

A HEREND – SZENTGÁLI BARNAKŐSZÉNMEDENCE

DANK VIKTOR*

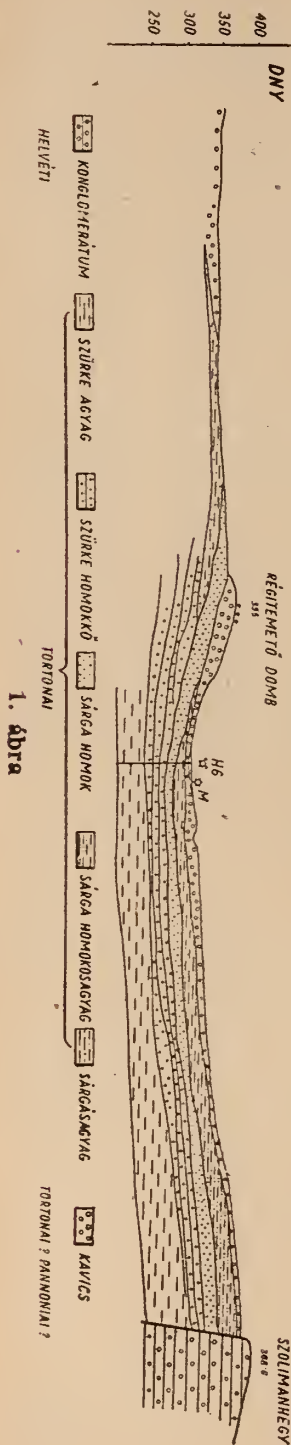
A herend-szentgáli barnakőszénterület rétegsora:

- 1– 3 m vastag lösz.
- 2– 4 m vastag aprószemű osztályozott, uralkodólag kvarcanyagú kavics.
- 3– 6 m vastag laza, keresztarégtett, főleg kristályos alaphegységéből származó kvarcanyagú homokos kavics.
- 2– 4 m vastag homok, elszórtan kvarckavicsokkal, tengeri puhatestűekkel.
- 40–60 m vastag meszes kötőanyagú kvarchomokkő tengeri puhatestűekkel (lajtamészke-fácies).
- 4– 7 m vastag agyag, homokos agyag, homok, homokkőcsíkok, tengeri puhatestűek maradványaival.
- 5–40 m vastag tufaszínórokkal, tufitos, homokos, kavicsos közbetelepülésekkel, elegyvízi és tengeri puhatestűekkel.
- 15–25 m vastag kőszénösszlet. Fás, földes barnakőszén, agyag, homok, kavics, tavikréta, riolittufa-közbetelepülések, édesvízi és elegyvízi puhatestűekkel.
- 15–25 m vastag homok, homokos kavics, agyag váltakozásából álló édesvízi rétegösszlet.
- 50–150 m vastag homokos kötőanyagú, főleg mezozóli kavicsokból álló konglomerátum.

A herend-szentgáli barnakőszénterület egykori miocén tengeréből, amelyet mezozóli képződmények határolnak. A medenceperemeken az alaphegység éles szerkezeti vonalak mentén zökent le. Az alaphegységhez csatlakozó eocén képződmények medenceperemi mészkő kifejlődésben jelentkeznek.

A miocén üledékképződés a felső-mediterránban indul meg homokos, kovás kötőanyagú konglomerátummal. Kavicszemei közt kvarc, fillit, permi vörös homokkő, földolomit, dachsteini mészkő, bitumenes raibli-mészkő, jura mészkő és tűzkő, kréta mészkő, eocén nummuinás és alveolinás mészkő ismerhető fel. A helyi mészkőanyagú kavics túlsúlyban van a kristályos alaphegységéből származó kavicsal szemben. Szemei kevésbé koptatottak, néhol tekintélyes nagyságúak, nem szenvedtek hosszú szállítást. A konglomerátum mállott felületű, a kavicszemek kipergése miatt üreges, sejtes szerkezetű. Kovásodott fatörzsdarabokon kívül egyéb ősmaradványt nem tartalmaz, szárazföldi jellegű. Jó feltárása van a herendi Szolimánhegyen, ahol építőanyagul fejtik. Felszínen van a szentgáli Németi-patak völgyében, s a herend-szentgáli út mentén is. A szentgáli Tóhegyen fekvője, a felső-triász dolomit is fel van tárva. Dőlése változó, DK-i vagy DNY-i. A fúrások szerint kavicsos átmenettel, közvetlenül a kőszénösszlet települ reá. A konglomerátum tszf. magassága ezeken a területeken 350–360 m. Vastagsága 100–150 m. Az alapkonglomerátumot a Sz. 1. sz., a H. 1. sz. fúrás is feltárta. A H. 6. sz. fúrás ellenben 126 m mélységben sem érte el, annak ellenére, hogy

* Előadta a M. Földt. Társulat 1952. X. 8-án tartott szakülésén.



1. ábra

200 m-rel északabbra, a Szolimán-hegyen 388 m tszf magasságban még felszínre bukkan.

Böckh J. ezt a képződményt az ú. n. „lajtamészköképlethez” sorolja. Lóczy L. szárazföldi keletkezésű szarmata rétegsoportnak minősíti. Majzon L. a barnakőszénösszlet fedőjét alkotó kavicsstakaró összecementezett rétegtagjának tekinti.

Szárazföldi eredete, térszíni elhelyezkedése és fúrások útján kétségtelenül megállapított helyzete alapján ez a konglomerátum a felsőmediterrán képződmények legidősebb tagja. A tóhegyi megfigyeléstől eltekintve az alaphegységhez való viszonyára már anyaga is rámutat. A kérdést egyébként egy, a medence közepén telepítendő mélyfúrással óhajtjuk végleg tisztázni.

A H. 1. sz. fúrás szerint az alapkonglomerátumra kavics, homok, végül agyagrétegek települnek 15—25 m átlag vastagságban. Az éles kvarc-szemekből álló homok, a kevésbé koptatott, túlnyomórészt kvarckavics anyag és ezek néhol jól megfigyelhető rétegzettségű vízi szállításra és leülepedésre utal. Helyenként szárazföldi vörös agyag is mutatkozik a homokos-kavicsos rétegek között. Fölöttük sötétszürke, zöldesszürke agyag következik szenesedett növény-maradványokkal, uszadékfa-törmelékkel. Ebben az összetben édesvízi puhatestűek (Planorbisok, Unio-félék és Melaniák) helyenként igen nagy tömegben találhatóak. E rétegek tehát a rájuk települő kőszénösszlettel egyetemben a tortonai üledékképződés édesvízi kezdőtagjai.

