Földtani Közlöny, Bull. of the Hungarian Geol. Soc. (1977) 107. 406—420

Az Erdélyi-medence mélyföldtani viszonyai a legújabb kutatási eredmények alapján

dr. Csiky Gábor

(6 ábrával)

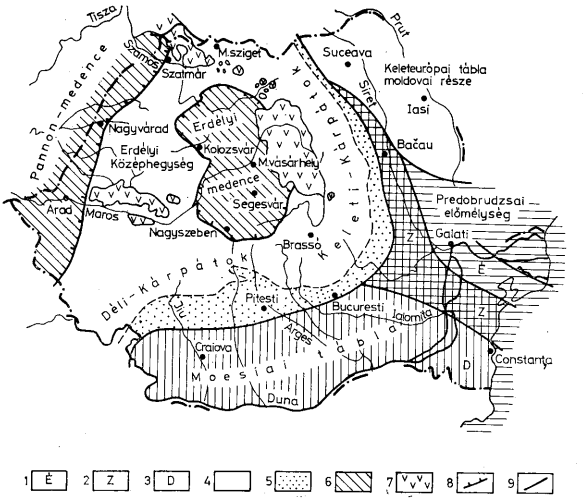
A KGST Kőolaj - és Gázipari Állandó Bizottsága 1956-ban alakult meg, első magyarországi ülése pedig 1957 decemberében volt Budapesten. Azóta, vagyis közel 20 év óta, a környező népi demokratikus államokkal fennálló kölcsönös gazdasági és tudományos-műszaki együttműködés lehetővé tette és teszi, hogy a tudományos és ipari kutatások területén megismerhessük egymás eredményeit, problémáit és ezeket megvitathassuk ülések, információcserék, előadások keretében. Ezeknek a kutatásoknak a tudományos eredményei már nem titkosak, hiszen nemzetközi kongresszusok, asszociációk keretében, cikkekben sőt könyvekben, továbbá négy évenként rendezett kőolajvilágkongresszusokon, egész Földünkre kiterjedő, mind a szocialista, mind a kapitalista államok közlik kutatási eredményeiket.

Hazánkban is tapasztaljuk, hogy általában a nyersanyag, főleg a szénhidrogénkutatás az elmúlt 30 év alatt a magyar földtan tudományát sok új eredménnyel gazdagította, melynek következtében földtani szemléletünk kitágult és módosult.Ugy van ez a környező államokban is, ahol a kőolajkutatás szintén sok új, néha váratlan földtani eredményt adott, melyek bennünket is érdekelnek sőt érintenek, mert hazánk a környező államokkal együtt ugyanannak a nagy középeurópai földtani egységnek a Kárpát-medencének illetve Kárpát-medencék rendszerének a tagja.

Mindig vallottuk többen, másokkal szemben azt, hogy a földtani képződmények nem ékelődnek ki, a mozgások pedig nem halnak el a politikai határoknál, továbbá azt, hogy a hazánkat környező területek alaposabb földtani ismeretére szükség van. Erre mutatott rá helyesen Körössy László 1957-ben, a 300000-es földtani térkép méltatásakor, továbbá Szepesházy Kálmán 1973-ban tartott érdekes előadásában, végül Szalai Tibor 1975. októberében, a Bogsch László által Telegdi Roth Károlyról tartott megemlékezés alkalmából. Telegdi Roth Károly 1929. évben megjelent „Magyarország geológiája" című könyvében helyesen, hazánk földtani felépítését és kialakulását a kárpáti keretben elhelyezve mutatta be.

A környező államok közül kiváltképpen Románia az, ahol Erdély és a Kárpátok földtani képének a megismerése Hauer és Stache óta a legkiválóbb magyar, román, német illetve szász geológusok több mint 100 esztendős közös munkájának az eredménye. Mielőtt az Erdélyi-medence mélyföldtani viszonyait ismertetném vessünk egy pillantást a környezetre, a keretre, Románia nagyszerkezeti egységeire (1. ábra).

A nagy elődök — Murgoci, Sava Atanasiu, Mrazec, Popescu-Voitesti, Macovei — és a kortársak — Preda, Ion Atanasiu, Cordarcea, Oncescu, Filipescu — munkái alapján, továbbá Stille nagy szintézise a „Der geotek-



1. ábra. Románia tektonikai vázlata (A Comitet Geologic 1 : 500 000 földtani térképe és DUMITRESCU I. et al. tektonikai térképe nyomán). Jelmagyarázat: 1. Észak-dobrudzsai orogén, 2. Zöldpala övezet, 3. Moesiai tábla és Dél-Dobrudzsa, 4. A Kárpáti orogén kristályos-mezozóos tömegei és a flisövezet, 5. Neogén kárpáti előmélység, 6. Belső kárpáti süllyedékek, 7. Neogén vulkanitok, 8. Medencehatárok, 9. Tektonikai vonalak

Fig. 1. Tectonic sketch of Romania (after the 1 : 500 000 geological map of Romania and the tectonic map plotted by I. DUMITRESCU et al.). Legend: 1. North Dobrudja orogen, 2. Greenschist zone, 3. Moesian platform and South Dobrudja, 4. Crystalline-Mesozoic masses of the Carpathian orogen and the flysch zone, 5. Neogene Carpathian fore-deep, 6. Intra-Carpathian depressions, 7. Neogene volcanics, 8. Basin boundaries, 9. Tectonic lines

tonische Werdegang der Karpaten" nyomán volt tanárom Ion BAŇCILĂ szerint Románia területe litosztratigráfiai, szerkezeti és földfejlődéstörténeti szempontból két nagy, alapvetően eltérő szerkezeti egységre, kéregrészre osztható: *1.* a kárpáti előtér, a Vorland és *2.* a kárpáti orogén. A kettő között a határt nagyjából a perikárpáti vonal húzza meg.

A kárpáti előtér három nagyszerkezeti egységből áll:

a) északi része, az ún. Moldovai tábla vagy platform nem más mint a keleteurópai tábla podoliai részének a déli része.

b) déli része, a moesiai tábla, (a régi prebalkánia) a havasalföldi részén kívül magában foglalja a déli és középső Dobrudzsát, a zöldpala vonulatot egészen az irodalomból ismert Pecineaga-Camena vonalig.

c) A két előbbi idősebb egység között foglal helyet, jobban mondva ékelődik be egy fiatalabb, mobilisabb övezet, az északdobrudzsai orogén és a predobrudzsai előmélység vagy depresszió.

