztek (lagunákban, öblökben, a szárazföldre messzire benyúló peremi tavakban). Ilyen a Jeniszej-vonulat, a Szalair, Kazahsztán egynémely bauxitlepe és az urali kamenszki telepek. A mezo-kainozóos bauxitokat — az egyéb bauxitokhoz hasonlóan — csaknem minden geológus vegyi eredésű, nagyrészt kolloid-anyagú képződménynek tartja. Az utóbbi években azonban több kutató ellenvéleményt fejtett ki, s vitatták, vagy éppen elvetették a vegyi-üledékes képződés elméletét. Érdemes ezt a vitát röviden ismertetni.

GLADKOVSKIJ és SAROVA felfogása szerint a Szovjetunió és Ázsia alsó-kréta kori bauxitlepei elsősorban az ősi bauxit-lateritek erőművi áthalmazásából származnak és csak részben vegyi eredetűek. A pizolitok képviselik szerintük a homok- és kavics-méretű törmelék-semcséket.

Elméletük gyenge pontja, hogy jelenleg sehol sem ismerünk elsődleges bauxit-laterites területeket. Ami a bauxitanyag erőművi szállítását illeti, ez a gondolat nem új. MALJAVKIN, R. F. már 1937-ben felvetette, hogy a törmelékállapotban való szállítás a bauxitképződés leg-

fontosabb módja. Kézenfekvő az az elképzelés, hogy a bauxit felépítésében résztvevő anyag nemcsak oldott állapotban, hanem szuszpenzió formájában is szállítható, hiszen csaknem elképzelhetetlen, hogy a két szállítási mód közül akármelyik kizárta volna a másikat. Az a feltevés azonban, hogy Ázsia óriási területén a krétaidőszaki bauxit mindenütt valamilyen ősi bauxit-laterit áthalmazódása révén jött volna létre, erőltetettnek tűnik. A pizolitok kavics- és homokszemcsékként való értelmezése is ellentmond a megfigyelt tényeknek.

KROTOV (1958) egészen más bauxitképződési elméletet ismertetett. Következtetései az uralhegységi Szokolov-telep kréta bauxitjának vizsgálatán alapulnak. Véleménye szerint az ottani bauxit kaolinitedett diabáz és porfirit-törmelékeknek alumíniumhidráttal helyettesített anyagából származik. A felismerhető törmelékes jelleg arra a gondolatra vezette KROTOV-ot, hogy a bauxit változatos szemcsenyag-ságú mechanikai törmelékből keletkezett, melyet időszakos vízfolyások szállítottak. Ez a hordalékanyag nyilván a laterites mállás előrehaladásával alakult át jelenlegi állapotába — bár erről KROTOV nem beszél világosan.

Noha KROTOV hangsúlyozza, hogy „lehetetlen ezeket a termékeket a laterites mállás ismert teleptípusai közé besorolni”, lényegében ő is a laterites elmélet vonalán mozog. Laterites eredet esetén a bauxittelepben lateritszelvényt és ennek megfelelő elemeloszlást kellene találni, a valóságban azonban nem ez a helyzet.

ARHANGELSZKIJ, A. D. — az üledékes-vegyi bauxitképződési elmélet megalkotója — elképzeléseivel kapcsolatban már 1957-ben megjegyeztük, hogy a mezo-kainozóos bauxitok kizárólag vegyi képződésének feltételezése ellentmond a megfigyelési tényeknek. Mint fent láttuk, mesterséges környezeti feltételek nélkül nehezen képzelhető el, hogy a Föld felszínén a vegyi oldatok teljesen tisztán, lebegő törmelékanyagoktól mentesen szállíthatódnak. Kazahsztán, a Jeniszej-vonulat és Dél-Ukrajna bauxitterületeiről ismertettük már a szárazföldi törmelékanyag átalakulásának különböző stádiumait. A bauxit túlnyomó részében megtalálhatók a vegyi üledékek jellegzetes vonásai; mind a szövetszerkezeti bélyegek, mind az ásványtársulás jellegei vegyi üledékképződésre mutatnak. A törmelékanyag általában igen kevés, de mennyisége a bauxit által kitöltött mélyedés pereme felé haladva, növekszik. Feltételezésünk szerint az üledékgyűjtő medencébe érkező üledékanyag fizikai állapota szélsőségesen változatos, s egyaránt tartalmaz valódi és kolloid oldatokat, fémtartalmú szerves vegyületeket, szuszpenziókat, továbbá a mállás különböző stádiumában levő, a mállási kéregből és a talajtakaróból származó kőzettörmeléket.

Az anyagok felhalmozásában az időszakos és állandó vízfolyásokon és a töbör oldalain átszivárgó talajvizeken kívül szerepet játszott a medenceperemi kőzetek lepusztulása is. A nagy koncentrációjú alumínium-

tartalmú oldatok jelenlétében a törmelékanyag a lehető legnagyobb mértékben elváltozott. Ez a folyamat — hidrargillitesedés, oxidos ásványok és vashidroxidok képződése révén — igen gyakran az eredeti törmelékanyag teljes „feloldódásához” vezetett. Kevésbé tömény oldatok és kémiaiilag különlegesen passzív törmelékanyag esetén a törmelék részben meg is maradhatott (kovapala-törmelékek a tatárföldi és szerpentes pala a dél-ukrán telepeken). Bizonyos esetekben (Pit folyó medencéje) speciális kvarcbauxit is keletkezhetik. Az eredeti, bauxitos üledék összetételét erősen befolyásolja az alumíniumoxid vegyileg oldott és törmelékes úton szállított típusainak aránya. A törmelékanyag „asszimilációjára” vezető folyamatoknak semmi közük a laterites málláshoz, ezek inkább metasomatikus jellegűek.

Mint fent említettük, mezo-kainozóos, táblás típusú bauxitlepeink azokon a területeken találhatóak, ahol mállástermékek — s elsősorban kaolinos összetételű mállástermékek — kialakulására lehetőség nyílt. A bauxit mindenütt agyaggal együtt jelentkezik, s ahhoz gyakran átmeneti összetételű üledékekkel kapcsolódik. Ilyesféle települési viszony esetén könnyen felvetődik a két anyag közötti genetikai rokonság kérdése.

A bauxitkutatók érdeklődését már régen foglalkoztatja az a kérdés, hogy milyen kapcsolat van a bauxit és a szabad alumíniumhidrátok, illetve a kaolinites agyag és a hidratált alumíniumszilikátok között. Az agyag kovasavtalanodásának feltevése jelenleg egyre inkább teret hódít. ALLEN, W. és sok más kutató szerint a kaolinit kovasavtalanodása és a rákövetkező hidrargillitképződés tekinthető a bauxitosodás voltaképpeni folyamatának. A kaolinit kovasavtalanodását különböző, jól ismert folyamatokra vezetik vissza, melyeket nem szükséges itt részletezni. Az utóbbi években a kutatók az üledékes medencékben végbemenő hidrolízisnek és dialízisnek (KELLER), a leszálló vizek által való kioldásnak (ALLEN, W.), a talajvíz kimosó hatásának (REED), a mocsári kilúgzásnak (KERSTEN) és a savas talajképző folyamatoknak (GORECKIJ) a kovasavtalanításban fontos szerepet tulajdonítottak. GORECKIJ feltételezte, hogy savas talajképződés során kialakuló allitos kéreg válik a bauxitképződés alumíniumoxid-forrásává.

Új adatok és következtetések

A Szovjetunió területén folyó nagyszabású földtani kutatómunka — mely új bauxitlelőhelyek feltárására irányul — csaknem mindig szolgáltat olyan új eredményeket, amelyek a bauxitkeletkezés kérdésére is rávilágítanak. A vegyi-üledékes elméletet — melynek alapját ARHANGELSZKIJ, A. D. akadémikus 25 évvel ezelőtt lefektette — azóta sok új adattal lehetett kiegészíteni, sőt új telepek felfedezésével is alátámasztották az elgondolást.

Sok érv szól azonban amellett, hogy a szabad alumíniumoxid felhalmozódása a nevezett elméletben rögzített formákon kívül a természetben más módon is végbemehet. Az erre utaló adatokat azonban ARHANGELSZKIJ követői közül többen figyelmen kívül hagyták, vagy éppen egészen elvetették. Ide tartozik a bauxitanyag törmelékben való szállításának és a laterites mállásnak a kérdése. A szovjet geológusok számára különösen érdekes, hogy a Szovjetunió területén újabban laterites mállástermékeket ismertek fel. Ezidáig ilyesféle mállástermékeket csak Észak-Onyega területéről, a karbon bauxitlep peremi részéről ismertünk, de ezek laterites jellegét is többen cáfolták. Említettem már, hogy a dél-ukrajnai telepek bauxitja, valamint az ottani amfibolit- és aktinolit-palák tarkán színezett mállástermékei milyen szoros kapcsolatban állnak egymással. Eddig ezeket a mállástermékeket mindig csak az üledékes bauxitképződés timföld-forrásaiként kezelték.

A dél-ukrajnai bauxitlepek egyikén a Szovjetunió Alumínium-Magnézium Intézete a folyó évben kísérleti bányászati termelést indított. Ennek során vitán felül bebizonyosodott, hogy a telep a megszokott értelemben véve, nem üledékes eredetű; vagyis anyaga nem szállítódott a képződés helyére, hanem egyes teleprészek prekambriumi kristályos pala földpátjának és más alumíniumtartalmú ásványainak *in situ* hidrargillitese révén keletkeztek. Az előfordulásnak ezen a részén az alumíniumoxid nagyobb szabású vándorlására (migrációjára) sincs bizonyíték. A telepnek ebből a részéből eddig több ezer tonna kiváló minőségű bauxitot termeltek ki. Ugyanennek a telepnek másik részében viszont a bauxitlep szelvénye csaknem pontosan megegyezik a FOX, MOORE és mások által ismertetett típusos laterites mállási szelvénnel. Ebből a teleprészből is több ezer tonna ércet termeltek már ki.

Végezredményben tehát ma már biztonsággal állíthatjuk, hogy a Szovjetunió területén van laterit-bauxit, amely feltehetően mezokainozóos korú.

IRODALOM

- ARHANGELSZKIJ, A. D. — ARHANGELSZKIJ, N. I. — MAJLAVKIN, SZ. F. — VOLKOV, A. N. 1957: Trudü konferencii po genezisu rud zseleza, marganca i aljuminija. — M.—L., Izd.-vo an SzSzSzR.
- BENESZLAVSZKIJ, SZ. I. — SAROVA, A. K. — GLADKOVSKIJ, A. K. — BUSINSZKIJ, G. I. — GORECKIJ, JU. K. — PASZOVA, F. G. — DENISZEVICS, A. A. — BASZSZ, JU. B. — KARZSAVIN, N. A. — KROTOV, B. P. — et al. 1958: Boksitü, ih mineralogija i genezisz. — Izd.-vo an SzSzSzR.

