

ÉRTEKEZÉSEK

A NAGY MAGYAR ALFÖLD FLIS JELLEGŰ KÉPZŐDMÉNYEI

DR. KÖRÖSSY LÁSZLÓ*

Összefoglalás: A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményeire vonatkozó eddigi megállapításaink a következőkben foglalhatók össze:

1. A Radnai havasoktól a tiszántúli eltemetett kristályos pala hegységig húzódó kristályos kőzetekből álló vonulat előtt az ausztriai orogén mozgások idején egy üledékgyűjtő szinklinális alakult ki. Ez az üledékgyűjtő medence F_2K -felé összeköttetésben lehetett a Kárpátok kréta—paleogén flis geoszinclinálisával.

2. Ebben a szinklinálisban a krétában először ősmaradvány nélküli homokkő, konglomerátum, csillámos selymesfényű sötétszürke palás agyag- és agyagmarga rétegek, majd felsőkréta szenon faunát tartalmazó vörös—tarka—szürke és sötét-zöldesszürke palás agyag, marga és homokkőrétegek rakódtak le. Utóbbiak a Kárpátok belső flis képződményeivel azonosak.

3. A tengerág K-i részén eocén és oligocén faunás flis jellegű képződmények vannak, amelyek a Kárpátok jellemző flisképződményeivel (mint a borsai-, tarkói homokkő, menilités palák, krosznói rétegek) nem azonosíthatók, hanem a belső-kárpáti flis képződményekhez tartoznak.

4. Az alföldi flis jellegű üledékösszetlet gyűrű — pikkelyes szerkezetű. A pireneusi orogén mozgások hézagos üledékképződéssel (lepusztulással?), a szávali orogén szakasz nagyfokú gyűrődéssel és a kárpáti flis geoszinclinálisával való összeköttetés megszűnésével észlelhetők. A stájer és további mozgások törénszerek kialakulásával, ezekkel kapcsolatosan a mai flis jellegű képződményeket F_2 -on elhatároló vulkáni tömegek felszínre jutásával és az egész terület lesüllyedésével jelentkeznek. A lesüllyedt területen felsőmiocén, pliocén és pleisztocén medence üledék rakódott le.

Bevezetés

A Nagy Magyar Alföldön az 1926—1930. évek közt Hajdúszoboszlón lefűrt állami kutató mélyfűrés, 1447—2032 m között, a szarmata rétegek alatt kérdéses korú rétegsort harántolt. Ezeknek a rétegeknek a hovartartozásáról sok vita folyt. Az ellentétes vélemények közül a leginkább figyelembe vehető megállapítások az alábbiak:

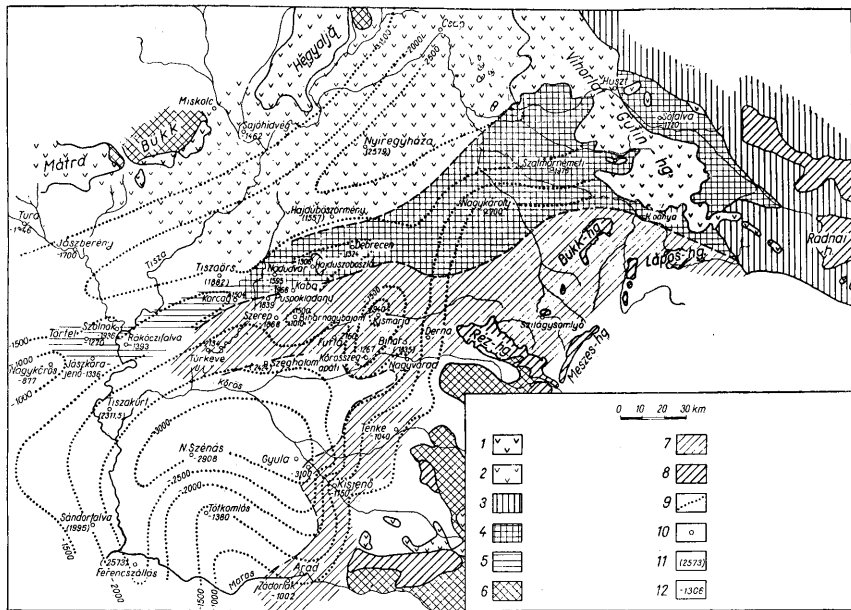
P a p p K. 1932-ben megjelent munkájában azt írja, hogy a hajdúszoboszlói kérdéses korú rétegek a Kárpátok, a Bihar-hegység és az Erdélyi Érc-hegység kárpáti homokkőveivel azonosíthatók [19].

V a d á s z E. a hajdúszoboszlói szarmata rétegsor alatt következő selymfényű agyagpalát és agyagos kvarcitot flis jellegű eocén üledékeknek minősítette. Megállapítása szerint ezek 1470 m körül véget érnek és a fűrés a harmadidőszaki medence alját szolgáltató idősebb rétegösszetletbe jutott, amely szürke, vörös kvarc-homokkő, sárgás tömött mészkő, mészpala, agyagos homokkőpala, agyagpala rétegsorból áll és emlékeztet az Erdélyi Érc-hegység eocén vagy még régibb kárpáti flis képződményeire, másrészt a Bükk-hegység triász-paleozóos összetételére [16].