Az előtértől teljesen eltérő és fiatalabb kárpáti orogén terület szintén több szerkezeti egységből áll.

a) a központi kristályos-mezozóos masszívumok és pedig a Keleti, a Déli-Kárpátok és az Erdélyi Középhegység és a szigethegységek masszivumai (tömegei).

b) a belső vagy központi depressziók illetve medencék (süllyedékek), így az Erdélyi- és a Pannoniai-medence, úgyszintén a kisebb belső medencerészek.

c) A Keleti és Déli Kárpátok kristályos-mezozóos vonulata előtt húzódó külső kárpáti, prekárpáti vagy moldo-géta előmélység illetve depresszió szerkezeti egysége. (A többféle elnevezés az egyes szerzők miatt van, akárcsak nálunk.) Ez magába foglalja a Keleti Kárpátok flis vonulatát is, továbbá a neogén molasz zonát, régi nevén a Szubkárpátokat, végül a Déli Kárpátok előtti géta depressziót illetve zónát, ahol flis képződés nem volt.

d) Végül a neogén vulkáni tömegek, illetve vonulatok egysége.

Tektogenetikailag a kárpáti orogén terület a kréta (ausztriai és larámi) orogén mozgások révén létrejött Dacidák és a neogén stájer mozgások által létrehozott Moldavidák takarórendszereiből áll. A Keleti Kárpátok belső vonulatát a Dacidák, a külső vonulatát viszont a Moldavidák bonyolult takarórendszere képezi. A Déli Kárpátok a danubiai autochton és a géta takarórendszer a Dacida egységeiből áll. Az Erdélyi-Középhegységet szintén a Dacidák építik fel és pedig a bihari autochton, a kodru és biharia takarórendszerek, továbbá a Maros-menti ofiolitos zóna, régi nevén Érchegységi geoszinklinális zóna. Ide soroljuk az észak-erdélyi belső flisövet is.

Ennyit a kárpáti keretről, amiről Szepesházy K. 1973. évi előadásában bizonyos vonatkozásban már adott tájékoztatást. Megjegyezzük, hogy a Baňsilă-féle felosztás, tagolás, a jelenből kiinduló morfotektonikai vázlat, a Dumitrescu és társai térképe (1. ábra) viszont már a földtani, tektonikai folyamatokat, történéseket is tükröző tektogenetikai vázlat.

Visszatérve az Erdélyi-medencére: Hofmann Károly és Koch Antal vetették meg klasszikus munkáikban földtanának alapját a múlt század végén. A medence paleogén és neogén képződményeinek első rendszeres rétegtani összefoglalását Koch Antal végezte 1894- és 1900-ban megjelent alapvető monografikus munkájában. Koch úttörő munkásságának alaposságát igazolja az a tény, hogy azóta vagyis éppen 75 éve a geológus nemzedékek számos magyar, román és szász kutatója tanulmányozta a medence tercier képződményeit és lényegesebb változtatás nélkül elfogadta a Koch-féle beosztást, így az nagyjából ma is érvényes.

A medence hegységszerkezeti viszonyainak a tanulmányozása a magyar állami földgázkutatások keretében végzett földtani térképezéssel indult meg 1909-ben. A medence első tektonikai vázlatát, a gyűrődéses tektonikai vázát Böckh Hugó és munkatársai rajzolták meg.

Az első világháború után Mrazec és munkatársai – Jekelius, Atanasiu, Ciupagea, Vancea és Erni – továbbfejlesztették a Koch-Böckh-féle rétegtani-tektonikai modellt. Az 1940–44. évek közt ifj. Lóczy Lajos vezetésével dolgozó magyar geológus gárda, számos új adattal, megállapítással gazdagította a medence földtanára vonatkozó ismereteket.

A második világháború, illetve az 1948. évi államosítás után a Román Állam megkezdte az egész Erdélyre kiterjedő földtani kutatást. A Comitet Geologic, (az ottani KFH) 1948-ban megindította a földtani térképezést, a graviméteres és mágneses majd 1952-ben a reflexiós és refrakciós szeizmikus méréseket. A Kőolajipari minisztérium 1952-ben megkezdte a saját földtani térképezését és graviméteres méréseit, 1954-ben pedig a korszerű szeizmikus felvételeket.

A geofizikai mérésekkel egyidőben 1952-ben a Comitet Geologic megkezdte a földtani alapfúrások mélyítését a medence területén, amit később a kőolaj-

ipar vett át. 1970-ig kb. 40 földtani alapfúrás jellegű kutatófúrást mélyítettek 990 – 4530 m közti mélységig és ezek mind elérték a kristályos vagy mezozóos medencealjzatot. Máskülönben kezdettől fogva 1970-ig az Erdélyi-medencében több mint 1000 fúrást mélyítettek kb 2 millió méter hosszban, de ez nem mind szénhidrogénkutató fúrás. Az adatok bőségét jelzi az, hogy kezdettől fogva több mint 500 kutató foglalkozott a medence földtani viszonyaival és néhány ezer cikk, beszámoló, jelentés készült.

A végzett geofizikai mérések és mélyfúrásos kutatás szolgáltatták azokat az igen érdekes, új földtani eredményeket, amelyek számos cikk és két szintézis, könyv alakjában láttak napvilágot és amelyekről vázlatosan, röviden beszámolni szándékozom.

De Martonne francia geográfus 1907-ben mutatott rá arra, hogy míg az Alpok építménye megőrizte egységes és impozáns mivoltát, addig a Kárpátok több masszivumra darabolódott fel, amelyeknek egy része lesüllyedve hozta létre a belső medencéket és ezeket a fiatalabb üledékek töltötték fel. A feldarabolódott kárpáti tömegeket a flis tenger jellegzetes üledékei utólag az oligocén végén foglalják egybe, s így jött létre a Kárpátok jelenlegi, morfológiailag egységesnek látszó köríve. Ezen utóbbi megállapítást viszont már Szentes Ferenc tette.