AZ AZOV-KUBÁNI ÉS A KÖZÉPSŐ-KÁSPI MEDENCE MEZozóIKUMÁNAK KőOLAJ- ÉS FöldGÁZTARTALMA

BROD, I. O.

(Moszkva)

A Kaukázus É-i lejtőjén levő mezozóos üledékekkel kapcsolatban már nagyon régóta ismeretesebb kőolaj- és földgáznyomok. A kutatók egész sora összpontosította figyelmét arra a lehetőségre, hogy a mezozóos üledékekkel kapcsolatosan ipari méretű kőolaj- és földgáz-felhalmozódások fedezhetők fel. A kőolaj-geológusok 1929-ben tartott Össz-szövetségi Értekezletén GUBKIN, M. M. akadémikus kiemelte e probléma nagy jelentőségét. Olyan tartaléknak tekintette a mezozóikumot, amely elősegíti majd a jövőben az előkaukázusi kőolaj-termelés továbbfejlesztését. A Honvédő Háborút megelőző időszakban ULJANOV, A. V., KOROTKOV, SZ. T., IVANCSUK, P. K. és más geológusok nagy figyelmet fordítottak a Kaukázus É-i lejtőjének Ny-i részén található mezozóos üledékek kőolajnyomainak tanulmányozására. A Keleti-Előkaukázusban végzett kutató munkálatok során ez a szempont vezérelte GOLUBJATNYIKOV, V. D., USZPENSZKÁJA, N. J., MUSZAJEV, SZ. I. és más geológusokat is.

A mezozóos üledékekből az első, kisebb mértékű, de határozottan ipari jelentőségű kőolajtelepeket 1944—46-ban a dél-dagesztáni alsókrétában találtuk a Dagesztanzskije ognyi (Dagesztáni tüzek) területén és a Berekej, Duzlak stb. lelőhelyeken.

Az 1947—51-es években a Moszkvai Egyetem kőolaj- és földgáz-földtani és geokémiai tanszéke széleskörű kutatásokat indított az Előkaukázusban a szóbanforgó probléma tisztázására, majd 1951-től kezdve a Szovjetunió Tudományos Akadémiájának komplex déli földtani expedíciója bontakoztatta ki teljesen ezeket a kutatásokat.

A kőolajipari vállalatok által (először Dagesztánban, majd 1951-től a Keleti-Előkaukázus egyéb vidékein) mélyített kutatófúrások egész sor előfordulást tártak fel a Groznij város melletti hegygerinc-nyúlványok és a Keleti-Előkaukázus sztyeppés vidékeinek alsó-kréta, felső-kréta és júra üledékeiben. Ugyanebben az időszakban kezdett kibontakozni a mezozóos üledékek felderítése a Nyugati-Előkaukázusban is. A Kaukázus É-i lejtőjének Ny-i részén — a krasznodári vidéken — alsó-kréta és júra

üledékekben tártak fel kőolajtelepeket. Ezzel egyidejűleg a Nyugati-Előkaukázus síkvidéki részén néhány olyan előfordulást is feltártak az alsó-kréta üledékekben, amelyekhez nagy földgáztelepek kapcsolódtak. A grozniji kőolajfinomító nyersanyagellátása szempontjából különösen nagy jelentősége volt annak, hogy a Terszk-Szunzsenszk-i terület felső-kréta rétegsorában nagykiterjedésű és -hozamú telepeket fedeztek fel.

A földgázipar fejlesztése szempontjából a Krasznodár vidékén — a Jejszk-Szalszk-i területen — levő nagy földgáztelepek feltárása volt nagyon jelentős.

Az eddigi kutatások azt mutatják, hogy az Előkaukázus különböző vidékein a kőolaj- és földgáztelepeknek a rétegtani szelvény valamely eleméhez való kapcsolódása elsősorban az üledékek közettani fácies-jellegével, valamint a különböző vidékek szerkezeti sajátosságaival függ össze. A kőolaj- és földgázfelhalmozódások elterjedésének tanulmányozásából kitűnik, hogy azok lineárisan kinyúló övekkel állanak összefüggésben, melyeket kőolaj- és földgázfelhalmozódási öveknek neveznek.

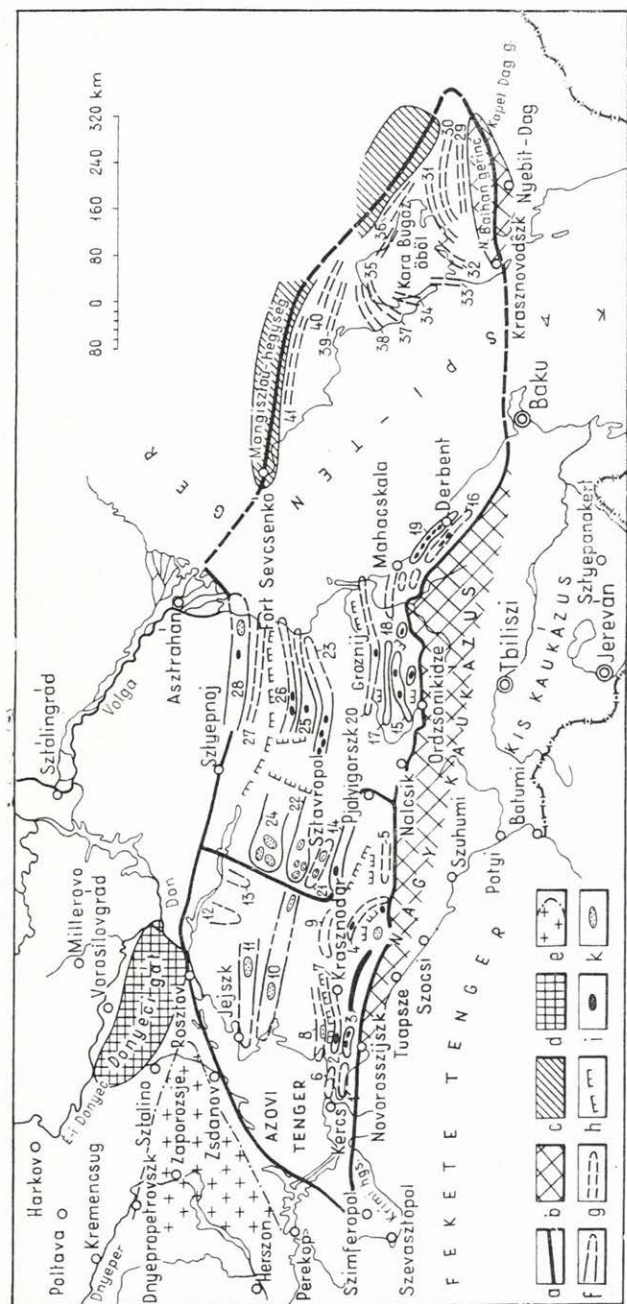
Az utóbbi évek kutatásai kimutatták, hogy a kőolaj- és földgázfelhalmozódási övek az Előkaukázus területén teljesen törvényszerűen jelentkeznek. Ezek az övek a Középső-Káspi és az Azovi medence nagy süllyedékeit határolják. Ez a megállapítás teljesen egybevág a Földünkön található kőolaj- és földgázfelhalmozódások elterjedésében megfigyelt általános törvényszerűségekkel.

A Föld ismert és perspektivikus területeiről újabban készült térképek azt mutatják, hogy valamennyi kőolaj- és földgázfelhalmozódási öv nagy, zárt, süllyedékes területeken belül helyezkedik el. Az összes ismert kőolaj- és földgáztelepek olyan helyi gyűjtőcsapdákkal kapcsolatosak, amelyek az üledékek víznyomás-komplexumainak egyes elemeit képezik. A csapdákat kitöltő kőolaj és földgáz eddigi ismereteink szerint egyensúlyban van a jó áteresztőképességű rétegeket és padokat telítő vízzel.

Az Előkaukázus két kőolaj- és földgázmedencéhez tartozik: az egyik a Ny-on elterülő Azov-Kubán-i, a másik pedig a K-en fekvő Középső-Káspi medence. Az említett medencék olyan előmélyedések és peremi mélyedések övének részeit képezik, amilyenek Euráziában egész hosszúságukban kísérik a fiatal hegység szerkezeti vonalakat.

A földkéregnek azok a nagy, zárt, lesüllyedt területei, amelyeket Azov-Kubán-i és Középső-Káspi kőolaj- és földgázmedencéknek tekintünk, a krími, kaukázusi és a Kubadag-Bolsebalhan-i hegységrendszerek keletkezése kapcsán a miocén-pliocén hegységképző mozgások eredményeképpen jöttek létre. A kőolaj- és földgázmedencék határai hol a hegységek lejtőivel, hol nagy, eltemetett szerkezeti elemek legkiemelkedőbb részeivel függnek össze. Ezek az eltemetett szerkezeti elemek jellegzetes gátak, melyek a földalatti vizek vízváltatóiul szolgálnak.

Délen a Középső-Káspi és az Azov-Kubán-i kőolaj- és földgázmedence határa a kainozóos gyűrt szerkezetek mediterrán övének előíveit



I. ábra. Az Azov-Kubáni és a Középső-Káspi kőolaj- és földgázmedencék átnézetes térképe. — Szerkesztette: BROD, I. O. (1958), a Moszkvai Egyetem és a Szovjetunió Tudományos Akadémiája komplex déli földtani expedíciójának adatai alapján

Jelmagyarázat: a) A kőolaj- és földgázmedencék határai; b) kainozóos gyűrt szerkezetek kibúvási területe; c) mezozoos gyűrt szerkezetek kibúvási területe; d) paleozóos gyűrt szerkezetek kibúvási területe; e) az ukrán pajzs kristályos kőzetek kibúvási területe; f) a Káspai és Földgázmedencék paleozóos antiklinalis övek és esetleges folytatásai; g) feltételezett antiklinalis övek; h) tárolórétegek kiterjedésével összefüggő, feltételezett övek; i) ismert kőolajföldhalmozódások; j) ismert földgázföldhalmozódások; k) ismert földgázföldhalmozódások.