A kőszénképződést a sötétszínű édesvízi agyagfajtákból kifejlődött fekete, kőszenes agyag vezeti be. Az erre következő barnakőszén néhol egyetlen telepet alkot, másutt meddő-közbetelepülések bontják, több, ujjasan szétágazó, majd ismét egybeolvadó teleprészre. A fúrások szerint a K-i és Ny-i peremeken csapásirányban a telep egységes, a medence belsejében azonban három, sötét több vékonyabb, kiemelkedő teleprész különböztethető meg. Az édesvízi barnakőszén a medence belsejében többször váltakozik elegendő agyagrétegekkel, amelyek *Potamides pictus* Bast., *P. mitralis* Eichw., *Melanopsis impressa* Krauss, *Terebralia lignitarum* Eichw., *Melania escheri* Brogn. és *Neritina picta* Ferrussac fajokat tartalmaznak.

A barnakőszénösszletben található növényi anyagokat makroszkóposan is elkülöníthetjük egymástól:

a) Feketeszínű kőszenes agyag. Agyagos alapanyagát igen sok apró barnakőszéntörmelék színezi. 1 cm-nél kisebb vastagságú rostos szövetű fuzitrétegek is előfordulnak benne. Nedvesen képlékeny, kiszáradva repedezik, megkeményedik, morzsalékossá válik. Leggyakoribb ősmaradványai: *Planorbis* sp., *Unio* sp. és *Melania escheri* Brogn. Fűtőértéke 1000—1400 Cal/kg.

b) Fás szövetű barnaköszén. Benne az egykori farostok még jól felismerhetők. Néhol kemény, kagylóstörésű, fényes felületű. Másutt földesszövetű, kevés agyagos kötőanyaggal, laza szerkezettel mállottan tőzeghez hasonló. Fűtőértéke 1500—2500 Cal/kg.

c) A mindkét kőszénfajtában egyaránt jelenlevő uszadékfa nedvesen hajlítható, faragható, lapított törzsek alakjában körülhatárolt idegen testként ágyazódik közbe. Színe zöldessárgától a sötétbarnaig változik. Fajsúlya, szerkezete és rendszertelen, összehordottságra utaló települési viszonyai allochton származását bizonyítják. Fűtőértéke 1600—2600 Cal/kg.

A kőszénösszlet átlagvastagsága 25 m, ebből a fás barnaköszénrétegek összvastagsága 15—17 m, a meddő közbetelepüléseké 6—8 m. Az átlagos fűtőérték 1800 Cal/kg. Az uszadékfa fűtőértéke az eredeti kilúgzás mértékétől és attól függ, hogy a későbbiek során mennyi agyagot vett fel rostjai közé. Jóminőségű, tömött fatörzsek váltakoznak így szeszélyes összevisszaságban kilúgozott, laza, kis fűtőértékű, széteső, agyagos fakorhadékkal.

A barnaköszén közvetlen fekvőjét alkotó zsíros szárazföldi agyagfajtákban, a meddő közbetelepülésekben, de magában a kőszénrétegben is csaknem mindenütt akad kavics, sőt kisebb-nagyobb homok és kavicslencse is. Ennek megfelelően a kőszénrétegek mind szintes, mind pedig függőleges irányban igen változatos, szeszélyes településűek és vastagságúak. Világos, hogy a barnaköszén telep idegen területről, folyóvizek útján szállított uszadékfa felhalmozódásából származik. Az allochton-eredet magyarázza a gyakori és hirtelen minőség-változásokat is.

A kutatott területen a kőszénrétegek Ny felé kiemelkednek, K felé pedig az a törésvonal szabja meg határukat, amelynek mentén a kőszénösszlet az alapkonglomerátummal kerül érintkezésbe. (1. sz. szelvény). A kőszénösszlet általános dőlése $160^\circ/8-10^\circ$. Ebben az irányban a fedőrétegek is egyre vastagodnak s a törtónai-emelet üledékeinek fiatalabb tagjai is megjelennek. Ez a DK felé erősebb süllyedés eredménye lehet. A fedőrétegek vastagsága az egykori szentgáli kibúvás közelében 3,4 m, D-ebbé 10—15 m. A herendi határban már 40—60 m mélységben érték el a fúrások a barnaköszénét. Az eredeti település rendszeretenségét növeli, hogy a képlékeny, erősen duzzadó, csúszásra, suvadásra hajlamos agyagos üledékek a nyomás elől kitérni igyekezvén, csapás és dőlésirányban egyaránt meggyüredeztek. A barnaköszénösszlet világosabb-sötétebb, meddő közbetelepülései különösen jól megfigyelhetővé teszik ezt a jelenséget. A barnaköszén a keletkezett „redő” külső ívében, vagy belső magjában, az agyagrétegek pedig a barnaköszénnel ellenkező értelemben lépnek föl. A határozott dőlésszöggel hajtott lejtősakna vagy vágat a köszén-agyag rendes határát is vetődésnek mutatja. A jelenség valójában nem különböző teleprészek vetődések okozta váltakozásának, hanem süllyedésokozta tércsökkenésnek az eredménye. A barnaköszénösszlet kiterjedése még nincs megállapítva. A távolabbi környék adatai szerint az alaphegység egykori medencéiben többhelyütt történt ebben az időben barnaköszénképződésre vezető felhalmozódás. Ahol a törtónai tengeri rétegek utólagos lepusztulása miatt a fedő jelentősen elvékonyodott, a barnaköszén külfejtéssel termelhető. A herendi határban már csak mélyművelés jöhet számításba.

Igen jellemző meddő vezetősínt a barnaköszénréteg alsó részében biotitos, finoman rétegzett, mindenütt jól nyomozható 1,5—3 m vastag riolittufaréteg, mely mindenütt igen éles határral jelentkezik.

A tufaréteg fölfelé biotitban egyre szegényedik s végül 0,5—2 m vastagságú bentonitszerű anyagba megy át. A tufarétegben gyakoriak a szenesedett, növény-maradványok. A bentonitszerű anyag olykor Planorbisokat tartalmaz.