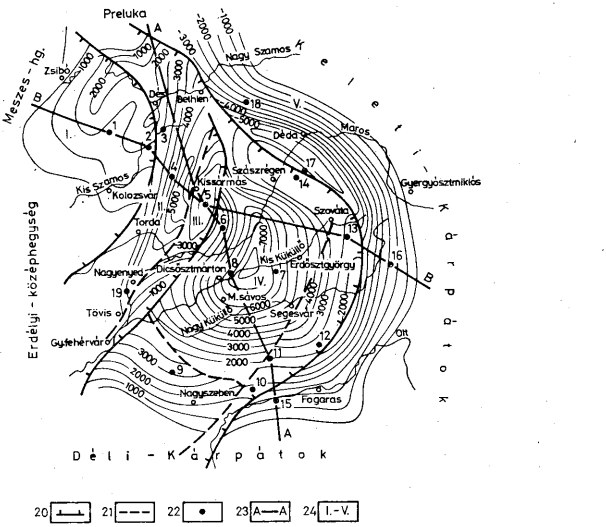
Az egész kárpáti kristályos-mezozóos tömeg keleti részének a közepe táján történt kéregrész beszakadása által jött létre az Erdélyi-medence mint belsőkárpáti süllyedék. A lesüllyedés a felsőkrétában kezdődött, amikoris a Dacidák kárpáti takarói már a helyükön voltak és váltak alaphegységgé, és folytatódott megszakításokkal nem egyenletesen a pliocénben is és tart napjainkig. A mezozoikum folyamán a Tethis tenger uralta a kárpáti területet. A medence elkülönülése a felsőkréta végén kezdődött, a pannon medencével való kapcsolat a tortonig fennmaradt.

A kárpáti keret 3 nagy egysége, a Keleti, a Déli Kárpátok és az Erdélyi Középhegység erőteljes törésvonalak mentén határolják a medencét kelet, nyugat, és dél felé, csupán északnyugaton elmosodottabban, ahol az alaphegység lépcsőzetesen emelkedik a felszínre a Meszes, Magura, Cikó és Prelukai szigethegységek formájában. Ezek a kerethegységek determinálták a medence fejlődését a harmadidőszak folyamán. Így alakult ki az Erdélyi-medence kb. 32 000 km^2 kiterjedésű földtani egysége, mint a felsőkréta – harmadidőszaki hegységszerkezeti mozgások és üledékképződési ciklusok szülötte.

A medence felsőkréta előtti aljzatának képződményeit a szénhidrogénkutatások keretében lemélyített földtani alapfúrások tárták fel, így ismerhettük meg azokat, melyekről kiderült, hogy hasonlóak a kerethegységbeliekhez.

Elérkezve előadásom lényegéhez – az Erdélyi-medence szerkezeti vázlatát feltüntető térkép és két, a medencét átszelő regionális földtani szelvény alapján – megpróbálom az új adatok birtokában először a rétegtani viszonyokat röviden ismertetni, majd a medence tektonikai viszonyait is vázolni.

A kerethegységek kristályos-mezozóos képződményei többé-kevésbé ismeretesek a szakirodalomból. A 2. ábrán felvázolt szerkezeti képet a feltüntetett szerző a végzett geofizikai, elsősorban szeizmikus mérések adatai továbbá a kb 40 lemélyített földtani alapfúrás alapján, melyek közül 19-et feltüntettünk, rajzolta meg. Ha szemügyre vesszük a szintvonalas térképet azt látjuk, hogy a tektonikai vonalak, áttolódások, vetők a medenceterületet több részre tagolják, melyeket római számmal jelöltünk. Vegyük őket sorjába ÉNyról DK felé haladva.



2. ábra. Az Erdélyi-medence szerkezeti térképvázlata a kristályos alaphegység felszínéről (Ichim Tr. nyomán) Jelmagyarázat: 1. Magyarderzse (1940 m, kristályospala), 2. Szék (2161 m, kristályospala), 3. Szamosújvár (2253 m, szenon), 4. Mocs (3206 m, szenon), 5. Mezőpagocsa (3006 m, kristályospala), 6. Mezőbánd (4505 m, jura), 7. Fületelke (4533 m, szenon), 8. Mikefalva (4016 m, eocén), 9. Alamor (2702 m, alsókréta?), 10. Illenbák (1355 m, kristályospala), 11. Ágota (2027 m, triász), 12. Moha (3081 m, kristályospala), 13. Sófalva (2909 m. kristályospala), 14. Görgény (3327 m, kristályospala), 15. Ucsa (1786 m, triász), 16. Zetelaka (1716 m, kristályospala), 17. Libánfalva (2912 m, perm?), 18. Beszterce (3209 m, kristályospala), 19. Nagyenyed (2294 m, gránit), 20. Rátolódási vonal, 21. Vető, 22. Szelvényvonal, 23. Szerkezeti egységek, 24. Kutató mélyfúrás

Fig. 2. Structural map-sketch of the Transylvanian Basin showing the surface of the crystalline basement (after Tr. Ichim). Legend: 1. Magyarderzse (1940 m, crystalline schists), 2. Szék (2161 m, crystalline schists), 3. Szamosújvár (2253 m, Senonian), 4. Mocs (3206 m, Senonian), 5. Mezőpagocsa (3006 m, Senonian), 6. Mezőbánd (4505 m, Jurassic), 7. Fületelke (4533 m, Senonian), 8. Mikefalva (4016 m, Eocene), 9. Alamor (2702 m, Lower Cretaceous?), 10. Illenbék (1355 m, crystalline schists), 13. Sófalva (2909 m, crystalline schists), 14. Görgény (3327 m, crystalline schists), 15. Ucsa (1781 m, Triassic), 16. Zetelaka (1716 m, crystalline schists), 17. Libánfalva (2912 m, Permian?), 18. Beszterce (3209 m, crystalline schists), 19. Nagyenyed (2294 m, granite), 20. Overthrust line, 21. Fault, 22. Section line, 23. Structural units, 24. Boreholes

Az I. számú medencerész a Torda–Dés–Meszes hegység közti kiemelt terület, amelyet a szerző self területnek is nevez, – régi nevén monoklinális peremi öv, – egy laposabb medencerész. Közismert, hogy az Erdélyi-medence ÉNy-i peremén levő Meszes, Cikó és Preluka szigethegységek, úgyszintén Szádeczky Kardoss Gyula „eltakart hegyei"-nek kristályos tömegei képezik a kapcsolatot, a hidat az Erdélyi Középhegység és a Radnai havasok illetve a Keleti Kárpátok, egyúttal pedig a határt az Erdélyi-medence és a Pannon-medence közt. Ugyanezt a kapcsolatot erősítik meg ezen a területen lemélyített 1. magyarderzsi és 2. széki fúrás, melyek a kristályos alaphegységet 1720 illetve 1970 m-ben érték el. Ez a terület tehát a Középhegység eltemetett északi folytatása. Az alaphegységet paleogén és kősómentes miocén képződmények borítják a közismert, klasszikusnak mondható rétegekkel.