A főbb ismert és feltételezett kőolaj- és földgázföldhalmozódási övek. Az azov-kubáni kőolaj- és földgázmedencék területén: 1. Dél-Taman, 2. Krim-Varenyikov, 3. Abin-Katuga, 4. Kalinyin, 5. Prolov-Cseresz, 6. Észak-Taman, 7. Anaszjev-Troje, 8. Fruzse, 9. Kuban-Labin, 10. Kanyiboloto, 13. Szalj, 14. Nyevinomiszsk, A Kőzép-sziget és a Káspai kőolaj- és földgázmedencék területén: 15. Szunzen, 16. Dny-Dagesztán, 17. Terszk, 18. Narat-Tyubinszk, 19. DK-Dagesztán, 20. Mozdok, 21. Szevgyilejev, 22. Blagodarinyev, 23. Bugyonnij, 24. Kugultin, 25. OzeK-Sarat, 26. Velticsajev, 27. Acsejnyer-Káspi, 28. Promiszlov, 29. Akkun, 30. Kemal-Uzboj, 31. Dél-Karabag, 32. Omcsala, 33. Karsa, 34. Bekdas, 35. Kulan-gurlan, 36. Akkupszk, 37. Birbassz, 38. Mazarlin, 39. Kaundin, 40. Basmagurla, 41. Uzeny.

képező krimi, kaukázusi és Kubadag-Bolsebalhan-i hegységvonulatok É-i lejtőin húzódik. A Káspi-tengerben az Apseron-i küszöb választja el a Középső-Káspi medencét a Dél-Káspi medencétől. DK-en és ÉK-en — a Káspi-tengeren túli vidéken — a Tuarkir és Mangiszlak mezozóos hegységek a medence határai. Az Előkaukázusban mindkét medencét a Karpinszkoje-i betemetett dombvonulat határolja É felől. Az Azov-Kubán-i medence Ny-i részén az azovi kristályos masszívum lejtői képezik a medence É-i határát. Ny-on egy harántirányú kiemelkedés választja el az Azov-Kubán-i medencét a nyugat-fekete-tengeri medencétől, mely a Krim-félsziget magasabb pontján, a Perekop-i öblön és Kahovkán halad keresztül. Az Azov-Kubán-i és a Középső-Káspi medencék közti határ a Sztavropol-i észak—déli irányú vonulattal kapcsolatos. Ez a határ az Észak-Sztavropol-i és a Kugultin-i magaslatokat Ny felől lehatároló lépcső mentén húzódik. A Sztavropol-vidék É-i része egységesen KÉK-i irányban dől; ennek következtében a Középső-Káspi kőolaj- és földgáz-medencéhez tartozik. A Ny-i szerkezeti lépcső D-i peremétől a medence határa a Nyevinnomiszki antiklinórium boltozatának legkiemelkedőbb részét követi egészen addig a lépcsőig, amely K-ről határolja a Sztavropol-vidék D-i részét. A Nyevinnomiszki antiklinórium és a Belomecset-i szinklinális tengelyei Ny felé dőlnek, ami a Sztavropol-vidék D-i részének az Azov-Kubán-i medencéhez való tartozását határozza meg.

Az Azov-Kubán-i és a Középső-Káspi medence képződési viszonyai földtani felépítésük fő vonásait és a kőolaj- és földgázfelhalmozódások elterjedésének törvényszerűségeit is meghatározzák.

Mindkét medence D-i szegélye meredek és a kaukázusi hegység-szerkezethez tartozó bonyolult felépítésű, hosszirányban húzódó előredőkből áll. A medencék táblás lejtői az idősebb Orosz-tábla peremi részét képező fiatal epiherciniai táblával állanak összefüggésben. A két medence táblás lejtőjének talapzatát É-on az erősen diszlokálódott paleozóikum alkotja. Az említett paleozóos szerkezeti övektől közvetlenül D-re a talapzatot a középső-káspi és az azovi táblák képviselik, amelyek a Föld felszínén jelenkori tengeri medencék formájában jelentkeznek.

Az Azov-Kubán-i és a Középső-Káspi medencék K-i részét az Észak-Káspi medencétől elválasztó földalatti gátként a donyeci gyűrt övek DK-i folytatását képező Karpinszkoje-i betemetett dombvonulat legkiemelkedőbb része szolgál. A süllyedék kaukázusi lejtőjén kialakuló hidraulikus nyomás és a táblás lejtő dőlése közti összefüggés határozza meg a két medence mezo-kainozóos rétegsorában levő kőolaj- és földgázfelhalmozódások geológiai viszonyait, illetve azt, hogy egyáltalán vannak ilyen felhalmozódások a medencékben.

Az Előkaukázus mezozóos üledékei között egész sor olyan rétegösszletet ismerünk, amelyek homokkövekből, aleurolitokból és agyagos kőzetekből állanak. A finomszemű agyagos és aleurolitos üledéksorban szerves anyagokat és bitument tartalmazó kőzeteket mutattak ki. A

bitumenanyagok elterjedési viszonya alapján ezek anyakőzetnek tekinthetők. Az anyakőzetek közé iktatódott és mindvégig vízzel telített, jó áteresztő képességű rétegek a mozgó szénhidrogének természetes gyűjtő- és tárolókőzeteiként szolgálhatnak.

Az olyan mezozóos üledékösszleteket, amelyek egyrészt bituméntartalmú anyakőzeteket, másrészt pedig jó áteresztő képességű kőzeteket tartalmaznak, szingenetikus kőolaj- és földgáztárolóknak nevezzük. A mezozóikumban olyan szárazföldi eredetű és karbonátos összletek is találhatóak, amelyek bitumenes anyakőzeteket nem tartalmaznak és néha mégis kőolaj- és földgáztartalmúak. Ezeket epigenetikus kőolaj- és földgáztároló rétegsoroknak nevezzük.

A mezozóos üledékek a Kaukázus É-i lejtőjének Ny-i és K-i részén fejlődtek ki a legjobban, ahol teljes vastagságuk helyenként a 10 km-t is meghaladja. A Középső-Káspi medence táblás szegélyén középső-, felső-júra és kréta üledékek ismeretesek, amelyek teljes vastagsága másfélezer méter felett van. Az Azov-Kubán-i medence táblás szegélyén csak kréta üledékeket ismerünk, ezek vastagsága 1000 m-ig terjed.

A júra üledékeket az Előkaukázusban az alsó- és felső-júra terrigén képződményei és a felső-júra mészköves-dolomitos rétegsora képviseli. Legnagyobb vastagságukat a Kaukázus É-i lejtőjének keleti és legnyugatibb részén érik el, ahol geoszinklinális-viszonyok között rakódtak le. É-i irányban hirtelen csökken az üledékvastagság. Észak felé először az alsó-, majd a felső-júra üledékei maradnak ki a szelvényből, végül az Azov-Kubán-i medence táblás lejtőjének legnagyobb részén s a Középső-Káspi medencében (Sztavropol-vidék) már a középső-júra üledékeket sem találjuk meg.

A júra tárolórétegek felszíni vízutánpótlási területeiként e kőzetek természetes kibúvási szolgálnak a Kaukázus É-i lejtője mentén.

A középső-júra üledékekben, a szelvény agyagos és aleuritos rétegeibe zártan, aránylag nagy mennyiségben található szerves anyag, többek között bitumen is. Ebben a rétegsorban, melynek vastagsága az É-i lejtő K-i részén meghaladja a 3000 m-t, kétségtelenül bitumen-képződési folyamatok mentek végbe. A júra üledékekben általában agyagos, agyagos-aleuritos, homokos és homokos-aleuritos kőzetek váltakozó települése figyelhető meg. A Keleti-Előkaukázus táblás lejtőjén és a Nyugati-Előkaukázus gyűrt szegélyén az utóbbiakhoz több kőolajtelep kapcsolódik. Az Előkaukázusra vonatkozóan regionális elterjedésű, szingenetikus kőolaj- és földgáztároló rétegsornak tekinthetjük a júra üledékeit.

A felső-júra rétegsor leginkább a Kaukázus É-i lejtőjén terjedt el. Az Előkaukázus É-i lejtőjének K-i és Ny-i részén tengeri és lagunás, karbonátos üledékek képviselik (legnagyobb vastagság 2400 m); Sztavropol vidékén pedig vörös, szárazföldi-lagunás képződményekből áll (vastagság 200 m). A Kaukázus É-i lejtőjének K-i részén a neokom karbonátos rétegsora fedi a felső-júra üledékeket. A felső-júra és a neokom kar-

bonátos rétegsor olyan egységes, nagyméretű tárolónak tekinthető, amely É felé kiékelődik és felszíni vízutánpótlását a Kaukázus É-i lejtőjén levő természetes kibúvásain keresztül nyeri. Ebben a karbonátos rétegsorban erősen bitumenes kőzetpadok ismeretesek, amelyek üregeikben és repedéseikben aszfaltitokat tartalmaznak. Nincs kizárva, hogy ezeknek az aszfaltitoknak elbomlásakor olyan szénhidrogének keletkeztek, amelyek révén kőolaj- és földgázfelhalmozódások alakulhattak ki. Tehát a felső-júra—neokom rétegsort helyenként nemcsak epigenetikus, hanem szingenetikus kőolaj- és földgáztárolónak is tekinthetjük. Közvetlen település esetén az alatta levő középső-júra üledékekből bitumenek is vándorolhatnak át belé. Az Előkaukázusban ezideig csak a Sirvan-i területen, az Adigej-i boltozaton belül sikerült a felső-júra karbonátos rétegsorával kapcsolatos földgáztelepet kimutatni.

Az alsó-kréta szárazföldi rétegsora mind az Azov-Kubán-i, mind az Észak-Káspi medencében általánosan elterjedt. Az Előkaukázus egész vonulatában agyagos-aleuritos és homokos kőzetek váltakozásából áll az alsó-kréta üledéksor.

A Kaukázus É-i lejtőjének Ny-i részén 3000 m-t ér el az alsó-kréta szárazföldi sorozat vastagsága, K-en viszont csak néhány helyen haladja meg az 1000 m-t. A keleti lejtőn (a Keleti-Előkaukázusban) 700 m a legnagyobb vastagság, ugyanakkor a Központi- és a Nyugati-Előkaukázusban 200—400 m. A Nyugati- és részben a Keleti-Előkaukázusban a neokom agyagos-aleuritos kőzetekkel képviselt része kapcsolódik e rétegsorhoz. Az alsó-kréta rétegek legalsó részét, amelyet az Előkaukázus nagy részén agyagos-aleuritos sorozat képvisel, ugyancsak a fent említett egységes, szingenetikus kőolaj- és földgáztároló rétegsor kőzettani-rétegtani komplexumába tartozónak vesszük. E komplexum agyagos, aleuritos tagozataiban ugyanis az elszórtan jelentkező szerves anyag (bitumen) az összlet tároló rétegeiben található kőolajjal rokon vonásokat mutat. Azokon a vidékeken, ahol a középső-júra üledékekre homokos-aleuritos alsó-kréta kőzetek települnek, szénhidrogének nyomulhattak fel esetleg a fekvő rétegekből. A szóbanforgó összlet tároló rétegeinek vízutánpótlási területét a Kaukázus É-i lejtőjén találjuk. A kis vastagságú homokos-aleuritos és agyagos rétegek gyakori váltakozása arra utal, hogy főleg természetes réteg-tárolók vannak ebben a rétegsorban. Az utóbbi években az alsó-kréta szárazföldi réteggösszlettel kapcsolatban számos kőolaj- és földgáztelepet mutattak ki a Középső-Káspi és az Azov-Kubán-i medencék táblás és gyűrt szegélyein egyaránt.