A barnaköszén meddő közbetelepülései közül említést érdemel a csontszínű, igen finomszemű, *Melania escheri*- és *Neritina picta*-tartalmú mészszip. is. Több-ször ismétlődő, kiemelkedő rétegei mindig a barnaköszén közeli szomszédságában vagy éppen közötté vannak. Száraz állapotban meglehetősen kemény. Megütve,

kieggett téglára emlékeztető csengő hangot ad. Igen finom szemcséi jól tapadnak, vízben könnyen diszpergálnak, sokáig lebegnek. Az M. 57. sz. fúrás 16,70—18,50 m-ből származó magmintájának elemzése, (elemző: N e m e s n é):

Oldhatatlan	3,25%
Fe_2O_3	0,73%
TiO_2	nyomokban
Al_2O_3	0,32%
MgO	0,48%
CaO	52,88%
Na_2O	0,15%
K_2O	0,01%
Izz. veszt.	42,39%

Csaknem teljes $CaCO_3$ -ból áll, vegyi kicsapódásról van tehát szó. A *Melania escheri* életkörülményei ebben a mésziszapos közegben lehettek legkedvezőbbek példányainak termete és díszitettsége alapján ítélve. A tavikréta kiválás, valamint az agyagrétegek „mészgöbei” melegvízre utalnak. A szárazföldi eredetű anyag hiánya azt bizonyítja, hogy a tavikréta képződése a törmelékszállítás időszaki szüneteiben ment, végbe.

A kőszénrétegek közötti sötétszínű agyagfajtákban gyakoriak a markazit-gumók. Szivárgó vizek hatására a markazit oxidálódik és élvezhetetlenné teszi a talajvizet. Gipszkristályok és limonitos gumók a kísérő ásványai a kőszén-összlet meddő rétegeinek.

A kőszénösszlet fedőjét szürke, képlékeny elegyvízi agyag alkotja. 40—50 cm vastag rétege — a benne nagytömegben található *Potamides mitralis* Eichw. alapján — biztosan azonosítható rétegnek bizonyult. Ez a réteg az édesvízi összlet zárótárgja.

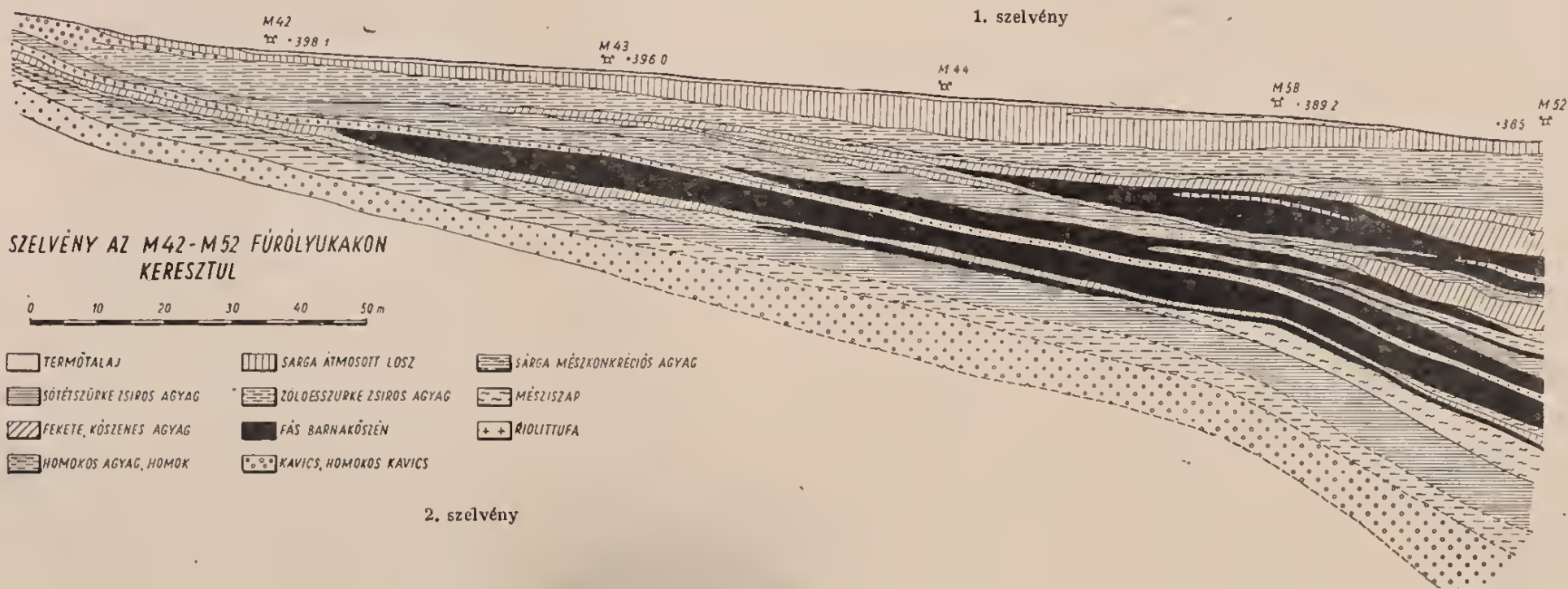
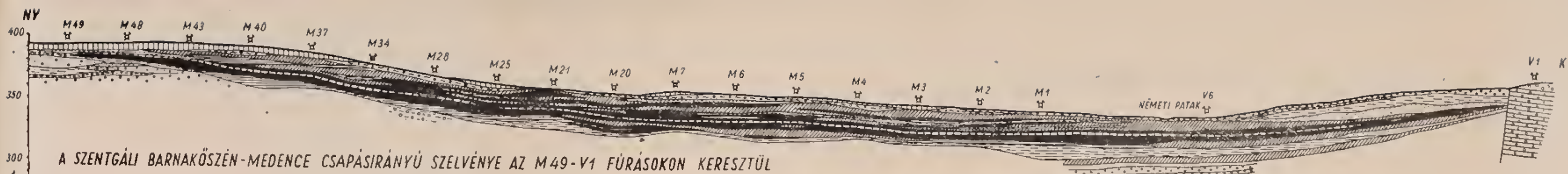
Fölöttük a tortónai tenger fokozatos előrenyomulása eredményeként zöldes-szürke, szürke, az oxidációnak kitett helyeken sárgás, helyenként homokos, elegyvízi és tengeri puhatestűeket tartalmazó agyag települ, leveles elválású diatomás rétegekkel. Vékony tufazsinórok és vékonyabb kavicsrétegek is gyakoriak benne. Néha két vékony tufacsíkot tufitos agyag kapcsol össze, máshol csupán a biotitkristályok ismerhetők fel a különböző agyagfajtákban. Ezek a fentemlített vastagabb tufaréteg anyagának áthalmazásából származnak. Ez a réteg-összlet Herendtől ÉNy-ra egyre jobban elvékonyodik, majd meg is szűnik. A szentgáli, külfejtésre kijelölt területen már csak letarolt foszlányai, sárgászöld színűre oxidálódott foltjai találhatóak meg, porló héjmaradványokkal. DK felé viszont tetemesen kivastagodik, Herend határában a 60 m vastagságot is eléri. Igen gazdag puhatestűekben. Leggyakoribb az *Aloidis gibba* Ol., *Aloidis carinata* Duj., *Arca diluvii* Lam., *Cardium paucicostata* Sow., *Nassa schönni* Hörn.-Auing. A *Cerithium*-félék és a Melaniák még itt is előfordulnak, bár jóval ritkábban, mint a kőszénösszletben. Legjellemzőbbek reá a *Pereiraea gervaisii* Véz., és a *Rostellaria dentata* Grat. porcelánszerű, igen szép házai.