P a p p K. későbbi munkája szerint a hajdúszoboszlói fűrés 1454 m-től a kárpáti homokkővek törmelékeit, 1450 m-től számban álló krétabeli kalciteres kárpáti homokkőveket vágott át [9].

Ezek a legrégebbi adatok, amelyek a hajdúszoboszlói kincstári mélyfűrés rétegsora alapján feltételezik a flis rétegek jelenlétét a Nagy Magyar Alföld mélyén.

* Előadta a Kárpáti—balkáni Földtani Egyesülés IV. kongresszusán, Kievben, 1958. szept. 16-án.



1. ábra. A Nagy Magyar Alföld belső-kárpáti flis jellegű képződményei. Szerkesztette: Dr. Kőrössi I. Magyarázat: 1. felszíni neogén vulkáni képződmények, 2. nagy vastagságú felszínalatti felsőmiocén vulkáni képződmények, 3. felszíni felsőkérta-paleogén flis, 4. neogén rétegekkel fedett felsőkérta-paleogén belső-kárpáti flis jellegű képződmények, 5. neogén alatti felsőkérta belső-kárpáti flis jellegű képződmények, 6. harmadidőszaknál idősebb felszíni képződmények, 7. harmadidőszaki képződményekkel eltakart kristályos palák, 8. felszíni kristályos palák, 9. Újharmadidőszaki medencealjzat szintvonalai a tengerszint alatt, 10. mélyfúrás, 11. harmadidőszaki képződményekben befejezett mélyfúrás talpa, 12. harmadidőszaki medencealjzat szintvonalai a tengerszint alatt. — Fig. 7. The sedimentary formations resembling the Carpathian interior flysch in the Great Hungarian Basin. Constructed by I. Kőrössi. Explanation: 1. Neogene volcanics on the surface, 2. subsurface upper Miocene volcanics of great thickness, 3. upper Cretaceous-Paleogene flysch on the surface, 4. Upper Cretaceous-Paleogene flysch-like formations covered by Neogene, 5. upper Cretaceous flysch-like formations covered by Neogene, 6. pre-Tertiary superficial formations, 7. Crystalline below Tertiary, 8. Crystalline on the surface, 9. depth of the bottom of late Tertiary below sea level, 10. deep well, 11. bottom of deep well stopped in Tertiary, 12. depth of the basement of the Tertiary basin below sea level

Ezeket a megállapításokat a geológusok általában kételkedve fogadták, csak lehetőségnek és nem bizonyosságnak tekintették és a hajdúszoboszlói rétegeket sok más képződményhez is hasonlónak és azokkal azonosíthatónak vélték. Így F e r e n c z i I. a Balaton menti alsótriász (kampili) préselt homokkövekkel, a palagonitosképi tufákat az Erdélyi Hegyes-Solymos hegység hasonló képződményeivel azonosította, mely ott szintén triász korú. B ö c k h H. a sötét palákat a karbon alaphegység darabjainak tartotta [11].

A közelmúltban lemélyült kőolajkutató fúrások nagyobb elterjedésben találták meg ezeket a képződményeket és néhány ősmaradvánnyal a földtörténeti korok is rögzíthető. További kérdés e rétegsorozat tektonikája, ősföldrajzi elterjedése és az ismert flis képződményekkel való kapcsolatuk tisztázása.

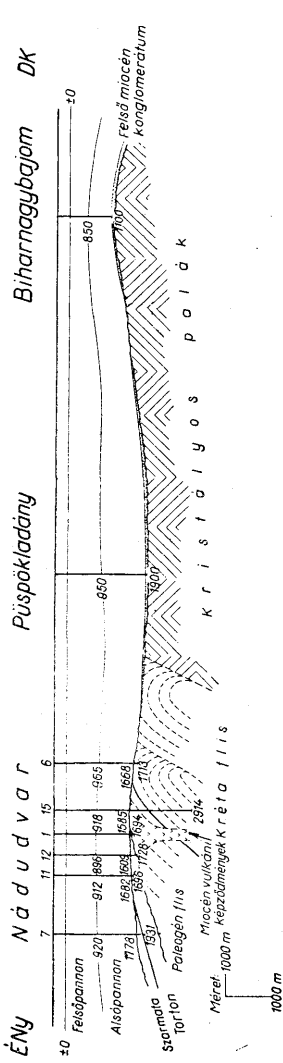
Az alföldi flis képződmények környezetének földtani felépítéséről a mélyfúrások alapján ma az alábbiakat tudjuk [4]:

A Nagy Magyar Alföld K-i részének közepe táján ÉK—DNy irányú, főleg kristályos palákból álló, környezetéhez viszonyítva 1000—2000 m-re kiemelkedő hegyvonulat húzódik a neogén üledékek alatt. Ezt az eltemetett hegységet a fúrásokból Türkevétől Kismarjáig—Körösszegapátig ismerjük. A lepusztulás termékeit még tovább lehet követni Ny felé Törtel—Nagykörös vidékéig. A földmágneses mérések szerint e kristályospala vonulatnak megfelelő nagyobb szuszceptibilitású terület tovább folytatódik DNy felé és feltételezhetően a DK-Dunántúl ismert felszíni és felszinközeli kristályos képződményeivel van összefüggésben.