A cenomán emelet kőzeteinek kivételével, a felső-kréta összletet az Előkaukázus csaknem egész kiterjedésében pelitomorf, repedezett mészkő-sorozat képviseli. Csupán a Kaukázus ÉNy-i és DK-i végén ismerünk flis-kifejlődésű felső-krétát. A mészkőösszlet legnagyobb vastagságát (1200 m) a Kaukázus É-i lejtőjének K-i részén éri el; a Ny-i részen nem haladja meg a 700—800 m-t, a táblás lejtőn pedig 200—800 m kö-

zött ingadozik. A felső-kréta rétegsor vízutánpótlási területétől e kőzeteknek a kaukázusi gerinc É-i lejtőjén található természetes kibúvásai szolgálnak. Ezenkívül a Karpinszkoje-i betemetett dombvonulat vízvásztó részén és az azovi kristályos tábla lejtőin is kapnak e rétegek kisebb mértékű vízutánpótlást. Ez a kristályos tömeg az Előkaukázus kőolaj- és földgázmedencéit É felől határolja, ahol a felső-kréta mészkőrétegek boltozatos sorozata közvetlenül a pliocén üledékek alatt helyezkedik el.

Az utóbbi évek kutatásai kimutatták, hogy a felső-kréta mészkőösszletben az Előkaukázus számos pontján nagykiterjedésű, összefüggő kőolaj- és földgáztelepek vannak. A mészkőtömegeket szétszabdáló repedések és a talajvíz felhajtó ereje folytán a kutak egész sora feltűnően nagy kőolaj- és földgázmenyiséget biztosít. A felső-kréta mészkősorozatot jelenleg regionálisan kőolaj- és földgáztartalmúnak tekinthetjük. Ez egyébként epigenetikus tároló, mivel nem lelhetők fel benne a bitumenképződés feltételei. A Kaukázus É-i lejtőjének jelentős részén és a medencék táblás lejtőjén, a felső-kréta mészkő rétegsor alatt az alsó-kréta szárazföldi üledékei települnek. E rétegsor szénhidrogén-utánpótlása valószínűleg az alatta települő tengeri alsó-kréta agyagos-aleuritos üledékeiben elszórtan található bitumen-anyagok rovására történik. Ha a felső-kréta rétegek és az azokat fedő paleocén-eocén rétegsor között nincsenek képlékeny agyagos és márgás padok, a mészköves-márgás rétegsor teljes egészében egységes, természetes tárolónak tekinthető. Ilyen esetben a fedő paleogén agyagos rétegsor bitumenjeinek rovására is kerülhetnek szénhidrogének ebbe a tárolóba. Ott, ahol a „Kuma-i öszlet”-nek nevezett, képlékeny, bitumenes márgasorozat a kréta mészkövek és az eocén márgák közé települ, ezt az öszletet olyan anyakőzetnek tekinthetjük, amely mind a fedő, mind a fekvő karbonátos kőzeteket táplálja.

A kőolaj- és földgáztelepeknek a mezozoós öszletekben való elterjedését nagy szerkezeti övek szabják meg. A Kaukázus É-i lejtőjén a kőolaj- és földgázfelhalmozódás a Kaukázus nagy előantiklinális öveivel függ össze. A Kaukázus síkvidéki területeinek mezozoós üledékeiben a közelmúltban felfedezett kőolaj- és földgáztelepek a kaukázusi előmélyedés táblás lejtőjének nagy, eltemetett antiklinális öveihez kapcsolódnak. A Kaukázus előantiklinális övei és a talapzat eltemetett, hosszirányú szerkezeti elemei a Középső-Káspi és az Azovi-tenger síkvidéki területeit szegélyezik.

Az Előkaukázus földtani fejlődéstörténetének tanulmányozása során kitűnt, hogy az Előkaukázus szerkezetében nagy szerepük van azoknak az észak—déli irányú, hullámszerű emelkedéseknek és süllyedéseknek, amelyek a kelet—nyugati irányú szerkezeti övek tengelyeinek hullámosságát idézik elő. A mezozoikum és kainozoikum folyamán ezek az észak—déli irányú hullámhegyek és völgyek hol erőteljesen kiemelkedtek, hol kisimultak és több ízben helyet változtattak. A legnagyobb ilyen „hullámok” jóval az Előkaukázus határain túl is nyomom követhetők. A

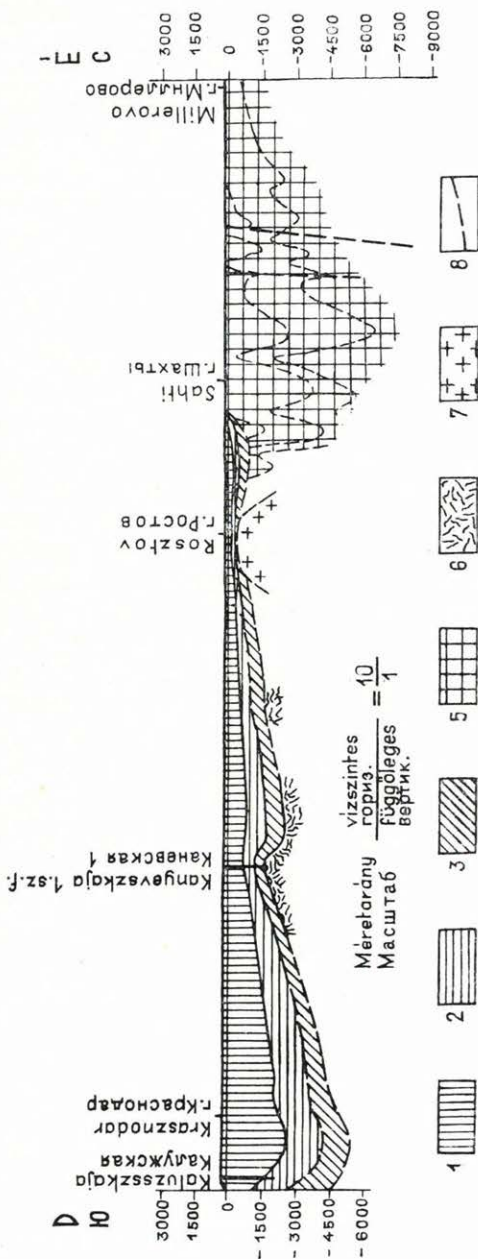
Sztavropol-i területen keresztülhaladó legnagyobb harántemelkedés alapján osztottuk fel az Előkaukázust Azov-Kubán-i és Középső-Káspi medencékre. Ezeknek a kőolaj- és földgázmedencéknek az Azovi- és a Káspi-tenger alatt elterülő középponti részei ugyanilyen nagy hullámvölgygel függnek össze. Ezenkívül még egész sor kevésbé jelentős észak—déli irányú boltozat és teknő ismeretes. Így a Nyugati-Előkaukázusban megkülönböztethetők észak—déli irányú hullámhegyek; ezek közül a legnagyobbak az Adigej-i és a Kalniboloto-i szerkezeteken, a kisebbek pedig az Észak-Krasznodár-i és a Gladkovo-Szlavján-i szerkezeteken haladnak keresztül. A Keleti-Előkaukázusban hasonló harántemelkedés halad keresztül Kazbek, Acsaluki, Ozek-Szuat és Peszcsánaja területén; egy másik pedig a Szulak-i vonulaton, a Kizljár-i öböl területén és a Promiszlov-i szerkezeten keresztül húzódik.

Az Előkaukázus jelenkori szerkezeti képét a hosszirányban megnyúlt szerkezeti övek és a lankás harántemelkedések és süllyedések egymáshoz való viszonya határozza meg. Az említett tektonikai jelenségek közti összefüggés törvényszerűségeinek figyelembevételével lehetőség nyílik arra, hogy megállapítsuk a kőolaj- és földgázfelhalmozódási övek helyzetét és kimutassuk az ismert övek esetleges folytatásait.

A Középső-Káspi kőolaj- és földgázmedencében levő gyűrt peremet a Dagesztán-i ék észak—déli irányú hullámhegye a viszonylag mélyebben levő Dél-Dagesztán-i területre és a Terszk-Szunzszen-i területre osztja. A Terszk-Szunzszen-i és a Dél-Dagesztán-i területen egyaránt bonyolult felépítésű antiklinális övek fejlődtek ki, amelyek a Dagesztán-i ék területén elmosódottakká válnak. Dél-Dagesztán területén Kelet-Dagesztán-i és Nyugat-Dagesztán-i antiklinális öveket különböztetnek meg, amelyeknek a Terszk-Szunzszen-i területen a Terszk-i és a Szunzszen-i antiklinóriumok redői felelnek meg. A Kelet-Dagesztán-i antiklinális övvel a fent említett „Dagesztán-i tüzek” területe, a Duzlak és Berekej előfordulásai kapcsolatosak, ahol a kőolaj- és földgáz alsó-kréta üledékekben található. A Ny-i antiklinális övben található a felső-kréta mészkő-sorozatban a Szelli-i és a Gasa-i előfordulások. A Szunzszen-i antiklinórium területén (Acsaluk-Karabulak, Zamankul) a repedezett felső-kréta mészkő vastag sorozatában nagy kőolajtelepek ismeretesek. Újabban ugyanebben a rétegsorban a Terszk-i antiklinórium több pontján is találtak ipari jelentőségű kőolajat.

A Kaukázus É-i lejtőjének K-i részén levő előantiklinális övek felépítésének jellegzetessége az, hogy a mezozoos-paleozoos, miocén és pliocén üledékösszletek mindegyike önálló szerkezeti egységet képez.

A bonyolult szerkezetű, törésekkel szabdaltságot mutató harmadkori üledékek alatt lankásan ívelt antiklinális-hajlatokat képező mezozoos üledékek települnek. A felső-kréta mészkőrétegsorban jellegzetes telepekre bukkanunk. Ezek a repedezett mészkőből álló antiklinálisok legmagasabban fekvő részeit töltik ki. A kőolajtelepek alatt fekvő víz található. Az alsó-



2. ábra. Földtani szelvény Kaluzszkaja—Kanyevsszkaja—Rosztov—Millerovo vonalán. — Szerkesztette: BROD, I. O., BUNYKOV, M. SZ., SZEREGIN, A. M. és KOZLOV, V. A. (1956)

Jelmagyarázat: 1. neogén üledékek, 2. paleogén üledékek, 3. krita üledékek, 4. júra üledékek, 5. karbon üledékek, 6. tagolatlan paleozoos üledékek, 7. prekambrium kristályos kőzetek, 8. forésvonalak.