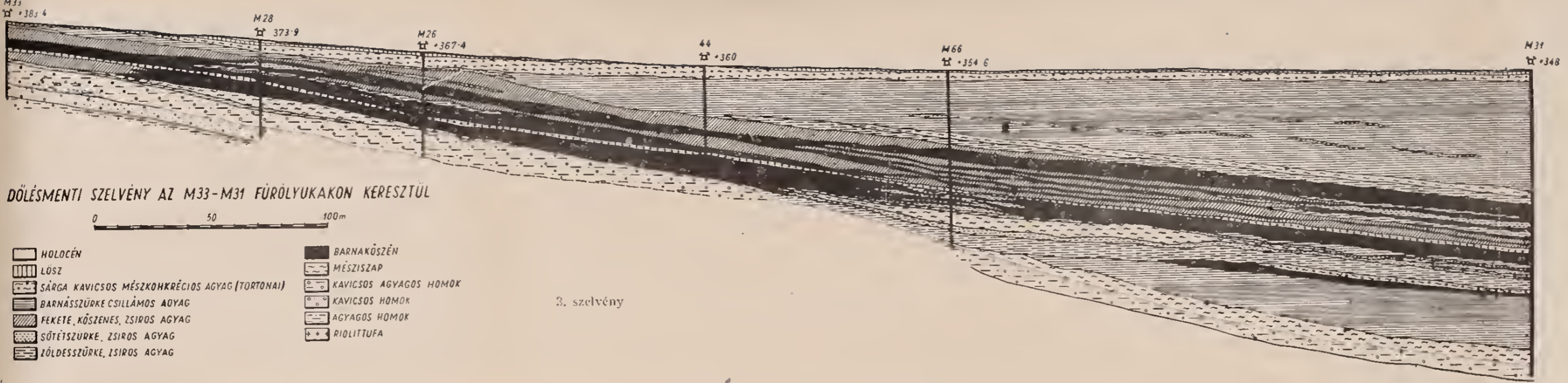
Erre az összletre tengeri faunás, homokos agyagos üledék következik amelyben Ostreakon kívül *Conus* sp., *Turritella* sp., *Arca* sp., *Cardium*-félék, apró Balanusok gyakoriak. Jellemző alakja az *Ancilla glandiformis* Lam.

E tengeri üledékekre a herendi temetődomb környékén s a herenedi 6. sz. fúrás adatai alapján 30—50 m vastagságban világosszürke, fehér, meszes kötőanyagú kvarchomokkő települ. Gyakori ősmaradványainak kiszabadítása keménysege miatt nem mindig sikerül. Az *Arca diluvii* Lam., *Lucina* sp., *Cardium* sp., *Cerithium* sp., *Pecten*-félék, *Ostrea*-cserepek, fűrőkagylók kőbelei és lenyomatai, valamint rétegtani helyzete alapján a lajtamészko homokkő-faciesének tekinthető.

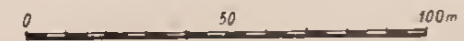
E fölött tengeri puhatestűeket tartalmazó homok, agyagos homok következik elszórt kavicszemekkel, majd ősmaradvány nélküli sárga homok szolgál átmenetül a tortónai üledékeket záró kavicsösszlethez.

A fedő kavicsösszlet nagyobb kiterjedésben nyomozható a felszínen Herend, Bánd, Szentgál határában és innen Ny felé, a városoldi műút mentén is. Anyaga



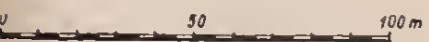
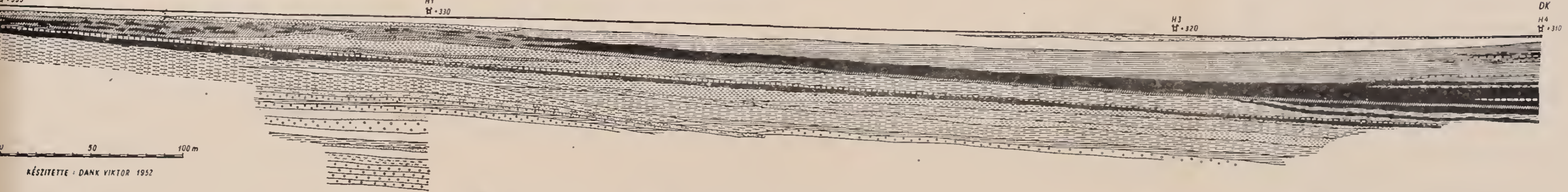


DÖLÉSMENTI SZELVÉNY AZ M33-M31 FÜRÖLYUKAKON KERESZTÜL



- | | |
|---|------------------------|
| HOLOCÉN | BARNAKÖSZÉN |
| LÖSZ | MÉSZISZAP |
| SÁRGA KAVICSOS MÉSZAHRÉCÉD AGYAG (TORTONAI) | KAVICSOS AGYAGOS HOMOK |
| BARNÁSSZÜRKE CSILLÁMOS AGYAG | KAVICSOS HOMOK |
| FEKETE, KÖSZENES, ZSIROS AGYAG | AGYAGOS HOMOK |
| SÖTÉTSZÜRKE, ZSIROS AGYAG | RIOLITTUFA |
| ZÖLDESSZÜRKE, ZSIROS AGYAG | |