A kristályos kőzetekből álló vonulat É felé hirtelen, eddig ismeretlen mélységbe süllyed.

(A püspökládányi fúrás még 1929 m-ben elérte a kristályos palát, de a tőle 11 km-re É-ra levő nádudvari 15-ös fúrás 2914 m-ben még a flis jellegű képződményekben végződött. A hajdúszoboszlói kőolajkutató fúrás 1412 m-ben a kristályos palába jutott, míg a tőle 2 km-re levő kincstári fúrás 2032 m-ben még nem érte azt el.)

Ennek a kristályospala vonulatnak ÉK-felé való folytatásában a felszínen talál-



2. ábra. Földtani szelvény a nádudvari—püspökládányi—biharnagybajomi mélyfúrásokon keresztül — Fig. 2. Geological profile across the Nádudvari—Püspökládányi—Biharnagybajom deep wells

juk a Réz-, Meszes-, Bükk-, Lápos-hegység kristályospala tömegeit, amelyek a K-i Kárpátokhoz tartozó Radnai-havasok felé jelzik a kapcsolatot.

Ettől a főleg kristályos kőzetekből álló hegységvonulattól É-ra, vele nagyjában párhuzamosan húzódik az Alföld ÉK-i részén, újharmadkori rétegekkel mélyen eltakarva, a kréta-paleogén flis jellegű képződményekből álló, erősen diszlokált övezet.

A kréta-paleogén flis jellegű képződményeket a D-i részen még vékony, de É felé igen megvastagodó helvétii-törtónai vulkáni képződmények fedik. A vulkáni képződményekben Hajdúböszörménynél 608 m-t, Nyíregyházán 1429 m-t fúrunk anélkül, hogy sikerült volna harántolni azokat. Északabbra Sajóhidvégen az 1466 m vastag vulkáni képződmények alatt már középsőtriász mészkövet találtunk.

A flis jellegű kréta-paleogén rétegek É-i határa tehát a vastag vulkáni takaró miatt még ismeretlen. Nagy töréses övezet húzódik itt, amely a vulkáni képződmények feltörésével és későbbi mélybesüllyedésükkel is kapcsolatban lehetett. A flis jellegű övezetet olyanféle módon határolják itt a mélyben ezek a vulkáni képződmények, mint ahogy az Északkeleti Kárpátokban a Vihorlát—Gutin-hegység.

A flis jellegű képződmények rétegtani viszonyai

A Nagy Magyar Alföldön flis jellegű képződményeket eddig a debreceni, hajdúszoboszlói, nádudvari, kabai, tatárülési, rákóczi-falvi és törtéti fúrásokban észleltünk.

(A Debrecen-2. fúrás 1528—2015,5 m között, a Hajdúszoboszló-2. fúrás 1447,1—2032 m, a Nádudvar-3. fúrás 1838—2113,4 m, a Nádudvar-6. fúrás 1674—1713 m, a Nádudvar 14. fúrás 2095—2142 m, a Nádudvar-5. fúrás 1914—2014 m, a Kaba-1. fúrás 2108—2125 m, a Tatárülés-2. fúrás 1598—1884,5 m, a Rákóczi-falva-1. fúrás 1438—1916 m, a Rákóczi-falva-2. fúrás 1660—1816 m, a Rákóczi-falva-3. fúrás 1793—1837 m, a Rákóczi-falva-4. fúrás 1662—1725 m, a Rákóczi-falva-5. fúrás 1501—1565 m, a Rákóczi-falva-6. fúrás 1572—1636 m között, a Törtel-1 fúrás 1448—1797 m, a Törtel-2. fúrás 1568—1601 m, a Törtel-3. fúrás 1556—1563 m, a Törtel-4 fúrás 1362—1364 m, a Törtel-5. fúrás 1438—1472 m, a Törtel-6. fúrás 1603—1738 m, a Törtel-7. fúrás 1457—1502 m, a Törtel-9. fúrás 1676—1739 m között fúrta át a flis fáciesű képződményeket. Bizonytalan, de lehetséges, hogy ide sorolható a Jászberény-1. fúrás 1677—1923 m, a Jászberény-2. fúrás 1795—1851 közötti rétegsora is.)

A flis jellegű képződmények rétegsora nem változatos. Leggyakrabban kemény palás agyag, agyagmárga és finomszemű homokkőrétegek váltakozásából áll, ritkábban tarkahomokkő, agyagmárga betelepülésekkel és néhol durvaszemű konglomerátum és breccsia padokkal.

A legrégebb flis jellegű üledékek feltételezhetően a felsőkréta szenonemeleténél idősebb korúak. Ezek ősmaradványokat nem tartalmaznak, képződésük kora nem bizonyítható. Idesorolható a Debrecen-2. mélyfúrásban 1878—2015,5 m között átfúrt szürke-, sötétszürke, kemény, meszes kötőanyagú kalciteres homokkő, amelyben durvaszemű homokkő és apró konglomerátum padok, sötétszürke, csillámos selymesfényű palás agyag, agyagmárga rétegek vannak. Erősen diszlokált, töredezett, sok csuszamlási lappal átjárt és meggyűrődött, sokszor nagyon meredek és csaknem függőleges, változó dűlésű rétegsor.