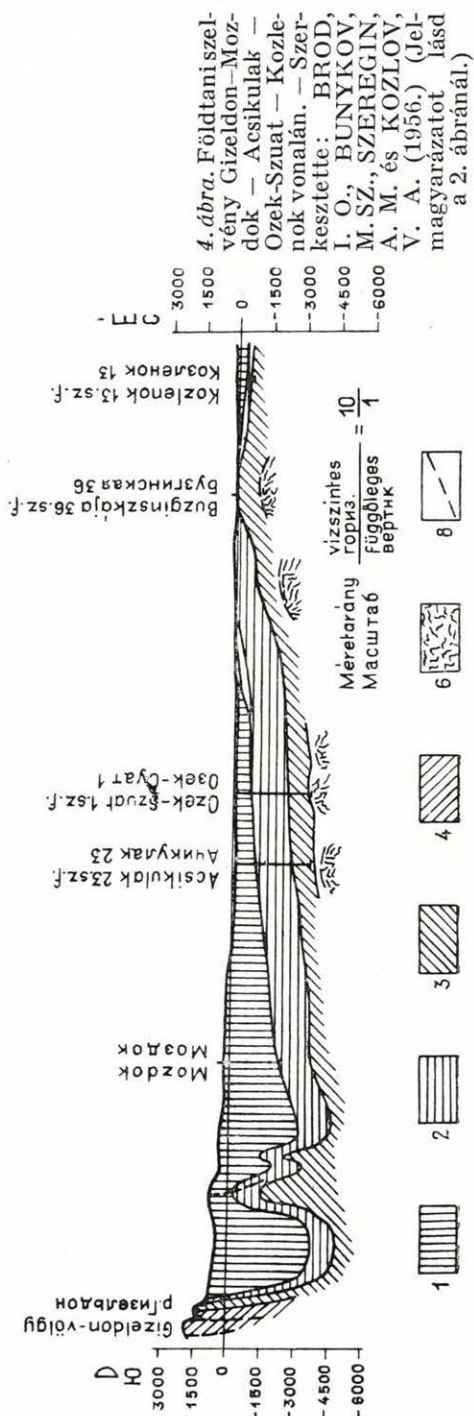
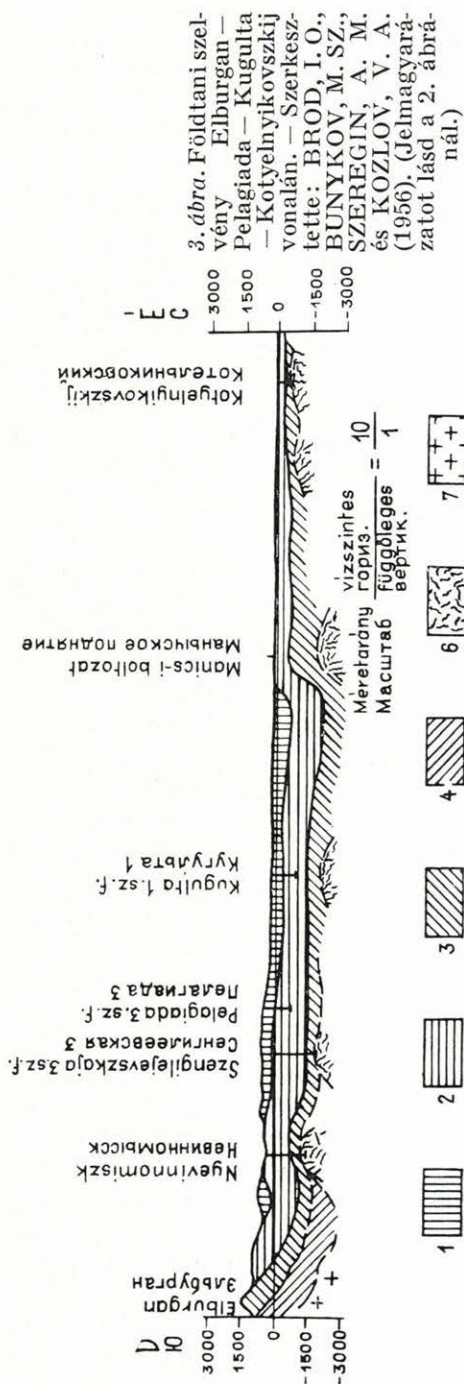
kréta rétegsorban levő kőolajtelepek rendszerint boltozatokkal kapcsolatosak, s a homokkő- és aleuritrétegek elhelyezkedésével függnek össze.

Sztavropol vidékén a Terszk-i antiklinórium megfelelője a Nye-vinnomiszk-i antiklinórium, amely szerkezetileg elválasztja a Középső-Káspi és az Azov-Kubán-i medencéket. Közvetlenül az előredőktől É-ra, egy jelenkori előárok tengelye húzódik. A Káspi-tengertől Ny-ra a mélyedés tengelye felemelkedik, míg maga a mélyedés elmosódottá válik a Sztavropol-vidéken.

Az előároktól É-ra egy táblás lejtő terül el. A Sztavropol-vidék É-i részén a mezozoós és harmadkori üledékek szerkezeti formái között közvetlen összefüggés tapasztalható. Itt két, eléggé határozottan kifejezett antiklinális öv található a felszínen. A D-i övhöz az Észak-Sztavropol-Pelagiadin-i, Kozin-i, Blagodarnyen-i és más, nagy antiklinális vonulatok tartoznak. A Sztavropol-vidék legfontosabb földgázlelőfordulásai éppen ezekkel a vonulatokkal kapcsolatosak.

A Sztavropol-vidék földgáztelepei főleg a paleogén üledékek alsó részéhez kapcsolódnak. Újabbban az alsó-kréta üledékekben is találtak földgázt. Közvetlenül e területtől északra a Kugultina-i öv táblás magaslatainak csoportját találjuk. Ezzel az övvel nagy földgáztelepek is kapcsolatosak: Kugultina, Tahtina. Mindkét antiklinális öv Ny-on emelkedik a legmagasabbra. Itt egy szerkezeti lépcső metszi el őket s ettől K-i irányban egyenletesen süllyednek. A Sztavropol-vidék szerkezeti öveinek megfelelő öveket találunk az Előkaukázusban is.

A Keleti-Előkaukázus Kuma-i területén az előárok tengelyétől É-ra laposan emelkedő és monoklinális településű harmadkori üledékek alatt eltemetett mezozoós vonulatok találhatóak, amelyek a Sztavropol-vidék fent említett antiklinális öveinek betemetett folytatásai. A mezozoós rétegsorok szerkezetében élesen jelentkező antiklinális-tengelyhajlatoknak nyoma sincs a harmadkori üledékekben. A Kuma-i terület eltemetett, táblás kiemelkedései két, laposan redőzött antiklinális övvé egyesülnek: Dél-Kuma-i és Észak-Kuma-i övvé. Az első övvel az Acsikulak-i, Pravokuma-i, Praskovej-i és a Cskálov-i előfordulások kapcsolatosak; a másik övvel pedig az Ozek-Szuat-i, a Velicsajev-i és a Zimnyesztavkin-i előfordulások (4. ábra). A D-i öv a Sztavropol-vidék Blagodarnyen-i, az É-i öv pedig a Kugultina-i antiklinális övének folytatásában fekszik. A telepek az összes lelőhelyeken alsó-paleogén, kréta és júra üledékekkel kapcsolatosak. Legtöbb telep boltozatos réteghajlatokkal függ össze és az alsó-kréta homokos-aleurolitos rétegeiben található, bár újabbban a felső-kréta üledékekben is találtak kőolajat. A telepek főleg réteg- és boltozat-típusúak, helyenként kőzettanilag lehatároltak. A júra üledékekben ezenkívül rétegtani csapdák is találhatóak. A felsorolt, eltemetett antiklinális-övek — paleozoós szerkezeti emelkedésekkel a magjukban — minden bizonnyal a terület táblás fejlődésének időszakában keletkeztek.



Érdekes, hogy az eltemetett vonulatok a paleogén és neogén rétegek települését ugyan nem befolyásolják, de a jelenkori térszínben, a táj jellegében és a késő-negyedkori üledékek vastagságának megoszlásában mégis érzékelhetők. E jelenség feltehetően a talapzat idős varratai mentén végbement legújabb mozgásokkal magyarázható.

Így a térszínen a Kuma folyó jelenkori és régi medrének vízválasztója juttatja kifejezésre a Keleti-Előkaukázus betemetett szerkezeti öveit. Egyes különálló brachiantiklinálisokat pedig kisebb emelkedések képviselnek a felszínen (Ozek-Szuat). A legújabb mozgások hozták létre a Kuma folyó könyökszerű hajlatát is (Velicsajevka, Ozek-Szuat és Vlagyimirovka falvak környékén), ami az eltemetett antiklinális övek csapásirányában beállott változásokat tükrözi.

Ott, ahol a Kazbek-i észak—déli irányú hullámhegy metszi az említett szerkezeti öveket, található a Kuma-i terület — utóbbi időben feltárt — összes kőolajelőfordulásai. Ezt a területet a kutatók többnyire Ozek-Szuat-i boltozatnak nevezik. A Manücs-i árok választja el a Kuma-i terület szerkezeti öveit a Karpinszkoje-i eltemetett dombvonulat szerkezeti övétől. E dombvonulat közel kelet—nyugati irányban húzódik és legkiemelkedőbb részével függenek össze az Olejnyikovszk-Promiszlov-i öv előfordulásai, ahol a kréta üledékek földgázt és kőolajat tárolnak.

Az Azov-Kubán-i medence K-i részében levő előgyűrődési sávot az észak—déli irányú Adigej-i gát a viszonylag mélyen fekvő Nyugat-Kubán-i és Kelet-Kubán-i süllyedésekre tagolja. A Nyugat-Kubán-i süllyedésben két bonyolult felépítésű antiklinális-rendszer követhető. Az északi redő-rendszer az Észak-Taman-i, Anataszjev-Krasznodár-i és egész sor egyéb antiklinális övből áll. Az Adigej-i gáton áthaladó, észak—déli irányú hullámhegy folytatásában a Kubán és a Laba folyók vízválasztóját találjuk, ahol egy eltemetett antiklinális figyelhető meg, amely a Nye-vinnomiszki antiklinórium lesüllyedt részén fekszik. Délebbre, a harmadkori üledékek pászttájában Ny—K-i irányban folyamatosan húzódnak tovább a Dél-Taman-i, a Krim-Varenjyikov-i és az Abin-Kaluga-i antiklinális övek, egészen az Adigej-i gátig. Kelet felé az övek elmosódottakká válnak.