SZELVÉNY A H1-H2-H3-H4 FÜRÖLYUKAKON ÁT



KÉSZÍTETTE: DANK VIKTOR 1952

- | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|--------------------------|--------------------------|-----------------------|--|------------------------|------------|---------------|---------------|-----------------|
| SÁRGA, BARNÁSSÁRGA, KAVICSOS AGYAG | KVARKAVICSOS SÁRGA AGYAG | SÖTÉTSZÜRKE ZSIROS AGYAG | FEKETE KÖSZENES AGYAG | FEKETE KÖSZENES AGYAG, PÁS BARNAKÖSZÉN | FULLER AGYAG | RIOLITTUFA | HOMOKOS AGYAG | AGYAGOS HOMOK | KAVICSOS H. 10K |
| SZÜRKE AGYAG | KAVICS | ZÖLD AGYAG | HOMOK, HOMOKÖ | MÉSZMÁRGA | KONGLOMERATUM (HELVÉT) | | | | |

túlnyomórészt kevéssé koptatott kvarckavics, ezenkívül hengeres fillit- és csillám-pala-kavics. Mezői mészkőkavics igen ritka benne, az is igen erősen koptatott, rendszerint mállott jurászszletből származó tűzkő darabkáihoz tapad. Színüket-vesztett alsó-liász tűzkőkavicsok, üde, szögletes középső és felső-jurabeli tűzkő-darabok igen gyakoriak. Szárazföldi keletkezésre utalnak a vasas-mangános sivatagi mázzal bevont kavicsok. Andezitkavicsot, amelynek pedig id. L ó c z y L, tömeges előfordulását említi, egyetlen feltáráshban sem sikerült találnom. A kereszt-rétegzettség, a finomabb-durvább szemcséjű rétegek, váltakozása a szállítóközeg erejének, folyási irányának változásait rögzíti. Időszakos, hirtelen lezúduló vizek szállította kavicsösszet ez, mellyel a tortónai emelet területünkön záródik.

A területen egy fiatalabb, aprószemű, osztályozott, túlnyomóan kristályos alaphegységből származó kvarckavicsösszet is megfigyelhető, ez az idősebb kavicsösszetek átdolgozásából származik. Tűzkődarabkák, valamint mállott mészkőkavicsok is vannak benne. Minthogy közvetlenül lösz települ réá, leginkább a várpolata-pét-környéki pannóniai kavicsösszlettel azonosítható. Tszf. átlagmagassága 300 m.

A foltokban jelentkező lösz t homokos közbetelepülések és kavicsrétegek tartítják. Löszcsigákon kívül tortónai rétegekből átmosott, koptatott faunacle-meket is tartalmaz, tehát másodlagos szerkezetű lejtőlösz.

A szárazföldi konglomerátum után a tortónai emeletben édesvízi, fás barnaköszén tartalmazó rétegekkel indul az üledékképződés, majd elegyesvízi, később tengeri üledékek következnek. A tortónai tenger üledékei a medencében agyagos, a partokon kavicsos, konglomerátumos kifejlődésűek. A partszegély abráziós konglomerátuma közvetlenül az alaphegységre települ. Az üledékképződést a laza, keresztarétegzett, kontinentális kavics zárja.

A barnaköszén kifejezetten allochton, összehordott, a benne elhelyezkedő vastag riolittufa pedig autochton.

Az egykori térszín magasabb pontjain a köszénképződés kimaradt, vagy csak vékony, agyagos barnaköszén-sinórok képződtek, s ezek a helyek már csak a tortónai transzgresszió további folyamán kerültek tenger alá.

Vízföldtani adatok

A vízviszonyok a bányászatra nem kedvezőek. Az egész rétegsor vízzel átitatott. A terület ÉNy-i részén 3—4 m mélységben van a talajvíz, a vasúti kanyar D-i oldalán mélyített fúrólukakból pedig már többszáz percliter felszökő vizet kaptunk, amely a markázitos bomlás miatt erősen kénhidrogénes volt. Az alaphegység fennakadt rögeinek közelsége folytán lehetséges, hogy a víz nem egyszerű talajvíz, hanem karsztvízzel kevert víz. Vitális S. szerint szentgáli 5. sz. fúrásból kifolyó víz oldott anyagában 25% Mg, 73% Ca, összesen 98% HCO_3 volt kimutatható, ami karsztvíz jellegre utal. A víz nagy mérsztartal-mát a könnyen oldódó tavikrétából is származtathatnánk. A víz Mg tartalma azonban jóval nagyobb, mint a tavikrétáé. Ellene szól a karsztvíz eredetnek, hogy a víztelenítő akna és a lejtősakna kisteljesítményű szivattyúival a vízszin-tet rövid idő alatt annyira (1,5—2 m-rel) sikerült leszorítani, hogy a környező források és feltörő vízű fúrások elapadtak. A vízszint a csapadék mennyisége szerint igen gyorsan változik. Ha a karsztvíz jelenlétét a mélyebb szinten feltételezhetjük is, annak jellegét, mélységét, fekvését egyelőre nem állapíthat-juk meg. Ezt egy, a közeljövőben mélyítendő fúrással kívánjuk tisztázni.

Az M. 20. sz. fúrás vízének összetétele, (elemző: S e r é n y i E., SO_4 -re: S a r l ó K.)

	mg/l	e. é. %
Alkáliák mint Na	7,9	3,57%
Ca	138,3	71,47%
Mg	29,1	24,78%
H_3N	0,3	0,17%
Cl	1,6	0,47%

HCO_3	530,8	90,04%
SO_4	44,0	9,49%

Az M. 52. sz. szentgáli fúrás feltörő vizének összetétele (elemző: N e m e s n é SO_4 -re: S a r l ó K.)

		mg/l	e. é. %
Alkáliak mint	Na	6,6	2,58%
	Ca	149,4	66,51%
	Mg	41,8	30,66%
	H_3N	0,5	0,25%
	HCO_3	658,9	96,28%
	SO_4	20,0	3,71%

A tavikrétában nyoma sincs e vizek nagy Mg -tartalmának. A tavikréta leülepedésekor tehát Mg -t tartalmazó oldatok (karsztvíz) nem hatottak.