Ezen az erősen diszlokált, főleg homokkőből álló rétegsoron agyagosabb, zöldesszürke, világosszürke homokkőcsíkokat és szenon faunát tartalmazó rétegek vannak.

Közettanilag hasonló az előbbihez a Tatárülés-2. fúrásban 1598—1884,5 m között és a Kaba-1. fúrásban 2108—2125 m közt előforduló rétegsor, amelyben ősmaradványt szintén nem találtunk. Itt nagyon kemény szürke, sötét szürke, főleg finomszemű homokkőrétegek váltakoznak kemény sötétszürke, csillámos, selymesfényű

palás agyagmárga rétegekkel. A homokkő gyengén rétegzett, hajszálvékony kalciterek járják át, néhol vékony agyagos lemezekkel váltakozik, amelyben gyüretlen rétegek között üledékfolyásból származó gyüredezettség figyelhető meg. A homokkő kötőanyaga péltés, karbonátos, Szepesházy K. és Dubay L. megállapítása szerint a homokszemek főleg szögletes 0,05—0,7 mm szemcse nagyságú kvarc, kvarcit, plagioklász, biotit, muszkovit, szericitesedett ortoklász és gneisz törmelékéből állnak. A CaCO_3 -tartalom 4,2—20,18% közt ingadozik. Az agyagmárga sötétszürke, kemény, vékony, kalciteres, péltés karbonátos anyagában néhol szabálytalan foltokban homokos-csillámos, 0,03—0,15 mm szemcse nagyságú, szögletes kvarc, kvarcit, muszkovit homokszemek vannak és sokszor pirites. A CaCO_3 -tartalma 8,2—25% között ingadozik, átlag 13,7%. A rétegdőlés 10—30° között változik.

Ezt a rétegsort a Tatárülés-2. fúrásban 1756—1764 m közt a helvétii-törtónai vulkánosságól származó riolit telér törte át. A fekéje ismeretlen, rajta diszkordánsan nyugodt településű miocén konglomerátum fekszik.

Valószínűtlen, hogy ennek az idősebb flis jellegű üledéknek pontosabb kormeghatározása a kőzettani jelleg összehasonlítása alapján sikeres legyen, mert a környező és közeli szárazulatok lepusztulás termékeiből álló helyi jellegű üledék. A selymes fényű csillámos palás agyagrétegek hasonlíthatók az Erdélyi Érchegység D-i és DK-i részén előforduló barrémi-apti selymesfényű, szürke, fekete, homokos agyagpalák-ból álló flis rétegekhez.

Erre a rétegsorra ősmaradványokkal bizonyítható felsőkréta, szenon rétegek települtek.

A Debrecen-2. számú kőolajkutató mélyfúrásban 1528—1878 m közt szürke, sötétszürke, kemény agyagmárga és vékonyabb homokkőrétegek váltakoznak. Az agyagmárga vékony kalciteres, homokkőcsíkos, nagyon erősen diszlokált, töredezett, csuszamlási felületekkel átjárt, változó, sokszor nagyon meredek rétegdőlésű. Ezekből a rétegekből Majzon L. *Dentalina* sp., *Pseudotextularia varians* (Rzehak), *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *Ventilabrella eggeri* (Cushman), *Globotruncana linneana* (d'Orb.) és *Globotruncana stuarti* (de Lapparent) Foraminifera-fajokat írt le, amelyek a szenon kori flis képződményekben gyakoriak.

Nádudvaron sötét zöldesszürke, szürke, finomhomokos, csillámos agyagmárga vékonyabb homokkő rétegekkel váltakozik és durvaszemű konglomerátum-breccsa betelepüléseket tartalmaz. A zöldesszürke agyagmárga 8—33%, átlag 12% CaCO_3 -tartalmú és nagy tektonikai igénybevétel nyomait mutatja. Ezekből a rétegekből *Globigerina mehani* (White), *Globotruncana stuarti* (de Lapparent), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana linneana* (d'Orb.), *Bulimina purchisoniana* (d'Orb.) stb. típusos szenon Foraminiferák kerültek elő.

A rétegsor mélyebb részén levő breccsa és konglomerátum anyagában csillámos homokos agyagmárga kötőanyagban, kvarc, világosszürke fillit, gneisz, vöröshomokkő, ritkán mészmárgából és mészkőből álló változatos szem nagyságú törmelék van és egész közeli származású, osztályozatlan lepusztulási termékek kell tekintenünk.

Rákóczi falván főleg homokkőpadokból áll a felsőkréta faunás rétegsor. A homokkőpadok között tarka agyag és márga betelepülések vannak. Az egyik fúrás szürke, sötétszürke, főleg agyagmárga rétegsort is talált.

A homokkő szürke és vörös színű, általában 0,5—0,1 mm szem nagyságú, jól osztályozott, de vannak 1—2 mm homokszemeket is tartalmazó kevésbé osztályozott padok is. Szepesházy K. szerint a homokszemek kevés mikrokristályos kalcitos kötőanyagban vannak és leginkább kristályospalából származó szögletes kvarc, kvarcit, kevesebb, részben kaolinosodott földpát, szericitesedett ortoklász, mikroklin és iker-

lemezes savanyú plagioklász, ritkán gránát, csillámpala és gneisz törmeléke. A homokkő CaCO_3 -tartalma 7,8—22%, átlagosan 14,7%. A többi kréta üledékhez hasonlóan erősen diszlokált, a rétegdőlés 45—90° között változik.