Csak Kolozsvártól DNy-ra a Középhegység peremén találunk szenon üledékeket.

A II. számmal jelzett Nagyenyed-Aranyosgyéres-bethleni süllyedéket nyugaton a Torda-dési áttolódási vonal, keleten pedig vető mentén a Mezőpagocsai kiemelkedés határolja. A közel 6000 m mélyre lesüllyedt alaphegység felszínét a szeizmika határozta meg, fúrás nem érte el. Ezen a területen lemélyített 3. szamosujvári és 4. mocsi fúrás 2013 ill. 2440 m-ben szenon rétegekbe hatolt eocén, illetve alsómiocén képződmények alatt; a 19. nagyenyedi fúrás viszont a terület déli részében 2228 m-ben eocén alatt gránitot ért el. A süllyedéket a mélyebb részeken 1500—2000 m vastag, valószínűleg preszenon mezozóos üledék és kb 3200 m vastag paleogén és kősóformációs neogén tölti ki. Észak felé, amint látjuk az alaphegység felszíne fokozatosan emelkedik egészen a Prelukáig. Ez a Nagyszamoson túli rész szintén a monoklinális peremi övhöz tartozik, a közismert paleogén és neogén rétegekkel.

A III. számmal jelzett Marosludas-mezőpagocsai kiemelt, hosszú, keskeny — kb. 100 km hosszú és 15—20 km széles — vonulat a tetővidékén a környezethez képest aránylag kis mélységben, 2480 m-ben, érte el a kristályos pala alaphegységet az 5. mezőpagocsai fúrás nem messze a Kissármásitól. Ezt a kiemelkedést már 1912-ben Eötvös Loránd torziós inga mérései pozitív gravitációs anomáliaként kimutatták, úgyszintén a későbbi román mérések is. A területen az alaphegységet vékony eocén és vastag kősóformációs miocéntakaró fedi.

A római IV. számú Vízakna-Kiskapus-marosvásárhelyi központi medencerész az Erdélyi-medence legmélyebbre süllyedt részét tárja elénk, a Küküllők vidékén, ahol Mikefalva és Fületeike között a kristályos alaphegység a szezmika szerint közel 8000 m mélyen van, a felsőkréta előtti mezozoikum felszíne pedig kb. 5000 m mélységben, felette pedig a felszínig vastag szenonharmadidőszaki üledéktakaró. Ugyanis a legmélyebb fúrás, a 7. fületelkei 4533 m-ben szenonban állt meg, a 6. mezőbándi fúrás 4505 m-ben jura rétegekben, a 8. mikefalvai pedig 4016 m-ben eocén rétegekben. A terület déli része, a Szebeni havasok előterében, egy vető mentén monoklináliskénti határolódik el. Ezen a részen mélyült a 9. alamori fúrás, mely alsómiocén alatt 1910 m-ben szenonba hatolt, majd alsókrétában állt meg. Szintén vető által különül el e medencerész keleti kiemelt része, ahol több fúrás mélyült, melyek majdnem mind elérték a kristályos alaphegységet. Így a Fogarasi-havasok előterében a 10. illenbáki fúrás 1350 m-ben torton alatt, a 11. ágotai fúrás viszont 1340 m-ben triász korú kőzetekbe hatolt és abban is végződött. A 12. mohai fúrás alsókréta alatt már kristályos palát tárt fel 2940 m-ben, a 13. sófalvai fúrás pedig torton alatt érte el 2880 m-ben végül a 14. görgényi fúrás eocén korú képződmény alatt 3246 m-ben hatolt a kristályos alaphegységbe.

Végül az V. számú Fogaras—Székelyudvarhely-dédai medence-rész, mely amint látjuk hosszú vonulatként húzódik a medence keleti peremén, a Kárpátokkal párhuzamosan, a Vöröstoronyi szorostól a Radnai havasokig kb. 260 km-en keresztül. Ez a zóna két részre osztható: a déli részében az Olttól kb. Zetelakáig az alaphegység monoklinálisszerűen dől a medence belseje felé; Zetelakától Besztercéig viszont ÉNy felé vonulva árokszerűen süllyed le közel 6000 méter mélységbe Déda és a Görgény patak között. Ebből az árokból viszont meredeken tör a felszínre a keleti peremi részen és képezi a Keleti Kárpátok központi kristályos magját. A vonulat mentén 4 fúrás mélyült: a 15. ucsai fúrás a Fogarasi havasok előterében alsómiocén alatt

1350 m-ben triász korú rétegekbe hatolva állt meg; távol tőle a Hargita lábánál a 16. zetelaki fúrás 1700 m vastag tortonai összlet alatt érte el a kristályos palákat. A 17. libánfalvai fúrás a Görgényi havasok lábánál szintén tortonai rétegek alatt 2600 m-ben triász korú képződménybe hatolva kérdéses perm ben fejeződött be, jelezve az elmélyülést. S végül északon a Beszterce melletti 18. fúrás oligocén képződmények alatt érte el 3202 m-ben a kristályos alaphegységet.

A szénhidrogénkutatások fent ismertetett földtani adatai alapján röviden összefoglalva: a román geológusok szerint a medence kristályos alaphegységét képező metamorfitok, továbbá a paleozóos, mezozóos és neozóos üledékek hasonlóak a kerethegységbeliekhez. A kristályos alaphegységet fedő üledékek több szedimentációs ciklus képződményei. Az idősebbek a perm-triász és a jura-alsókréta üledékképződés szülöttei. Ezeknek az együttes vastagsága igen eltérő: a kiemelt zónákban 0 m, a süllyedékekben eléri a maximális 3500 m-t.

A paleo-mezozóos képződmények rétegtana még kevéssé ismert, a kevés adat miatt, így főleg az Erdélyi Középhegység képződményekkel való összehasonlítás — analógiák, — képezik az ismeretek alapját.