A tavikréta keletkezésekor szárazföldi anyag nem juthatott a medencébe. A vizek magasabb Mg -tartalma onnan eredhet, hogy a Mg -ból több jutván oldatba. ez a Ca -val szemben viszonylag feldúsul. Ezek alapján — előbbi feltevéssel, ellentétben — a terület vize nem karsztvíz.

Végekvetkeztetések

A következőkben a herend-szentgáli, várpalotai és hidasi hasonlókorú medencék rétegsorait hasonlítjuk össze üledékképződési alapon, két biztosan megkülönböztethető és jól nyomozható vezetőréteg, a barnakőszén és a riolit-tufa segítségével.

Az említett barnakőszénmedencék oligocén kiemelkedése az alsó-miocénben üledékhézaggal folytatódik. A felső-mediterrán szárazföldi alapkonglomerátuma mindhárom területen megvan. Erre a Mecsekhegységben homokos, édesvízi barnakőszénzinórokat tartalmazó összlet, majd foraminiferás slir települ. Ez a tengeri és helvétinek ismert slir a Bakonyban hiányzik.

A szentgáli konglomerátumra édesvízi kőszénösszlet telepszik riolituffával, majd éleavesvízi és tengeri rétegek, végül regressziós kavics következnek. Várpalotán ezen a konglomerátumon előbb tengeri, majd éleavesvízi rétegek fekszenek, majd barnakőszén, ennek fedőjében riolit-tufa, végül ismét tengeri rétegek állapíthatók meg.

Hidason ugyancsak tengeri rétegek, majd éleavesvízi és édesvízi kőszén tartalmazó üledékek, végül ismét tengeri rétegek vannak a tortónai-emeletben. A riolit-tufa itt is a barnakőszén fedőjében van.

Szentgálon tehát fokozatos tengerelöntés észlelhető, tengeri rétegek csak a fedőben jelentkeznek.

Várpalotán és Hidason a kőszén fekvőjében és fedőjében egyaránt tengeri üledékek találhatók és közöttük regresszió eredményeként települ a barnakőszén-tartalmú rétegösszlet.

Szentgálon a riolit-tufa a barnakőszénréteg között, Várpalotán és a Mecsekben a barnakőszén fölött helyezkedik el.

Szentgálon regressziós kavics zárja az üledékképződési szakaszt, Várpalotán és Hidason a regressziót a Szentgálon hiányzó szarmata üledékek képviselik.

Mindhárom barnakőszénelőfordulás képződése egyazon üledékképződési szakaszon belül történt. A szentgáli az üledékképződési szakasz elején, a várpalotai és hidasi pedig az üledékképződési szakasz közepe táján keletkezett. A szentgáli egy árnyalattal idősebbnek látszik a várpalotai és a hidasi előfordulásoknál.

A fedő, illetve a fedő és fekvő tengeri ősmaradványai többségükben tortónai jellegűek. Az üledékképződési szakasz tortónai korát Várpalotán és Hidason a szarmata fedőhöz való viszony is igazolni látszik. Az ennél idősebb alapkonglomerátum tehát a megelőző helvét szárazföldi időszak terméke. A mecseki és bakonyi kőszénképződés eredmények kifejlődési eltérése a két önálló szerkezeti egység különbözőségére vezethető vissza.

	Herend-Szentgál	Bánd	Várpalota	Hidas	Mozgások Rhodáni
Pannóniai-em	Aprószemű, osztályozott kvarekavics		Édesvízi mészkő, agyag. <i>Planorbis</i> . Aprószemű kristályos alaphegység-ből származó kavics	Homok, homokkő (Limnocardiumokkal)	Attikai (Diszkordancia)
Szarma-ta-em.			Mészkonkréciós agyag riolittufa, barna kőszén-zsinór, kavics	Meszes, palás agyag, mészlő	Regresszió
Tortónai-em.	Homokos kvarekavics. Meszes homokkő (Lajta mészkő fácies). Homokos agyag tengeri molluszkumokkal. Szürke homokos agyag, vékony tufazsinórok, átmosott tufit, perciraciás agyag. <i>Corbulák</i> Melániás, cerithiumos agyag Barna-riolittufa kőszén-(fölfelé) öszlet bentonitos) Agyag, homokos agyag, homok, kavics	Bentonit, homokos, kavicsos közbetelepülésekkel, barna édesvízi mészkő, növény-maradványok. Fehér mészkő (Lajta mészkő, tengeri, <i>Pecten</i> , <i>Ostrea</i> , <i>Cardium</i> stb. molluszkák) Tengeri moll. homok, kavics, cerithiumos agyag, parton megfűrt dolomit konglomerátum. Barnakőszén-zsinórok Agyagos durvaszemű kavics	Szürke diatomás, palás (Halak) riolittufa congeriás agyag Barnakőszénösszlet Cerithium lignitariumos agyag. Homok tengeri molluszkumokkal	Lajta mészkő Tengeri molluszkumos homok, agyagos homok Melániás, cerithiumos agyag Riolittufa Barnakőszénösszlet égyesvízi és tengeri közbetelepülésekkel. Tengeri agyag (<i>Buccinum</i> , <i>Turritella</i>). Lajta-mészkő, konglomerátum	
Helvétii-em.	Szárazföldi konglomerátum, kovásodott fatörzsek	Kavics ?	Szárazföldi kavics Kovásodott fatörzsek	Foraminiferás slir Homokkő, homok, barnakőszén-zsinórok riolittufa. Alapkonglomerátum	Új } Transzgresszió Stájer Ó } Kiemelkedés
Alaphegység	Triász ? Jura ?	Triász dolomit	Triász dolomit	Kagylósmészkő	