A homokkőpadok közötti zöld, barna, vörös tarka agyag-agyagmárga rétegek néhol szögletes vörös foltosak, némely betelepülés CaCO_3 -tartalma a 28,8%-ot is eléri, egyes világos zöldes szürke márgapadé 48,8%-ra emelkedik. A tarka agyagrétegekből *Ammoglobigerina globigeriniformis* (P. J.), *Glomospira charoides* (P. J.), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Bulimina muchisoniana* (d'Orb.), *Globigerina cretacea* (d'Orb.), *Globigerina mckani* (White), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana stuarti* (de Laapp.), *Gyroïdina micheliniana* (d'Orb.) szenon emeletre utaló Foraminiférák kerültek elő.

A szürke, sötétszürke agyagmárga kemény, rosszul rétegzett, kagylós törésű kőzet, melynek péltés alapanyagában elszórtan 0,1—0,7 mm nagyságú szögletes homokszemek vannak, kvarc, ortoklász, mikroklin, plagioklász, muszkovit, cirkon, kalcit és ritkán mészkő törmelékből. CaCO_3 -tartalma 30—36% közt ingadozik. Ezekből a rétegekből *Globotruncana linneana* (d'Orb.), *Globotruncana* sp., *Foraminifera* sp. Foraminifera fajok kerültek elő, amelyek a felsőkréta korra utalnak.

A törte li fúrások közettani jelleg alapján felsőkréta flis fáciesű rétegsorozatában agyag, agyagmárga és homokkő, ritkábban aprószemű konglomerátum rétegek váltakoznak az előbbiekhöz hasonlóan erősen gyűrt állapotban.

Az agyag kemény, szürke, sötét zöldesszürke, néhol vörhenyes. CaCO_3 -tartalma 0,84—3,4 közötti. Szerves maradványként csak kevés szenes növényi lenyomat és *Dentalina* sp. ismeretes belőle.

Az agyagmárga barnásszürke, zöldesszürke, tömött rideg kőzet, sok csuszamlási felülettel. CaCO_3 -tartalma 14—25% között ingadozik.

A homokkő általában világosszürke, 0,05—0,15 mm szemcsenagyságú, rosszul osztályozott, karbonátos vagy kovás kötőanyagú. A homokszemek főleg metamorf kőzetből származó kvarc, ortoklász, mikroklin, biotit, klorit ásványszemekből állanak. A konglomerátumos rétegek homokos karbonátos kötőanyagában osztályozatlan 4—5 cm nagyságot is elérő gyengén koptatott kavicsokat tartalmaznak, főként metamorf eredetű kvarcit, ritkán szemcsés mészkő, agyagpala, finomszemű homokkő, dolomit és sok diabáz kavicsot. A diabáz zöldesszürke, holokristályos szemcsés alapanyagában andezin, augit, klorit, biotit és pirit ásványok ismerhetők fel. Ez a durvaszemű konglomerátum a közeli szárazulatról származó, tengerpart közeli üledék. A diabáz kavicsok az ÉK-re levő szolnoki fúrásokban talált diabáz lepusztulási termékei, amelyek tehát a felsőkrétánál idősebb korú képződmények.

A felsorolt Foraminifera-fajok közül a *Globotruncana linneana* (d'Orb.) a felsőkréta képződmények egyik legfontosabb vezérkövülete, mely csaknem az egész föld felsőkréta tengeri üledékeiben megtalálható [6]. A *Globotruncana stuarti* (de Laapp.) és *Globotruncana arca* (Cushman) szintén csak a felsőkrétában mutatkoznak.

Majzon az alföldi felsőkréta flis jellegű üledék faunáját a „puhovi márga” faunájához hasonlítja [6, 7], de a puhovi rétegek faunája nem különbözik az Északkeleti Kárpátok típusos flisfáciesű felsőkréta üledékeinek faunájától.

A felsőkrétakori flis jellegű rétegszlet felett hasonlóképpen erősen diszlokált felsőkréta-paleogén átmeneti faunájú flis jellegű rétegsor van Debrecen és Nádudvar környékén.

Mindkét területen sötétszürke, barnásszürke, kemény palás agyag, agyagmárga, homokos litotamniumos törmelékes mészkő és a szenon faunás rétegekhez hasonló közettani jellegű homokkő betelepülések fordulnak elő. Ez a rétegsor Majzon L. vizsgálata szerint az ÉK-i Kárpátok felsőkréta-paleogén átmeneti rétegeire jellemző,

nagyrészt agglutinált vázú, trochamminoides-faunát tartalmaz: *Globigerina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Ammosphaeroidina* sp., *Glomospira charoides* (J. P.), *Ammoglobigerina globigeriniformis* (J. P.), *Rhabdammina* sp., *Trochamminoides* sp. [7].

Hasonló Trochamminoides-faunás flis rétegeket írt le Jaskó S. a Szálva völgyéből [3], Majzon L. [6] és Szalai T. [14] az Északkeleti Kárpátokból.