Verrucano kifejlődésűnek tartott konglomerátumot találtak a libánfalvai fúrásban 27 m vastagságban. Triász korú képződményeket tárt fel néhány fúrás a Fogarasi havasok előterében kb. 700 m vastagságban: az ucsai és ágotai fúrás dolomitot, mészmárgát és konglomerátumot, a zsiberki fúrás a mohaitól délkeletre márgát, palás agyagot, mészkövet továbbá diabázt és gabbrot. Ezek a triász kőzetek Kodru típusúak. Jura korú kőzeteket harántolt a mezőbándi fúrás kb. 1100 m vastagságban éspedig felsődogger és malm mészköveket, melyekhez hasonlóak Torda környékén és a Persáni-hegységben fordulnak elő. Alsókréta kőzeteket tártak fel: a mezőbándi fúrás barremi-apti mészkövet és mészmárgát, a mohai fúrás barremi-apti mészkövet, márgát és agyagot, az alamori fúrás pedig 400 m vastag kérdéses albi palás márgákat és homokkőrétegeket.

A szenonnal kezdődő medenceüledékek rétegtanáról való ismeretek már bővebbek. Az üledékképződés itt sem volt folyamatos mint ahogy régebben feltételezték. Több üledékképződési ciklust állapítottak meg: *1.* felsőkréta, *2.* eocén-oligocén, *3.* burdigál-helvéti, *4.* tortonai-buglovi-szarmata és *5.* pliocén ciklust.

A felsőkréta üledékeket a medence peremein a kristályos-mezozóos aljzatra transzgredálva találjuk éspedig különböző kifejlődésben. Az Erdélyi Középhegység keleti peremvidéke északi részében Torda környékén gozau kifejlődésű, a déli részében közismerten flis kifejlődésű. A Szebeni havasok lábánál gozau kifejlődésű és ugyanilyen az alamori fúrásban is. A Persáni hegységben viszont flis faciesű a szenon.

A felsőkréta szenont a medencében több fúrás harántolta és elég elterjedtnek látszik. Az alamori fúráson kívül a szamosújvári, a mocsi, a fületelki fúrást említjük, amelyekben 1300 m max. vastagságot ért el. Mindhárom fúrásban a román geológusok szerint a szenon flis kifejlődésű, ami elég meglepően hangzik!

Az eocén üledékeket számos fúrás harántolta a medence egész területén, ahol transzgredál a kristályos-mezozóos vagy szenon képződményekre. Maximális vastagsága 900 m, tehát vékonyabb mint az észak-erdélyi epikontinentális paleogén területen, ahol Zsibó környékén a vastagsága kb 1500 m.

Az oligocén elterjedése a medence belsejében már jóval kisebb és nem terjed

a Torda-Déda vonaltól délre. Figyelemre méltó, hogy a besztercei fúrás 700 m vastag oligocén rétegsort (feketés márgák, homokkőbetelepülésekkel) harántolt éspedig flis kifejlődésben.

Ezek szerint úgy látszik, hogy a belső kárpáti flisnek több (feltehetően összefüggő) ága van: az egyik a minket is érintő máramarosi-észak-erdélyi-debreceni-szolnoki vonulat, a másik a marosmenti (érchegységi) flis zóna, egy harmadik pedig a Keleti Kárpátokkal párhuzamosan a máramarosi medencétől a Persáni-hegységig alakult ki.

Ezen utóbbi övezet gondolata felmerült máskülönben bennünk is Majzon Lászlóval annakidején folytatott beszélgetések során, amikoris a a kelet-erdélyi oligocén rupéli rétegekről és a nyárádszeredai és erdőszentgyörgyi fúrásokban feltárt globotruncanás rétegekről volt szó, bár a flis-jelleg nem a faunán múlik!

A miocén képződményekkel kapcsolatban csak a legfontosabbat említem meg. A burdigál-helvéti ciklus képződményeit majd minden fúrás harántolta a medencében, elválasztásuk viszont gondot okozott.

A medencének sok szempontból legfontosabb, de legjobban ismert képződményei a tortonai-szarmata ciklus közismert üledékei. Fontosak mert ők tárolják a kősót és a földgáztelepeket. Legjobban ismertek mert könnyen korrelálhatók a rétegek a fauna gazdagsága miatt, de főleg a dácittufa szintek segítségével. A torton diszkordánsan települ a pretortonai képződményekre, a kristályos paláktól kezdve végig. Három részből áll: alsó része a bázis szint a közismert dési dácittufa. Ez a helvéti-tortonai határt jelző tufaszint a medencében mindenütt a kősó fekvője és ez döntötte el az erdélyi kősó sokáig vitatott tortonai korát, amire már Koch Antal helyesen mutatott rá. Középső része az ún. kősóformáció, felső része pedig a spirialisos márga. A buglovi és szarmata emelet agyagos-márgás és homokos rétegsorozatát együttvéve gázformációnak nevezik.

A buglovi emeletet nemrég választották le fauna alapján a legfelső tortonaiból. Azelőtt a torton-szarmata közti határt a gyéresi dácittufa húzta meg, most a buglovi-szarmata határt jelzi.

A pliocén ciklust kb. 600 m vastag pontusi üledékes összlet képviseli a Küküllők vidékén, a medence középső részében. A pontus a szarmatára transzgredál, a határt a báznai tufa adja. A dáciai, a felsőpliocén rétegek nincsenek kifejlődve.

Rátérve a tektonikai viszonyok rövid ismertetésére: az Erdélyi-medence tektonikai képét első ízben Koch Antal rajzolta meg ezelőtt 75 évvel megjelent mongráfiájában. Szerinte a medence peremein kibukkanó rétegek befelé folytatódva vastagodnak és a mosdótálszerű medence közepén érik el a maximumot. Ez a modell tükrözi a múltszázad végi ún. atektonikus szemléletet, amikoris a főfeladat a rétegtani és őslénytani anyag, és adatgyűjtés, és feldolgozás volt, ami nélkül viszont tudjuk, hogy minden tektonikai következtetés, szemlélet a levegőben logó hipotézis.

A megindult kőolaj és földgázkutatások, a Böckh vezette, a Mrazec vezette, az 1940–44. közti magyar kutatások, végül a román állam által 1948. óta végzett intenzív kutatások bizonyították, hogy a medence mélyföldtani-tektonikai viszonyai sokkal komplikáltabbak és ha lehántanánk a medenceüledékeket egészen az alsókrétáig, nem lapos tálszerű mélyedés hanem magas hegységvonulatok tárulnának elénk, és ugyanezt mondhatjuk mi is a pannon medencéről.