IRODALOM — LITTÉRATURE

1. Böckh J.: A Bakony déli részének földtani viszonyai. Földt. Int. Évkönyve, III. 2. 1874. — 2. id. Lóczy L.: A Balaton környékének geológiai képződményei. Balaton Tud. Tan. Eredm. I. 1913. — 3. T. Roth K.: A várpalotai lignitterület. Földt. Közl. LIV. 1925. — 4. Szalai T.: A várpalotai középső-miocén faunája. Annales. Mus. Hung. XXIV. 1926. — 5. Strausz L.: Das Mediterran des Mecsek-gebirges in Südungarn. Geol. u. Pal. Abhandl. N. F. 15. Jena, 1928. — 6. Vadász E.: Szénképződés, hegységképződés, bauxitkeletkezés Magyarországon. Bány. Koh. Lapok, 1930. — 7. Vadász E.: A Mecsekhegység. Magyar tájak földt. leír. Budapest, 1935. — 8. Vitális S.: Szentgál-környéki fulleresőfordulások összefoglaló jelentése. Kézirat, 1938. — 9. Vitális S.: Magyarország szénelőfordulásai. 1939. — 10. Strausz L.: Méditerran kövületek Baranyából és Várpalotáról. Földt. Közl. XIII. 1943. — 11. Majzon L.: Szentgál és Herend környékének földtani viszonyai. Évi Jel. 1945—47. II. — 12. Vitális S.: A szentgáli szénelőfordulások. Kézirat. 1948. — 13. Mezőnerics I.: A szentgáli 8, 9. sz. fúrás. Földt. Int. Évi Jel. 1948. — 14. Vadász E.: Kőszénföldtan. Budapest, 1951. — 15. Szádeczky-Kardoss E.: Szénközvetan. Budapest, 1951.

Les conditions géologiques du bassin à lignite de Herend—Szentgál

par V. DANK

Les travaux de prospection repris dernièrement concernant les affleurements de lignite ligneux connus depuis longtemps dans les confins des communes Herend-Szentgál ont rendu nécessaire l'examen approfondi des conditions stratigraphiques et paléogéographiques des gisements pour établir leur étendue.

La suite des couches dans le bassin à lignite mentionné est la suivante, d'après les observations faites à la surface et les données des sondages d'essai:

- 1 à 3 m loess
- 2 à 4 m gravier de quartz classifié à petits grains
- 3 à 6 m gravier sableux meuble à stratification entrecroisée
- 2 à 4 m sable renfermant des mollusques marins
- 40 à 50 m grès à ciment calcaire avec des mollusques marins (faciès de calcaire de la Leitha)
- 4 à 7 m argile, sable avec faune marine
- 5 à 10 m argile avec des cordons de tuf, des couches sableuses et graveleuses, renfermant des mollusques d'eau mixte et d'eau marine
- 15 à 25 m formation de charbon. Lignite terreuse avec des fragments de bois, argile, sable, gravier, calcaire, des marais, mollusques d'eau douce et d'eau mixte.
- 15 à 25 m une série de couches d'eau douce formée d'alternance de sable, de gravier sablonneux et d'argile
- 50 à 150 m conglomérat de cailloux surtout mésozoïques avec un ciment sableux
socle mésozoïque

Le terrain à lignite de Szentgál—Herend est formé par une ancienne baie miocène bornée de tous côtés par des formations mésozoïques. La formation des sédiments miocènes a été inaugurée à l'étage méditerranéen supérieur par un conglomérat sableux à ciment siliceux. Dans ce conglomérat dominant les cailloux des formations voisines: dolomie, calcaire du Dachstein, calcaire de Raibl, calcaire jurassique, calcaire crétacé et calcaire éocène à Nummulites, mais on y rencontre souvent aussi les débris roulés du grès rouge permien et des débris anguleux de silex jurassiens. Les cailloux provenant du socle cristallin sont relativement peu abondants. Outre des troncs d'arbre silicifiés cette couche ne renferme pas de

vestiges organiques. Le premier membre de la série miocène est un sédiment continental. Son épaisseur peut être évaluée de 100 à 150 mètres. Son plongement varie entre les directions SE—SO. Sa hauteur moyenne au dessus de la mer est de 300 mètres, mais par suite des mouvements de l'écorce elle se trouve souvent 100 à 150 mètres au-dessous du niveau actuel.

Le conglomérat est assis directement sur le socle cristallin.

Immédiatement au-dessus du conglomérat de base il se trouve une série argileuse de couleur foncée, reliée au conglomérat par des couches de transition graveleuses — sableuses. Dans ces couches on trouve en très grand nombre des vestiges de *Planorbis* et d'espèces d'*Unio* ainsi que des *Mélanies*, outre les vestiges carbonisés de plantes. L'on peut considérer ces couches y compris les gîtes de charbon qui les surmontent, comme membres inauguales d'eau douce de l'étage tortonien.

La formation charbonifère n'est pas constituée d'un gisement unique, mais elle se divise en nombre d'endroits en 3 à 5 branches séparées par des couches stériles, puis elle forme de nouveau un gîte unique. Les fossiles les plus fréquents de la série sont: (*Melania escheri*, *Potamides pictus*, *Potamides mitralis*, *Terebralia lignitarum*, *Neritina picta*, *Melanopsis impressa*, *Planorbis* et des espèces *Unio*).

Parmi les vestiges végétaux de la formation à charbon l'on peut distinguer les types suivants:

1. Argile noire à charbon. Sa couleur provient des débris de charbon ligneux, mais il s'y trouve aussi souvent des cordons de fusite. A l'état sec elle devient dure, à l'état humide elle est plastique. Son pouvoir calorifique est de 1000 à 1400 Cal/kg.

2. Lignite à structure ligneuse, dans laquelle on peut encore bien reconnaître la structure du bois. Par endroits il est dure, à cassure conchoïde, en d'autres endroits il ressemble à de la tourbe terreuse, meuble, altérée. 1500 à 2500 Cal/kg.

Dans tous les deux types on trouve du bois charrié par les eaux. Ces troncs, qui sont pliables à l'état humide, se présentent à l'état comprimé, comme des planches bien circonscrites. Son poids spécifique, sa structure et son mode de stratification sont les preuves de l'origine allochtone de ce dépôt. 1600 à 2500 Cal/kg.

La puissance de l'ensemble charbonifère est de 25 mètres en moyenne, dont 15 à 17 mètres sont du lignite et 6 à 8 mètres des intercalations stériles. Son pouvoir calorifique moyen est de 1800 Cal/kg.