A nádudvari sötétszürke agyagmárga apró Globigerinákat, *Hanthenina kochi* (Hantk.), *Acarinina* sp., *Rhabdammina abyssorum* M. Sars, stb. Foraminiferákat tartalmaz. A *Hanthenina* és az *Acarinina* alapján ezek a rétegek a felsőeocénba tartoznak.

A Trochamminoides-tartalmú szinttáj felett Debrecenben az előző rétegekhez hasonlóan erősen diszlokált, sötétszürke agyag, homokos agyag, agyagmárga, finomszemű homokkőrétegek vannak, amelyek az oligocénre jellemző, főleg agglutinált vázú mikrofaunát tartalmaznak: *Rhabdammina abyssorum* M. Sars, *Ammodiscus* sp., *Cyclamina* sp., *Clavulinoides cubensis* Cushman — Bermudez, *Globigerina triloba* Reuss.

Ezeket a rétegeket faunájuk alapján Majzon L. a flisösszlet „krosznói” vagy „polanica” rétegeivel tartja azonosíthatónak. Ha a „krosznói” rétegekkel azonosak, akkor ennek felső, finomhomokos, vékony homokkőcsíkos agyagmárga rétegeivel mutatnak köztani hasonlóságot, a „középső-krosznói” rétegek vékonyritmusos homokkő-agyagmárga rétegeihez kevésbé, az „alsó-krosznói” rétegek tömeges- és vastagpados homokköveihez — nem hasonlítanak.

A felsőkréta flis jellegű üledék teljes vastagsága ismeretlen. A Nádudvar-15. fúrás 1000 m vastagságban hatolt bele, de nem fúrta át. Mivel ez a fúrás is erősen diszlokált, közel 90°-os dőlésű rétegeket is harántolt, a tényleges vastagság kisebb is lehet. A paleogén rétegek vastagsága Debrecenben 69 m, Nádudvaron 60 m, mivel felső részük a miocén képződmények lerakódása előtt lepusztult, eredeti vastagságuk nagyobb lehetett.

Szerkezeti viszonyok

A nagyalföldi flis jellegű képlékeny agyagos márgás homokos üledékek a fúrás- adatok szerint gyűrődéses, csuszamlásos, töréses szerkezetűek.

A flis jellegű övezetnek a tőle D-re levő kristályos pala vonulattal való érintkezését a fúrásokból nem ismerjük jól. A Biharhegységben a felsőkréta flisfáciesű üledékek és a Gyalui-havasok kristályos kőzeteinek érintkezési vonalán levő partközeli zátonyfaciét az Alföldön nem találtunk. Itt az erősen összegyűrűt és összetört kréta-paleogén flis jellegű képződmény nemcsak egyszerűen reátelepült az idősebb aljzatra, hanem tektonikusan érintkezik vele. A kristályospala tömeghez hozzápréselődött és pikkelyesen egymásra tolódott szerkezetű, mint ahogy az a felszínen is megfigyelhető a magyarországi mezozóos üledékeken. Flis jellegű üledékeink ÉK-i folytatásában a Cibles—Radnai-havasokban, Máramaros vidékén Gherman J. [2], Jaskó S. [3], Pávai Vajna F. [10], Reich L., Schréter Z. [12], Szádeczky Kardoss E. [15] felszíni megfigyelései szerint a flis rétegekre jellemző szerkezeti elemek a 90° körüli meredek rétegdőlésű redők, izoklinás boltozatok, pikkelyes rátolódások és embrionális takarók.

Az alföldi fúrási adatok hasonló szerkezetre utalnak, melyeket ÉNy—DK irányú nyomóerő idézett elő.

A flisjellegű képződmények területének szerkezeti kialakításában valószínű, hogy már az ausztriai orogén fázis mozgásai is részt vettek. Ennek volt a következménye a Tiszántúl—Radnai-havasok közti kristályos pala vonulattól É-ra kialakult szinklinális jellegű üledékes teknő, amelybe a kréta flis tenger ÉK felől hosszan benyúló

öbölként behatolt. A további mozgások a diszkordanciák megállapításának nehézsége miatt nem mutathatók ki biztosan. A trochamminoideses szint utáni üledékhányat a pireneusi mozgások okozta kiemelkedés, lepusztulás okozhatta. A Kárpáti fő gyűrődési szakaszt okozó szávai mozgások hatásának tulajdonítható az, hogy az oligocén képződmények is nagyon erősen gyűrűt, diszlokált helyzetben vannak. J a s k ó S. megfigyelése szerint a Száva völgyében a kréta-oligocén képződményeken belül diszkordancia nem észlelhető, tehát a belső-kárpáti flis képződmények felgyűrődését itt a szávai mozgásoknak tulajdoníthatjuk.

Az oligocén végi hegységképző mozgásokkal a kréta-paleogén flis területek kiemelkedtek, a Kárpátok neogén geoszinklinálisa és a keletalföldi medence közti összeköttetés megszűnt.

A későbbi mozgások hatása már nem gyűrődésekben, hanem a harmadidőszaki üledékes medencéket létrehozó törérendszerek kialakulásában nyilvánult. Flis jellegű képződményeink vonulatától É-ra megfűrt hatalmas vulkáni tömegek a stájerogén szakaszban létrejött mélyreható törérendszerhez kapcsolódnak.