Az Erdélyi-medencét feltöltő üledéktömegnek vagyis a szenonnal kezdődő medenceüledékeknek tektonikai fejlődésében elsőrendű szerepe volt a kristályos-mezozóos alaphegység szerkezeti és domborzati viszonyainak. Bizonyos, hogy a medence a kristályos-mezozóos kéregrésznek lesüllyedése révén keletkezett, ami a kréta végén kezdődött, nem tisztázott viszont az, hogy milyen volt a szenon előtti felszínnek a földtani, geomorfológiai képe, amely aztán a medence aljzatává vált.

Erre vonatkozólag kétféle, szélsőséges felfogás uralkodott, amikor még nem ismerték mindazt amit elmondtam, aminek lényege az alaphegység szintvonalas térképe és a két földtani szelvény.

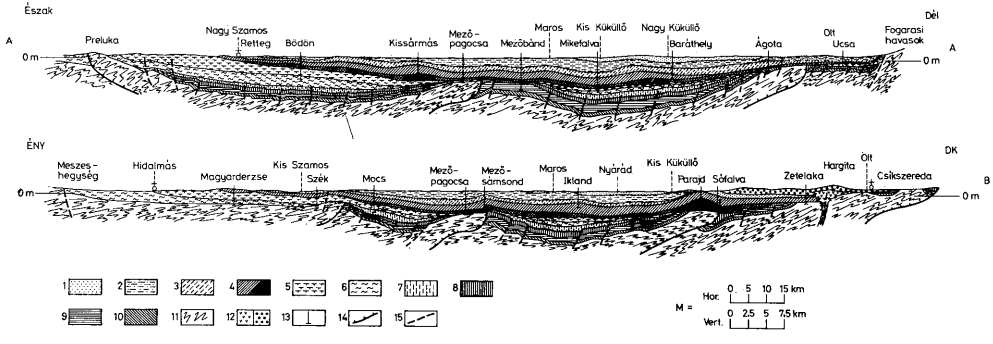
Az egyik felfogás megalapozói Mrazec, Popescu-Voitesti és Preda voltak, akik kis eltérésekkel kimondták, hogy a szenon előtti alaphegység takaróredős szerkezetű. Nem véletlen ez hiszen Uhlig nyomán ők dolgozták ki a romániai Kárpátok takaróredős szerkezeti képét és ebbe beletartozott az Erdélyi-medence alaphegysége is.

A másik felfogás, melyet a kisebbség Ion Dumitrescu és munkatársai alakítottak ki, egy másik végletet képvisel. Szerintük az Erdélyi-medence egy merev közbenső hercin masszívum lesüllyedése által jött létre, melynek kristályos tömege rögös, germanotíp szerkezetű. Rajta triász-jura és kréta foltok találhatók, a paleogén-alsómiocén takaró pedig települt szerkezetű. Ez a merev, rögös tektonikai kép azonban nem illik a keretbe vagyis eltér a kerethegységek tektonikai stílusától. De ha ránézünk a 2. ábrára, melyet a szeizmikus mérések és az alapfúrások eredményei alapján rajzoltak meg, ez már beleillik a kárpáti keretbe. Ezt a tektonikai képet Traian Ichim és munkatársai Ciupagea és Mircea Pauca rajzolták meg, és ez ma a kőolajiparban dolgozó geológusok véleményét tükrözi. Ez a felfogás mindenesetre közelebb áll a takaróredős elmélethez, mert kimondja, hogy a medence alaphegysége áttolt redős (pikkely-redős) szerkezetű, amilyen a Keleti Kárpátokban és a Középhegységben is van, szemben az eltúlzott takaróredőkkel vagy akár a rögös tektonikával.

Ezek után ha szemügyre vesszük a tektonikai vázlatot azt látjuk, hogy az említett 3 kiemelkedés – az I.,–III., és a IV-es keleti kiemelt része – kristályos palái rátolódnak az előttük, vagyis tőlük keletre huzodó süllyedékek mezozóos képződményeire, amint azt a két földtani szelvény is jól szemlélteti (3. ábra).

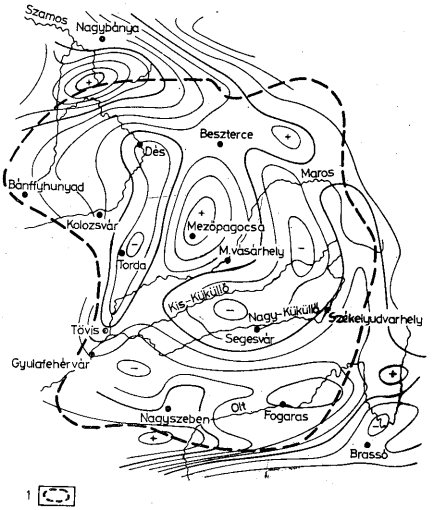
A medenceüledékek tektonikája eltér a szenon elötti aljzat tektonikájától, de azon belül is vannak eltérések. Tektonikai szempontból megkülönböztetünk pretortonai és poszttortonai képződményeket. A torton elötti képződmények tektonikai viszonyait elsősorban aljzatának felszíne, domborzata szabja meg, és általában eltér a dési tufa feletti üledékek tektonikájától, közöttük diszharmónia van. A tortonai transzgressziónak igen nagy a jelentősége több szempontból: ezek közül a legfontosabb, hogy vele egy új tektonikai stílus lép életbe, melynek a létrehozója a kősó.