Dans tout l'ensemble charbonifère on trouve fréquemment des lentilles de gravier, de sable et par conséquent les gîtes de charbon présentent des conditions stratigraphiques fort variables en direction horizontale et verticale, de même que leur puissance est aussi fort variable. Ces conditions stratigraphiques indiquent évidemment que le lignite provient de l'accumulation de bois charrié d'une autre région par les eaux. Son origine allochtone explique aussi les variations fréquentes de sa qualité.

Sur le territoire de Szentgál les couches de lignite se coincent vers l'ouest, vers l'est elles confinent au conglomérat de base le long d'une ligne tectonique. Leur plongement est 160/8—10°. Par conséquence l'épaisseur des couches de recouvrement qui est de 3 à 4 mètres à Szentgál augmente vers le sud et atteint 50 à 60 mètres sur le territoire de Herend.

L'aire du terrain charbonifère n'est pas encore nettement délimitée. Selon l'étude des terrains avoisinants des accumulations végétales menant à la formation de lignite ont eu lieu en plusieurs endroits dans les anciens bassins de la montagne de base.

Un trait caractéristique de la formation charbonifère est la présence constante d'une couche de tuf rhyolitique de 1,5 à 3 mètres d'épaisseur, qui peut aussi servir d'indicateur pour la prospection. La partie supérieure de la couche de tuf est altérée en bentonite, c'est un phénomène généralement observable.

Mentionnons encore les lentilles de calcaire des marais très finement grenu se coinçant entre les couches de charbon et se répétant plusieurs fois. Elles contiennent presque 100% de carbonate de calcium.

Au-dessus de l'ensemble à charbon il y a des couches d'eaux-mixtes, puis des couches d'eau marine avec une riche faune de mollusques. La culmination de la transgression est marquée par le faciès de calcaire de la Leitha, qui est représenté ici par un grès épais à ciment calcaire. Dans le mur de la formation à charbon on observe l'occurrence relativement fréquente du rare *Pereiraea gervaisii* et du *Rosstellaria dentata*.

Les couches marines se rattachent par une transition sableuse — gravelleuse aux couches de graviers terrestres clôturant l'étage tortonien. Le matériau des couches de graviers provient pour la plus grande part du socle cristallin et ne contient plus de cailloux calcaires.

Le gravier quartzeux assorti, à petits grains, qui se trouve dans le terrain peut être identifié avec l'ensemble graveleux pannonien des environs de Várpalota—Pét.

La formation la plus jeune de notre territoire est du loess des pentes avec des alternances de graviers renfermant des éléments de la faune tortonienne, apportés par les eaux.

En résumant, l'on peut établir qu'après le conglomérat de base d'origine terrestre la formation des dépôts a pris son commencement à l'étage tortonien avec des couches à lignite ligneux d'eau douce. Dans le toit on voit apparaître graduellement des formations d'eau-mixtes puis des formations marines. Les sédiments de la mer tortonienne ont un développement argileux dans le bassin, aux rives ils sont formés de conglomérats graveleux-sableux. Le conglomérat d'abrasion de la rive est situé immédiatement sur le socle mésozoïque. La formation des sédiments est close par le gravier meuble continental. Le lignite est expressément allochtone, charrié par les eaux, le tuf rhyolitique qui s'trouve est au contraire autochtone. Dans les endroits élevés de l'ancien niveau la formation du charbon n'a pas eu lieu, ou bien le faciès n'est représenté que par des cordons minces de lignite argileux. La submersion de ces endroits n'a eu lieu que pendant la transgression tortonienne.

La comparaison du terrain à lignite de Szentgál—Herend avec les bassins à lignite de Várpalota et de Hidas, au point de vue de la formation des sédiments, nous permet de tirer les conclusions suivantes:

En Transdanubie l'exhaussement à l'Oligocène du territoire se poursuit au Miocène inférieur avec une lacune dans la formation des sédiments. Le conglomérat de base se retrouve sur tous les trois territoires. Sur le conglomérat il s'est déposé dans la montagne Mecsek une série composée de sédiments sableux, d'eau douce, renfermant des cordons de lignite, puis de Schlier. Le Schlier marin, d'âge helvétien, manque dans le Bakony.

A Szentgál le conglomérat est suivi d'une série de couches d'eau douce, à lignite et tuf rhyolitique, puis succèdent des couches à eaux-mixtes et des couches marines, et enfin du gravier régressif. A Várpalota le lignite succède à des couches marines et d'eau-douce, avec du tuf rhyolitique dans le toit, puis il y a de nouveau des couches marines. A Hidas aussi la série est formée par des couches marines, puis par des couches mixtes, d'eau-douce, à lignite, la série est close de nouveau par des couches marines.

A Szentgál l'on peut donc observer une transgression graduelle et les couches marines ne font leur apparition que dans le toit.

A Várpalota et à Hidas les formations marines font partie également du mur et du toit et entre elles est située la formation à lignite comme un produit de la régression de la mer.

A Szentgál la couche de tuf est située entre les couches de lignite, à Várpalota et dans la montagne Mecsek elle se trouve au-dessus de la lignite.

A Szentgál la période sédimentaire est close par du gravier de régression, à Várpalota et à Hidas la régression est représentée par les sédiments sarmatiens qui font défaut à Szentgál.

La formation de tous les trois gisements de lignite a eu lieu dans la même période sédimentaire. Le gisement de Szentgál s'est formé au commencement du cycle, aux territoires de Várpalota et de Hidas la formation de la lignite a eu lieu vers le milieu du cycle d'érosion. Selon la situation du tuf et des sédiments marins le gisement de Szentgál est plus ancien d'une nuance que les gisements de Várpalota et de Hidas.

Selon l'examen paléontologique les vestiges fossiles des sédiments marins qu'on trouve également dans le mur et dans le toit sont pour la plupart d'un caractère tortonien. L'âge tortonien de la formation des sédiments est aussi indiqué, à Várpalota et à Hidas, par leur relation avec le toit sarmatien. Le conglomérat de base plus ancien est donc le produit de la période continentale de l'Helvétien précédant le cycle de sédimentation tortonien. La différence entre les développements du Mecsek et du Bakony peut donc être ramenée à la diversité de ces deux unités structurales indépendantes.

De quelque façon que l'on groupe les sédiments, même si des recherches plus approfondies apportaient des changements dans la séparation des âges, au point de vue de la formation des sédiments les formations à lignite de ces trois terrains ont la même valeur, elles font partie de la même période de sédimentation.