A felsorolt szerkezeti övekben a kainozóos üledékek meglehetősen bonyolult gyűrt formákat mutatnak. A Taman-i antiklinális övekre az jellemző, hogy egyes redőkben világosan kifejezett diapirszerű kisajtolódások vannak, amelyekben a felső-eocén óta keletkezett kőzetek találhatóak meg. Az alattuk települő alsó-paleogén és mezozóos üledékek valószínűleg az É-i lejtő K-i részéhez hasonlóan lankás antiklinális-hajlatokat képeznek. A Nyugati-Előkaukázus előredőiben ismeretes kőolaj- és földgáztelepek főleg a harmadkori üledékekben találhatóak. A mezozóos üledékekben egyelőre csak e terület legkeletibb részén tártak fel kőolajat. Még keletebbre, az Adigej-i gát területén számos kőolaj- és földgáznyomot ismerünk, amelyek főleg mezozóos üledékekkel

kapcsolatosak. Ipari jelentőségű kőolaj- és földgáztelepeket a Majkop-i (Kalinyin-i) és a Sirvana-i terület alsó-kréta üledékeiből, valamint a Barakajev-i terület középső-krétájából mutattak ki. É felől, az Azov-Kubán-i medence gyúrt szegélyét olyan előmélyedés tengelyrésze határolja, amely Ny-on árok jellegű.

Az utóbbi évek geofizikai és fúrási adatai alapján megállapították, hogy a Nyugati-Előkaukázus táblás lejtőjén az É-i Sztavropol-vidék és a Keleti-Előkaukázus antiklinális öveihez hasonló, hosszirányban húzódó, lankás antiklinális övek helyezkednek el. A légi mágneses felderítés adatai alapján szerkesztett térképen jól látható, hogy a mágneses tér pozitív anomáliáinak maximumai a Jejszk-i félszigetről (ahol a maximumok egybeesnek a fúrásokkal bebizonyított redőkkel) a Sztavropol-vidék irányában húzódnak, ahol folytatásukban a Kugultina-i és Blagodarnyen-i antiklinális övek foglalnak helyet.

A táblás lejtő Ny-i részén számos, nagy, táblás típusú vonulat ismeretes, amelyek három kelet—nyugati irányú antiklinális övbe tartoznak. A D-i (Kanyev-i) öv Ny-on három redőből áll: a Kanyev-i, Cselbassz-i és Berezan-i redőkből. Itt az alsó-kréta üledékekben földgáztelepek találhatóak. Valószínűleg ennek az övnek K-i tagját képezi a Raszsevot-i boltozat is, ahol az alsó-kréta és a paleogén üledékek földgázt tartalmaznak. A Kanyev-i redő alsó-kréta üledékeiben kisebb kőolaj-előfordulást ismerünk. Északon a leningrádi öv húzódik, amelynek alsó-kréta rétegeiben két előfordulás ismeretes: a Sztaro-Minszk-i és a Leningrád-i.

Az elmondottakból következik, hogy mindkét kőolaj- és földgázmedence mezozóikumán belül az alsó-kréta üledékekben a legelterjedtebbek a kőolaj- és földgáztelepek. Jóllehet eddigi ismereteink szerint csupán elszigetelt kőolaj- és földgáztelepek kapcsolódnak ehhez az összlethez, az alsó-kréta üledékek elterjedésében mutatkozó törvényszerűségekből kiindulva arra kell gondolnunk, hogy az összes többi üledékekhez viszonyítva mégis ezek a legelterjedtebb szingenetikus kőolaj- és földgáztároló képződmények.

A felső-kréta karbonátos rétegösszlet epigenetikus kőolaj- és földgáz-tartalmú összletnek tekinthető. Ebben a rétegsorban csak a legnagyobb boltozatokon belül fordulnak elő kőolaj- és földgáztelepek. Ez a repedezett mészkövekben érvényesülő erőteljes hidraulikus nyomással és az élénk vízmozgással magyarázható.

A középső-júra képződmények a kőolaj- és földgázfelhalmozódás szempontjából igen kedvezőknek mutatkoztak a részletesen tanulmányozott feltárásokban és a fúrásszelvényekben egyaránt. Megtalálhatóak a rétegsoron belül mind az anyaközetek, mind a természetes tárolók, amelyeket többnyire jó áteresztőképességű homokkőrétegek képviselnek.

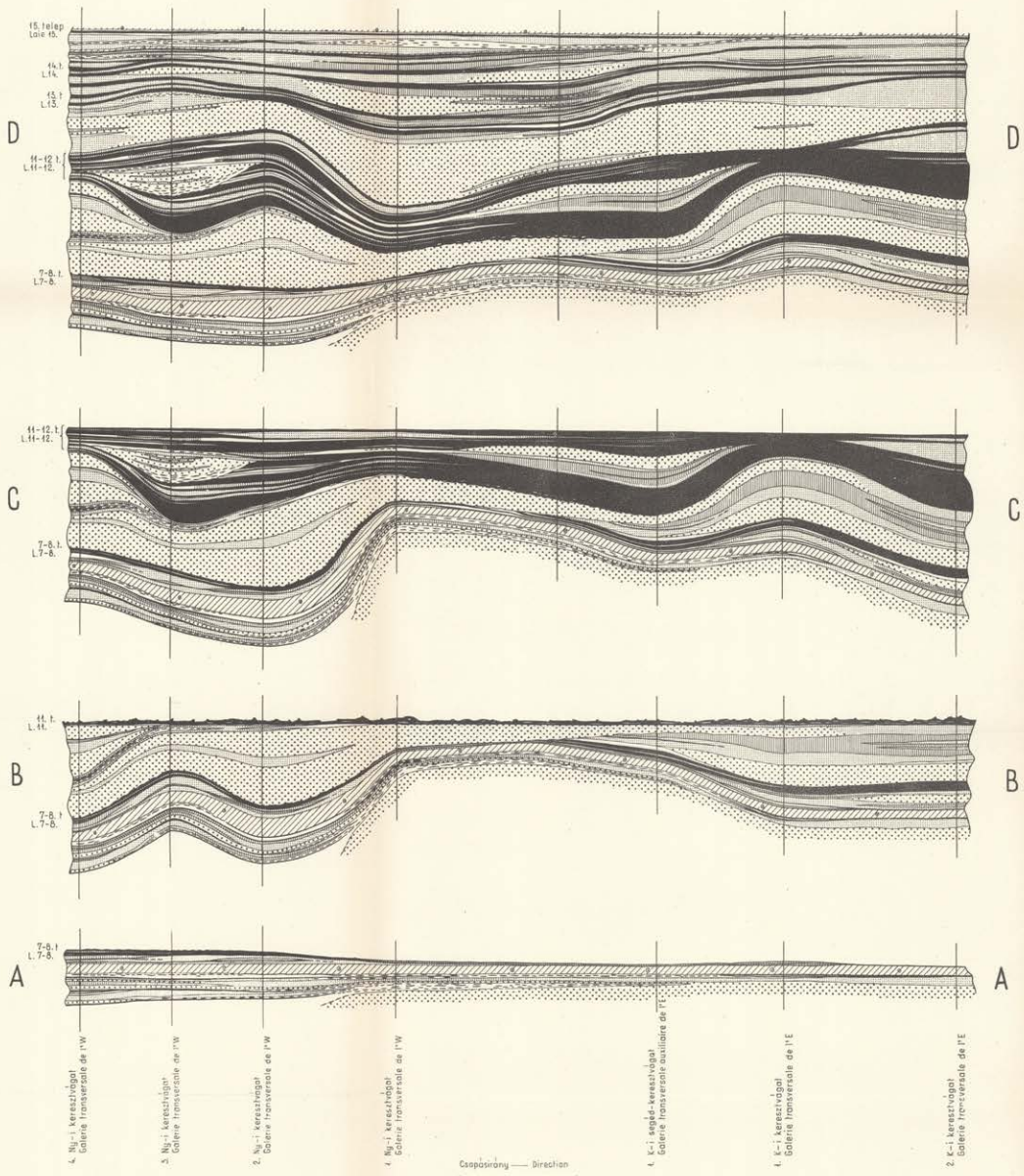
A vizsgált medencék területén a középső-júra üledékek elterjedése — a kréta üledékektől eltérően — igen korlátozott. A dogger rétegek a

Nyugati- és a Központi-Előkaukázus csaknem egész hosszában hiányoznak; más területeken, ha meg is találhatók, rendszeren igen nagy mélységbe süllyedtek és így a kutatás számára nehezen hozzáférhetők. ㄩ

A Középső-Káspi és Azov-Kubán-i medencék mezozóos üledékeinek kőolaj- és földgáztartalmával kapcsolatban kimutatott törvényszerűségek nemcsak az Előkaukázus szempontjából nagy jelentőségűek, hanem az összes hasonló földtani felépítésű és fejlődéstörténetű területek szempontjából is. Nyilvánvaló, hogy e törvényszerűségek zöme a kutató-felderítő munkálatok során felhasználható lesz olyan hegylábi kőolaj- és földgázmedencékben, amelyek fiatal hegyszerszerkezetek keletkezésével és kialakulásával kapcsolatban jöttek létre.

IDEALIZÁLT ÖSFÖLDRAJZI SZELVÉNYEK A III. MÉLYSZINT METSZÉSÉBEN / ISTVÁN-AKNA / PROFILS PALÉOGÉOGRAPHIQUES IDÉALISÉS, COUPANT L'HORIZON PROFOND NO III / Puits ISTVÁN / SZERKESZTETTE — CONSTRUIT PAR : LÁDA Á.

Függőleges méret — Echelle verticale 0 40 80 120 160 m
Vízszintes méret — Echelle horizontale 0 5 10 15 m