Kassától K-re, a „Hernád-vonal” és a máramarosi kristályos masszívum közötti területen a Kárpátok kristályos-mezozoós belső — övezete nincs meg a felszínen; az Északkeleti Kárpátok belső övezetének e mélybesüllyedése és a kréta-paleogén flis tengernek alföldi beöblösödése közt összefüggés tételezhető fel. Az Északkeleti Kárpátok belső övezetének mélybesüllyedésével kapcsolatban alakult ki a flis tengernek a Tiszáig benyúló öble.

Ősföldrajzi viszonyok

A tiszántúli kristályospala vonulat, amely a Bihar-hegység kristályospala alapjának Ny-i folytatása, ÉK-felé folytatódik a Rézhegység, Meszes-hegység, a szilágy-somlyói Magura, a szilágybaksai kristályospala rög, a Bükkhegység és a Lápös-hegységben a prelukai kristályos rög alakjában a Keleti Kárpátokhoz tartozó Radnai-havasok kristályos pala tömege felé. J a s k ó S. szerint a Radnai-havasokban „Erdély északi határán a Kárpátok koszorújából csapásirányban s felépítésben egyaránt elkülönülő oldalág nyúlt ki” [3]. Ugyanezt állapítja meg B ä n c i l á I. [1, 87. oldal]: „a Radnai kristályospala masszívum a Keleti Kárpátok kristályos magjának nyugat felé való elágazása, amely elválasztja a Máramarosi és Borgói szenon-paleogén flis képződményeket tartalmazó medencéket...”. Tehát a Kárpátok kristályospala magjának nyugat felé való elágazásához csatlakoznak, ennek mintegy folytatásaként a Preluka, Bükk-hegység, Rézhegység kristályospala rögsei. Ettől a kristályospala-vonulattól É-ra, vele párhuzamosan húzódott az a kréta és paleogén szinklinális, amelyben a flis jellegű üledékképződés történt. A tiszántúli és a szatmárnémeti—nagykárolyi fúrások szerint ÉK-felé feltételezhetően összeköttetésben volt az Északkeleti és Keleti Kárpátok „belső kárpáti flis” vonulatával. Ezt bizonyítja a Huszttól KDK-re kb. 13 km-re Husztsófalva (Dani, lovo) mellett mélyült szovjet mélyfúrás is, amely 1920 m-től a 2506 m talpmélységig eocén flis képződményekben fűrt [18]. Az alföldi flis jellegű képződmények a Tiszántúl—Radnai-havasok közötti kristályospala vonulat előtt képződött felsőkréta paleogén üledékgyűjtő szinklinálisban kialakult tengerágban rakódtak le.

A kréta paleogén tenger nem korlátozódott a külső-kárpáti flis geoszinklinálisra, hanem a Keleti-Kárpátok kristályos-mezozoós övének a Ny-i oldalára is áttért. Ezt a belső-kárpáti flis övezetet nagy darabon betakarja a Kelemen—Hargita-hegység vulkáni tömege. A belső-kárpáti kréta-paleogén flis tenger kapcsolatban volt a Bihar-hegységtől D-re levő Maros menti flis geoszinklinálissal, amely a barrémi emelettől kezdve alakult

ki [5, 8]. Innen DNy-ra talán meglehetett az összeköttetés a jugoszláviai Törökbecse, Orlórd, Bárányos környéki fúrásokban talált krétakori (cenoman) mikrofaunas flis jellegű képződmények felé. A Maros menti geoszinclinális felsőkréta képződményei a Bihar-hegység K-i oldalán csaknem Kolozsvárig megtalálhatók. Szalai T. szerint erre is összeköttetés állhatott fenn a tiszántúli flis tengerrel.

A tiszántúli flis képződmények tehát a Kárpátok flis geoszinclinálisának egy, messze DNy-felé benyúló öblében rakódtak le. Ebben az öblében az üledékképződési viszonyok hasonlóak voltak a flis tenger más részein levőkhöz, vagyis aránylag gyorsan, nagy tömegű üledék képződött a közeli szárazulatok nagyarányú lepusztulása révén. A sok törmelékert tartalmazó zavaros vízben kedvezőtlen életfeltételek miatt az ősmaradvány ritka. De ebben a távoli öblében képződött üledék közettani jellege várhatóan különbözik a Kárpátok egyes jellegzetes flis képződményeitől, mert a környező lepusztulási területek is más jellegűek voltak. Közettani alapon tehát nem várható, hogy azonosítani lehessen ezt a helyi jellegű üledéket valamely jellegzetes kárpáti szinttel. Mégis a szenon Globo truncana-faunas sötétszürke, zöldesszürke és vöröses rétegsor azonosnak tekinthető a Kárpátaljáról, Izsaszacsal környékéről, a Cibles hegységi É-i oldalán Erzsébetbánya—Batiza vidékéről, a Lápos hegységből leírt szürke, zöldesszürke, zölderes-foltos és vörös homokos márgás flis rétegekkel.

A paleogén képződmények erőszakolás nélkül szintén nem azonosíthatók a jellegzetes külsőkárpátokbeli flis szintekkel. Ezek a belső flis övhöz tartozó paleogén üledékek litológiaiailag kárpáti flis kifejlődésűek, szintjei és fácies változásai attól eltérők. Ilyen belső-kárpáti, flis jellegű üledékek képződtek az Alföld É-i részére K-felől Nádudvar vidékéig benyúló paleogén tengeröblében is.