Nem kívánok kősótektonikával foglalkozni – külön előadást érdemel – de annyit meg kell említenem, hogy a kősónak fontos szerkezetalakító szerepe van, de csakis felfelé, a fedőjében levő üledékekben, de ez a hatás felfelé csökken a pliocénig. A kősó, plasztikus voltánál fogva, diapirizmusával fontos szerepet játszik a földgáztároló szerkezetek, brachiantiklinálisok kialakulásában. A kősó a medencében összefüggő réteget alkot a fúrások adatai szerint (egy régebbi felfogással ellentétben), de vastagsága és mélysége változó: a medence központban helyenként 3000–3500 m vastag üledéktakaró fedi,



3. ábra. Földtani szelvények az Erdélyi-medencéből (ICHIM TR. 1968 nyomán). Jelmagyarázat: 1. Pliocén, 2. Szarmata, 3. Buglovi, 4. Tortonai (kősó), 5. Alsómiocén, 6. Paleogén, 7. Felsőkréta, 8. Alsókréta, 9. Jura, 10. Triász, 11. Kristályos alaphegység, 12. Neogén vulkanit és agglomerátum, 13. Kutatófúrás, 14. Rátolódási vonal, 15. Vető

Fig. 3. Geological sections from the Transylvanian Basin (after TR. ICHIM 1968). Legend: 1. Pliocene, 2. Sarmatian, 3. Buglovian, 4. Tortonian (salt), 5. Lower Miocene, 6. Paleogene, 7. Upper Cretaceous, 8. Lower Cretaceous, 9. Jurassic, 10. Triassic, 11. Crystalline basement, 12. Neogene volcanics and agglomerates, 13. Exploratory drilling, 14. Overthrust line, 15. Fault

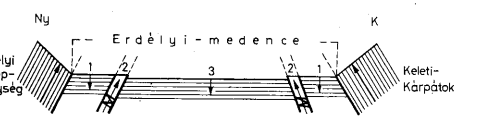


4. ábra. Az Erdélyi-medence regionális gravitációs anomália térképe (GAVAT és társai nyomán 1969). Jelmagyarázat: 1. Medencehatár

Fig. 4. Regional gravimetric anomaly map of the Transylvanian Basin (after GAVAT et al. 1969). Legend: 1. Basin boundary

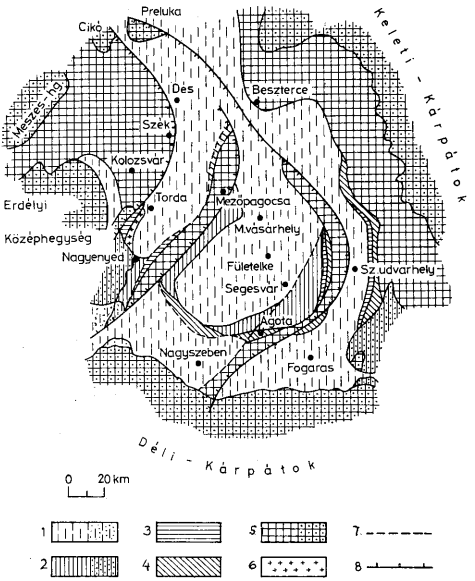
ahonnan a nyomás alól feltörve, a környező, MRAZEC elnevezte, diapir zónában átdöfi a takarót a felszínig. Az ilyen helyeken például Parajdon és Marosújváron a sótömzs vastagsága eléri az 1200—1800 m-t.

Megjegyezzük, hogy elsősorban az orogén mozgások a szenonvégi larámitól a pleisztocénbeli valachiai fázisig, továbbá a litológiai fáciesváltozások, valamint az üledékek vastagsága, azok eltérő plaszticitása és kompreszibilitása (agyagos-márgás-homokos rétegekről lévén szó), mind hozzájárultak a medenceüledékek szerkezeti viszonyainak kialakulásához, változásához.



5. ábra. Vázlatos földtani szelvény az Erdélyi-medencén keresztül (MRAZEC—JEKELIUS—PAUCA nyomán). Jelmagyarázat: 1. Peremi öv, enyhén diszlokált neogén (monoklinális övezet), 2. Diapir redők neogén öve (kósó övezet), 3. Medenceközpont, enyhén gyűrt neogén (gázos dómok területe); a nyíl a mozgások irányát és intenzitását jelzi

Fig. 5. Schematical geological section across the Transylvanian Basin (after MRAZEC, JEKELIUS and PAUCA). Legend: 1. Marginal zone, slightly faulted Neogene (monoclinal zone), 2. Neogene belt of diapir folds (salt zone)- 3. Basin's centre, slightly folded Neogene (area of gas-bearing domes): the arrow indicates the direction and intensit, of movement



6. ábra. Földtani térképvázlat a harmadidőszak előtti képződmények felszínéről (Ichim Tr. nyomán). Jelmagyarázat: 1. Felsőkréta (a mélyben, illetve a felszínen), 2. Alsókréta (a mélyben, illetve a felszínen), 3. Jura képződmények (a mélyben), 4. Triász képződmények (a mélyben), 5. Kristályospalák (a mélyben, illetve a felszínen), 6. Mezozóos magmás képződmények (a mélyben), 7. Vető, 8. Rátolódási vonal

Fig. 6. Geological sketch-map on the pre-Tertiary surface (after Tr. Ichim). Legend: 1. Upper Cretaceous (buried or exposed), 2. Lower Cretaceous (buried or exposed), 3. Jurassic (buried), 4. Triassic (buried), 5. Crystalline schists (buried or exposed), 6. Mesozoic magmatic rocks (buried), 7. Fault, 8. Overthrust line

Az Erdélyi-medence határa a neozoikum folyamán sokat változott. Valójában a paleogén és alsómiocénben még nem beszélhetünk kialakult medencéről, mivel a különböző tengerek elterjedésének aránya és iránya változott, melyből viszont szigetként emelkedtek ki a Keleti és Déli Kárpátok vonulatai, úgyszintén az Erdélyi Középhegység tömege. Erdélyi-medencéről tulajdonképpen csak a tortontól kezdve beszélhetünk, melynek végén záródik el a pannon medencétől és jön létre a medence beltengere, majd a pliocénben kialakul az erdélyi pliocén tó a Kárpátokig. Ebben rakodnak le a beltenger és a tó üledékei. Ezekre terül rá a miocén kori hasadékrendszeren, a tortónaitól kezdődően több fázisban feltörő, az Avas-Gutin, a Hargita és Kelemen havasok vonulatának vulkáni tömegei és azok piroklasztikus üledékei. Majd a tó feltöltődése után alakul ki a medence jelenlegi képe.