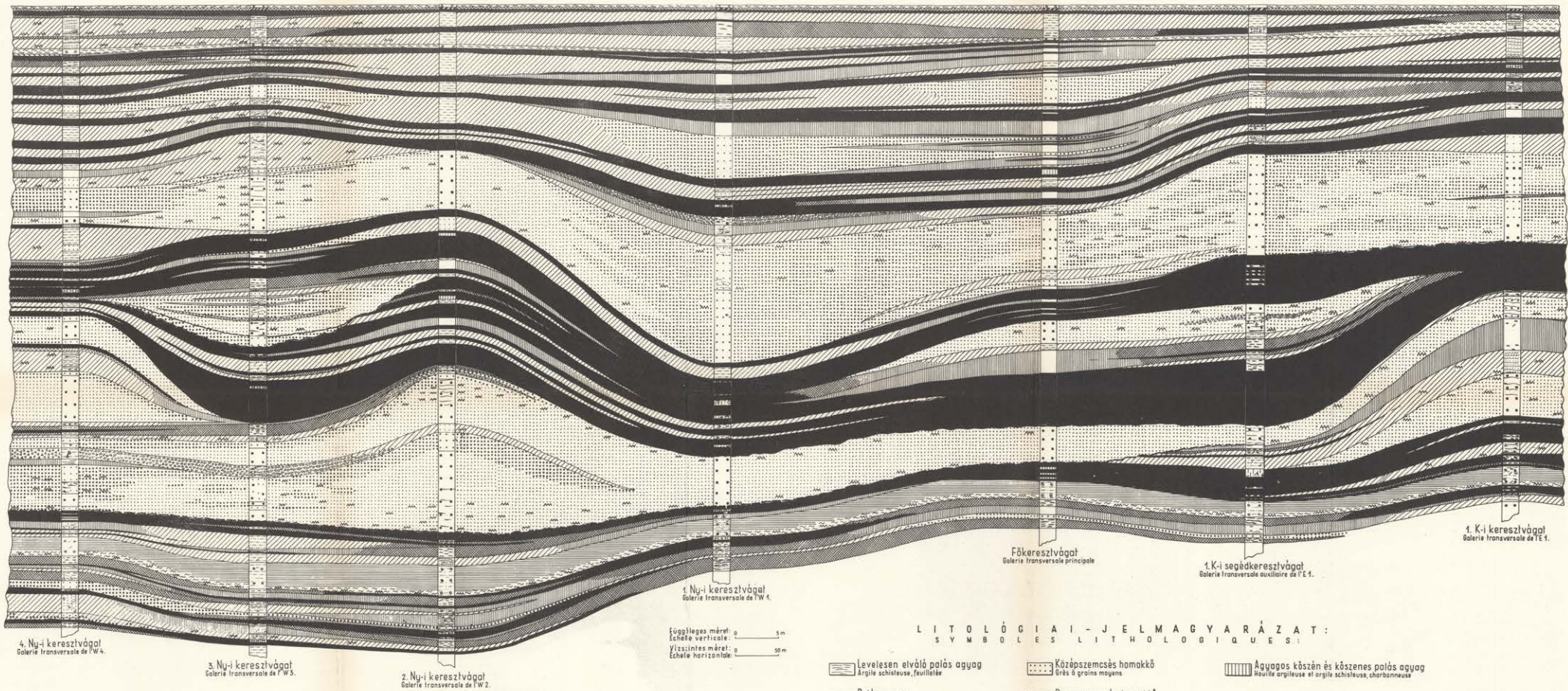


- | | | | |
|-------|---|-------|---|
| A — A | Ösföldrajzi helyzetkép a 7-8. sz. lejtő keletkezésének idején | A — A | paléogeographie à l'époque de la genèse des loies 7 et 8 |
| B — B | Ösföldrajzi helyzetkép a 11-12. sz. lejtő keletkezésének kezdetén | B — B | paléogeographie au début de la genèse des loies 11 et 12 |
| C — C | Ösföldrajzi helyzetkép a 11-12. sz. lejtő keletkezésének végén | C — C | paléogeographie à la fin de la genèse des loies 11 et 12 |
| D — D | Ösföldrajzi helyzetkép a 15. sz. lejtő keletkezése után | D — D | paléogeographie après l'époque de la genèse de la loie 15 |

CSAPÁSIRÁNYU ÖSFÖLDRAJZI FÁCIESSZELVÉNY PÉCS ISTVÁN-AKNA III. MÉLYSZINTJÉNEK VONALÁBAN

PROFIL PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE FACIÈS, À L'HORIZON PROFOND III. DU Puits István à Pécs

SZERKESZTETTE: LÁDA ÁRPÁD - CONSTRUIT PAR: Á. LÁDA



FÁCIÉS - JELMAGYARÁZAT

LÉGENDE DES FACIÈS :

- | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|------------------|---|---|------------------|---|---|------------------|---|---|------------------|---|---|------------------|---|---|
| Tengeri parti hullámvértesés öv
Faciès marin, zone littorale | Laguna
Lagune | Laguna, erősebb anyagszállítással
Lagune, transport intense de matériaux | Laguna, parti és delta üledékek
Sédiments lagunaires, littoraux et delta | Laguna
Lagune | Laguna, erősebb anyagszállítással
Lagune, transport intense de matériaux | Laguna, parti és delta üledékek
Sédiments lagunaires, littoraux et delta | Laguna
Lagune | Laguna, erősebb anyagszállítással
Lagune, transport intense de matériaux | Laguna, parti és delta üledékek
Sédiments lagunaires, littoraux et delta | Laguna
Lagune | Laguna, erősebb anyagszállítással
Lagune, transport intense de matériaux | Laguna, parti és delta üledékek
Sédiments lagunaires, littoraux et delta | Laguna
Lagune | Laguna, erősebb anyagszállítással
Lagune, transport intense de matériaux | Laguna, parti és delta üledékek
Sédiments lagunaires, littoraux et delta |
|---|------------------|---|---|------------------|---|---|------------------|---|---|------------------|---|---|------------------|---|---|

LITOLÓGIAI - JELMAGYARÁZAT

SYMBOLLES LITHOLOGIQUES :

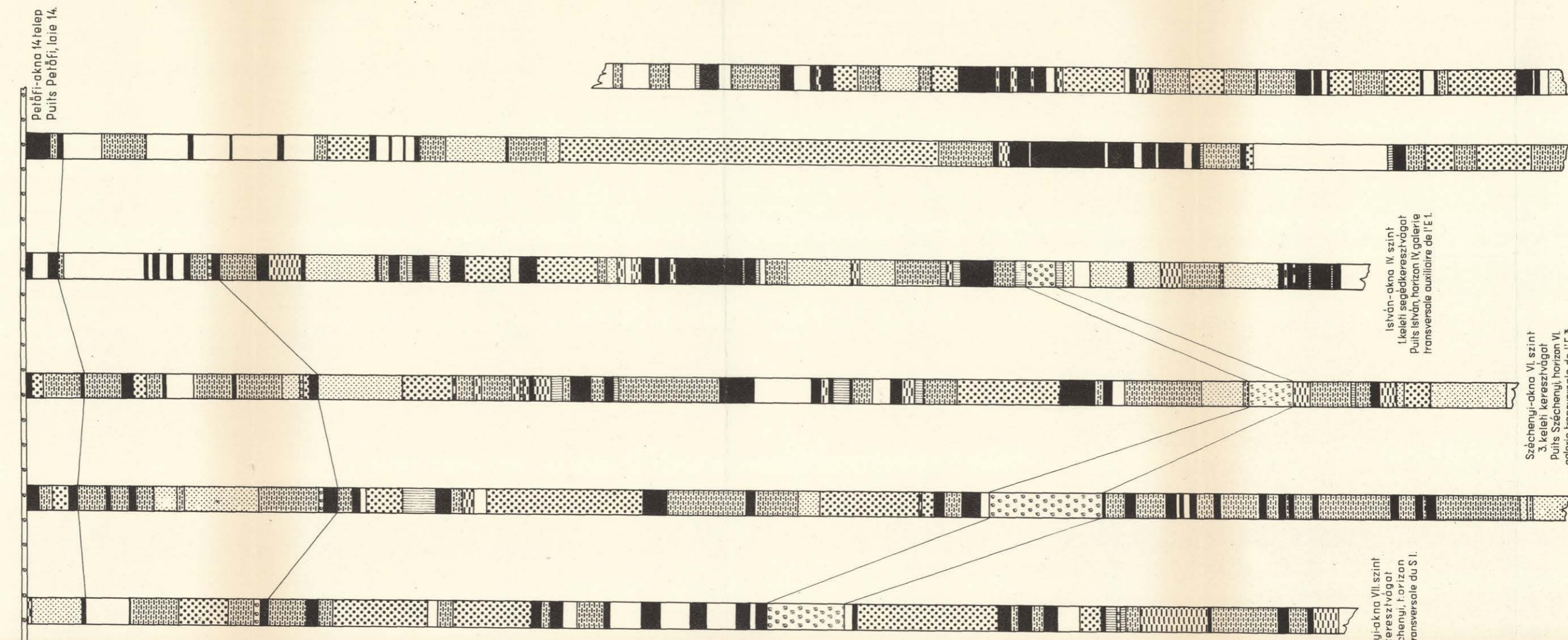
- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|----------------------------------|---|------------------------------------|---|---|---|---|--|--|-------------------------------------|---|--|----------------------------------|--|---|-------------------|--|-----------------------|---|
| Levelesen elvált palós agyag
Argile schisteuse, feuilletée | Palós agyag
Argile schisteuse | Szénlencsés palós agyag
Argile schisteuse à lentilles de houille | Széresziderit-lencsék
Shalkband | Homokos palós agyag és aleurit
Argile schisteuse, et aleurite sableuse | Finomszemcsés homokkő
Grès à grains fins | Aprószemcsés homokkő
Grès à grains menus | Középszemcsés homokkő
Grès à grains moyens | Durvaszemcsés homokkő
Grès à grains grossiers | Aprókvacsis homokkő
Grès à graviers menus | Lajlőtörmelék-görgelegek
Éboulis | Sávazottság a kőzetekben
Raies dans les roches | Laposított kőszántelek nyomai
Vestiges de laves de houille démodées | Vasos kőbányag
Ciment ferreux | Agyagos kőszén és kőszén palós agyag
Houille argileuse et argile schisteuse, charbonneuse | Kőszén palós agyag
Argile schisteuse, charbonneuse | Kőszén
Houille | Kennel kőszén
Charbon à longue flamme | Kővöletek
Fossiles | Növénylenyomatok
Impressions de plante |
|---|----------------------------------|---|------------------------------------|---|---|---|---|--|--|-------------------------------------|---|--|----------------------------------|--|---|-------------------|--|-----------------------|---|

ÖSSZEHASONLÍTÓ SZELVÉNYEK A PÉCS-VASASI KŐSZÉN-VONULATBAN PROFILS COMPARATIFS DANS LA CHAÎNE DE HOUILLE DE PÉCS-VASAS

SZERKESZTETTE: LÁDA Á.
CONSTRUIT PAR Á. LÁDA

Függőleges méret: 0 — 5m.
Echelle horizontale:

Phyllopadás szint
Horizon à Phyllopadés
Széchenyi és István-aknák
18-20. telep csoport
Puits Széchenyi et István,
groupe de laines 18 à 20



Széchenyi-akna VII. szint
1. déli keresztvárat
Puits Széchenyi, horizon
VII, galerie transversale du S. I.

István-akna IV. szint
1. keleti segédkeresztvárat
Puits István, horizon IV, galerie
transversale auxiliaire de l'E. 1.

Széchenyi-akna VI. szint
3. keleti keresztvárat
Puits Széchenyi, horizon VI,
galerie transversale de l'E. 3.