Ezek a belső-kárpáti flis jellegű üledékek különböznek a kréta-paleogén medencékben leülepedett epikontinentális tengeri üledéktől, amelynek a rétegsora változatosabb, meszebb, általában vékonyabb, ősmaradványban gazdagabb, a tektonikája pedig jóval egyszerűbb.

IRODALOM — REFERENCES

1. Băncilă, J.: Geologia Carpatilor Orientali. Bukarest, 1958. — 2. Gherman, J.: Discuții asupra tectonicii Maramuresului. *Communic. C. Geol. sed. din. 19. II. 1952.* — 3. Jaskó S.: A Szálva völgy földtani leírása. *Magyar Földt. Intézet Évi jelentés 1943.* — 4. Kőrössy L.: A Tiszántúli mélyföldtani és őstüdőrajzi viszonyai a kőolajkutatók kilátásai szempontjából. *Bányászati Lapok 1957.* — 5. Măcovei G.—Atanasiu, I.: Evolution géologique de la Roumanie. *Crețace. Anuarul Inst. Geol. Românei, XVI. 1934.* — 6. Majzon L.: Adatok egyes kárpátaljai flisrétegekhez, tekintettel a Globotruncanákra. *Magyar Földt. Int. Évkönyve 1943.* — 7. Majzon L.: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. *Földtani Közöny, 1956.* — 8. Nagy L.: A Román Népköztársaság Földtana. Kolozsvár, 1958. — 9. Papp K.: A kincstár csonkamagyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrásai. *Bányászati és Kohászati Lapok, 73. 1940.* — 10. Pávai Vajna F.: A felső Izavölgy környékének geológiája. *Magyar Földt. Int. vitaulései 1943.* — 11. Sümeghy J.: A Tiszántúl. *Magyar Tájak földt. leírása. VI. 1944.* — 12. Schröter Z.: Az iszacsali kőolajterület földtani viszonyai. *Földt. Közl. 1943.* — 13. Strausz L.: Jelentés az 1943. évben Maramaros megyében végzett geológiai felvételeiről. *Magyar Földt. Int. Évijelentés 1943.* — 14. Szalai T.: Az Északkeleti Kárpátok geológiája. *Magyar Földt. Int. Évkönyve 38. 1947.* — 15. Szadeczky-Kardoss E.: Maramarosi vasérc előfordulás bányaföldtani vizsgálata. *Magy. Földt. Int. Évijelentés 1941—42.* — 16. Vadász E.: Magyarországi olajkutatók kérdései és lehetőségei. *Kézirat 1935.* — 17. Vadász E.: Földtörténet és földfejlesztés. Budapest, 1957. — 18. Gurevics K. J.: K voproszu o stratigrafii treticsnih ostatkov szolotvinszkoi vpadini, po dannim opornovo burenijai. *Geol. Szbornik Lvovszkovo geol. Obszctva. 1956. Nr. 2—3.* — 19. Papp K.: Die geologische Karte Ungarns. *Földtani Szemle 1932.* — 20. Szentes F.: A Felsőtisza medence összefoglaló képe. *Földt. Int. Jel. Függelék a vitaulésekről 1942.* — 21. Vadász E.: Magyarország földtana. Budapest 1953. — 22. Vadász E.: Magyarország nagyszerkezeti vázlata, MTA Műsz. Oszt. Közlem., 1955.

The flysch-like formations of the Great Hungarian Basin

Dr. L. KÖRÖSSY

Our knowledge concerning the flysch-like sedimentary formations of the Hungarian Basin may be summarized as follows:

1. At the time of the Austrian orogeny a geosyncline was formed in front of the crystalline range extending from the Rodna Mountains to the buried crystalline range along the Eastern border of Hungary. This trough may have been connected with the Cretaceous-Palaeogene flysch geosyncline of the Carpathians, towards the NE.

2. This trough has, in the Cretaceous, accumulated at first fossil-free sandstones and conglomerates, as well as layers of clay and marl shale resembling „Schistes lustrés”. Later on, redspeckled gray and dark greenish gray clay shales, marls and sandstones carrying a Senonian fauna were formed. The latter are identical with the so-called Carpathian interior flysch.

3. In the Eastern part of the trough there occur fossil-bearing Eocene and Oligocene flysch-like sediments, which cannot be identified with the characteristic flysch sediments of the Carpathians (as *e. g.* the Borsa and Tarkó sandstones, menilith shales, Krosno strata etc.).

4. The flysch-like sequence of the Great Hungarian Basin is of a folded and overthrust structure. The Pyrenean orogeny has manifested itself by incomplete sedimentation (denudation?), while the Savian orogeny has brought about intense folding and the severing of connections with the flysch geosyncline of the Carpathians. The Styrian and younger orogenies have caused the formation of fault systems, with the effusion of the volcanics bordering to-day the flysch-like formations towards the North. Simultaneously, the entire area has undergone a gradual sinking. The sunken part of the basin was gradually filled up by upper Miocene, Pliocene and Pleistocene basin sediments.