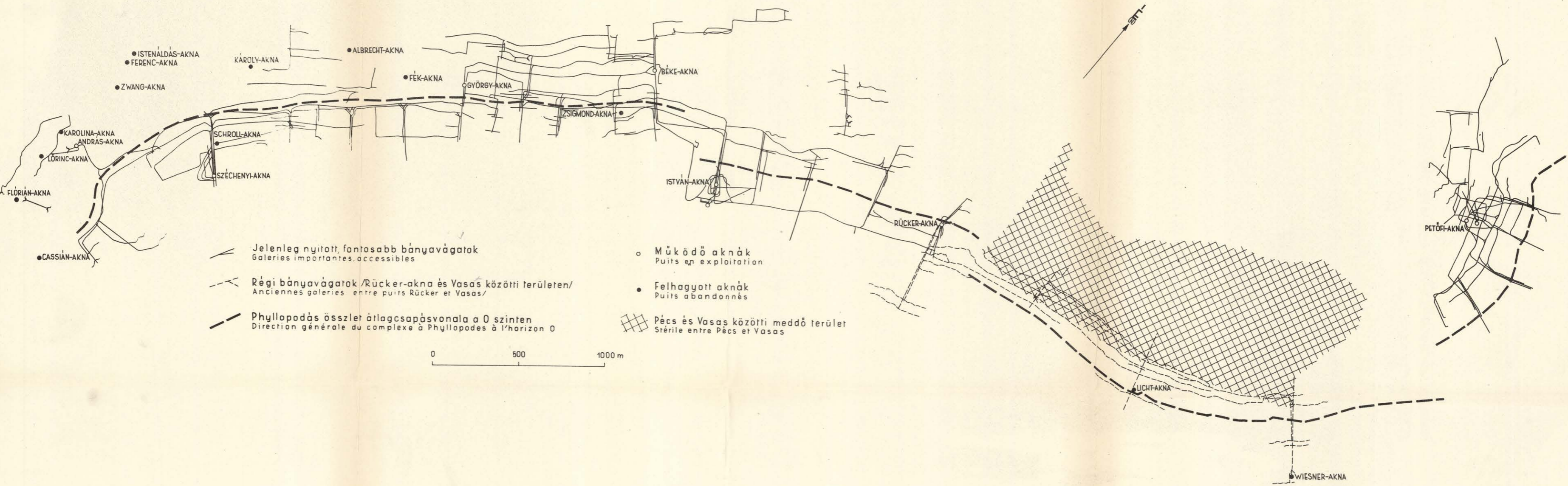
Széchenyi-akna VII. szint
Főkeresztvárat
Puits Széchenyi, horizon VII,
galerie transversale principale

Petőfi-akna (Vasas) összevont
összehasonlító szelvénye
Profil schématique, comparatif
du puits Petőfi (Vasas)

A PÉCS-VASASI KŐSZÉNVONULAT VÁZLATOS BÁNYATÉRKÉPE

CARTE MINIÈRE SCHÉMATIQUE DE LA CHAÎNE HOUILLIÈRE DE PÉCS VASAS

SZERKESZTETTE: LÁDA Á. - CONSTRUIT PAR: Á. LÁDA



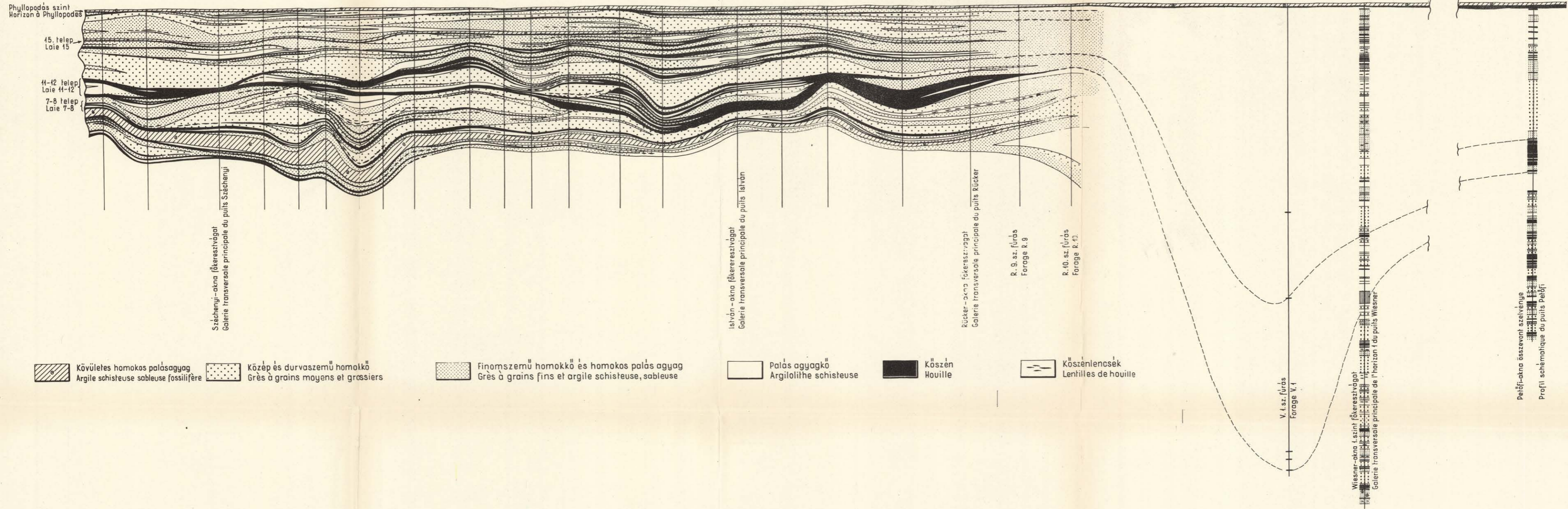
ÖSFÖLDRAJZI SZELVÉNY ANDRÁS-AKNÁTÓL VASASIG 5-20-AS TELEPEK KÖZÖTTI ÖSSZLETBEN

PROFIL PALÉOGÉOGRAPHIQUE, DU PUITS ISTVÁN JUSQU'À VASAS, ENTRE LES LAIES 5 À 20

SZERKESZTETTE — CONSTRUIT PAR : LÁDA Á.

FÜGGŐLEGES MÉRET
ÉCHELLE VERTICALE 0 10 20m

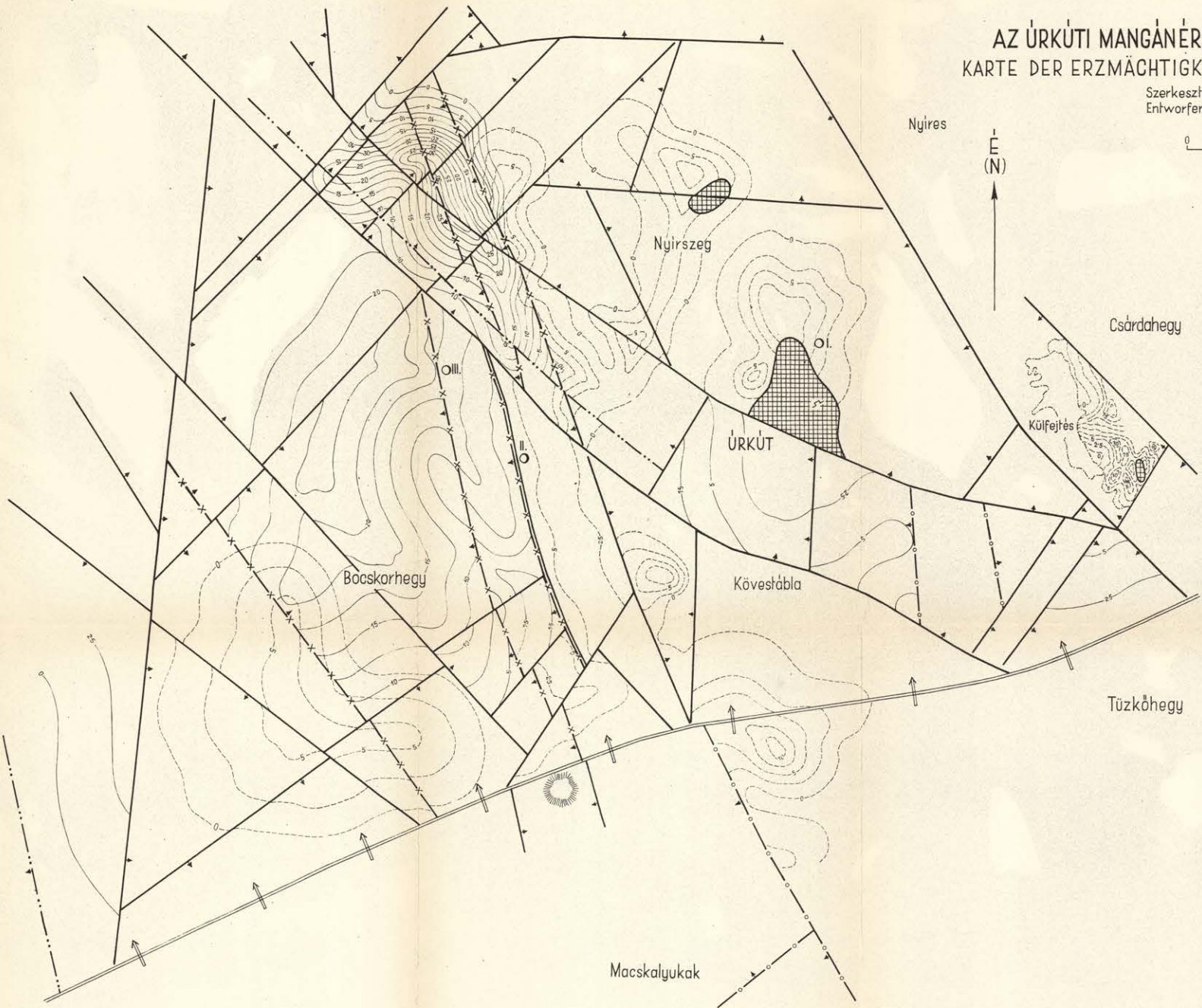
VÍZSZINTES MÉRET
ÉCHELLE HORIZONTALE 0 100 200m



AZ ÚRKÜTI MANGÁNÉRCTERÜLET ÉRCVASTAGSÁGI TÉRKÉPE KARTE DER ERZMÄCHTIGKEIT DES MANGANERZGEBIETES VON ÚRKÚT

Szerkesztette: Szabóné Drubina Magda
Entworfen von Frau M. Szabó-Drubina

0 100 200 300 400 500m



Nyíres
E
(N)

- Karbonátos érc vastagsága
Mächtigkeit des karbonatischen Erzes
- Oxidás érc vastagsága
Mächtigkeit des oxydischen Erzes
- Kőfejtési terület határa
Grenze des Tagebau-Gebietes
- Kisebb karbonátos ércelőfordulások oxidás területen
Kleinere karbonatische Erzvorkommenisse auf oxydischem Gebiet
- Eltemetett fosszilis dolina (eocén utáni)
Begrabene Fossile Doline (nacheoazän)
- Eocén utáni és eocénben kiújuló törésvonal
Nacheoazäne und sich im Eozän erneuernde Bruchlinie
- Eocén utáni rátalolás a mozgás irányával
Nacheoazäne Aufschüebung mit der Bewegungsrichtung
- Felső-kréta utáni törésvonal (larami fázis)
Nach-Oberkreatazische Bruchlinie (Laramische Phase)
- Feltételezett törésvonal
Vermutete Bruchlinie
- Júra végi törésvonal (új-kimmériai fázis)
Bruchlinie vom Ende der Jura (Neukimmerische Phase)
- O.II. Fügő akna
Hängend-Schacht
- Lejtős akna
Gleitschacht