Az elmondottakból valami tanulságot is le lehetne vonni, annál is inkább, mert a Pannoniai-medence, az Erdélyi-medencéhez hasonló belső süllyedék,

depresszió, ha fejlődéstörténetükben vannak is bizonyos eltérések, azok nem alapvetőek. Ezenkívül nálunk is megvolt és talán még megvan a kétféle elmélet. Bizonyos, hogy a merev közbenső tömeg vagy Tisia elmélete már megdölt, legalábbis a régi formájában már nem tartható. A szénhidrogénkutatások földtani eredményei alapján nálunk is új földtani kép rajzolódott ki, a pretercier kristályos-mezozóos alaphegységről, ami eltér a régitől. Mi is sok szeizmikus mérést és fúrást végeztünk az Alföldön az elmúlt 30 esztendő alatt, melynek egyre korszerűsödő értelmezései a mindnyájunk előtt jól ismert kutatási eredmények elérésében elsőrendű szerepet játszottak. Sajnos meg kell állapítani, hogy alapfúrási tevékenységünk nem tudott ehhez felzárkózni. Mégis valahogyan többet kell tennünk a magyar földtan érdekében, hogy a Pannoniai-medence mélyföldtani-tektonikai és ősföldrajzi viszonyainak egységesebb képe, egyértelműen mielőbb kirajzolódjék.

Szentes Ferenc szavait idézem: „Nem indokolt — a kárpáti területek — szerkezeti sokféleségét egy közös formára visszaegyszerűsíteni, összefoglalva elnagyolni avagy idegen területek mechanikáját javítás nélkül alkalmazni; ellenkezőleg, éppen ebben a sokszerűségben kell hegyszerkezetünk jellemzőjét látni". Hozzátesszük, hogy a fentiek megvalósítása érdekében, a még fennálló véleménykülönbségek, a különféle elgondolások és megfigyelések ne vetekedjenek egymással, hanem igyekezzenek egymást kiegészíteni. A szintetikus összefoglalásokra viszont mindenkor szükség van, hogy a folyamatok bonyolultságát áttekinthessük, de ugyanakkor a részleteket életszerű színeiben meg kell hagynunk. Ez mindnyájunk feladata, sőt kötelessége, de ehhez a szintézishez új Lóczy Lajosra, Prinz Gyulára avagy Telegdi Roth Károlyra van szükségünk.

Irodalom — References

Koch A. (1900): Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei. I. Paleogén csoport. 1894. — II. Neogén csoport

E. de Martonne (1907): Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. Paris

Böckh H. (1911): Az Erdélyi-medence földgázt tartalmazó antiklinálisairól. M. Kir. Pénzügyminisztérium

Böckh H. (1913): Rövid összefoglaló jelentés az Erdélyi-medence földgáz-előfordulásainak az 1911—12. években történt tanulmányozásának eredményeiről. M. Kir. Pénzügyminisztérium

Szádeczky K. Gy. (1913): Adatok az Erdélyi-medence tektonikájához. Földtani Közlöny, XLIII. k.

Mrazec, L.—Jekelius, E. (1927): Apercu sur la structure du bassine néogene de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. Guide des excursions, Assoc. p. l'avance. geologie des Carpathes, Bucarest

Szádeczky K. Gy. (1928): Eltakart hegyek az Erdélyi-medence ÉNy-i részében. Földtani Közlöny, LVIII. k.

Telegdi Roth K. (1929): Magyarország geológiája I. rész. Pécs

Szádeczky K. E. (1930): Die petrographischen Faziesgebiete des nordwest-siebenbürgischen Eozäns und der Innertransylvanische Block. Bányamérnöki és Erdőmérnöki Főiskola 1930. évi közleményei. Sopron

Mrazec, L. (1932): Considerations sur l'origine des depréssions internes des Carpathes roumaines. Bul. Soc. Rom. Geologie. Vol. I. Bucarest

Ciupagea, D. T. (19..): Nouvelles données sur la structure du bassin transylvain. Bul. Soc. Roum. Geologie. Vol. II.

Popescu-Voitesti, I. (1936): Evolutia geologica-paleogeografica a Pamantului Romanesc. Rev. Muz. Geol.-Min. Univ. Cluj

Preda, D. M. (1937): Geologia Romaniei. Curs litografiat. Univ. Bucuresti

Popescu-Voitesti, I. (1942): Exposé synthetique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. Bul. Soc. Roum. Geologie. Vol. V.

Reich L. (1943): Észak-Erdély földtani fejlődéstörténete és hegyszerkezeti helyzete a Kárpát-medence rendszerében. M. Á. Földtani Intézet Évi Jelentése 1941—42. II. k.

Bartkó L. (1943): Székelyudvarhely—Homoródalmás környékének földtani viszonyai. M. Á. Földtani Intézet Évi Jelentése 1943. II. k.

Bandat H. (1943): Az Erdélyi-medence északi és keleti részének rétegtani és hegyszerkezeti viszonyai. M. Á. Földtani Intézet Évi Jelentése 1943. II. k.

Stille, H. (1953): Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Geologiecnes Jahrbuch. Beiheft 8. Berlin

Nagy L. (1958): A Román Népköztársaság földtana. Kolozsvár (Egyetemi jegyzet)

Szentes F. (1949): A kárpáti hegyrendszer helyzete az alnesi orogénben. Földtani Közlöny 1—4. f.

Lije, M. (1955): Podisul Transilvaniei. Bucuresti

Scheffer V. (1958): Az erdélyi ősmasszívum problémája. Geofizikai Közlemények. VI.. k. 3—4. sz.

Csiky G. (1959): Az Erdélyi-medence földtani képe a legújabb szénhidrogénkutatások tükrében. Földtani Közlöny 3. f.

Oncescu, N. (1959): Geologia Republicii Populare Romane. Ed. II. Bucuresti

Vancea, A. (1960): Neogenul din Bazinul Transilvaniei. Edit. Acad. R. P. R. Bucuresti

DUMITRESCU, I.—SANDULESCU, M.—LAZARESCU, V.—MIRAUTA, O.—PAULIUC, S.—GEORGESCU, C. (1962): Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. Annuar. Comit. Geologic. Vol. XXXII.
GAVAT, I.—AIRINEI, ŞT.—BOTEZATU, R.—SOCOLESCU, M.—STOENESCU, SC.—VENCOV, ŞT. (1963): Structura geologica profunda a teritoriului R. P. R. dupa datele actuale geofizice. Studii si cercetari de geofizica, I/1. Acad. R. P. R.
PAUCA, M. (1961—62): Contributii la cunoasterea structurii geologice a regiunii de NW a Ardealului. Dari de seama ale sedinteler. Vol. XLIX. Inst. Geologic.
RAILEANU, GR.—RUSU, A.—MOISESCU, V. (1964): Relatiile tectonice ale cristalinului muntilor Meses, Ticau cu formatiunile sedimentare ale Bazinului Transilvaniei. Studii si cercetari de geologie-geofzica-geografie. IX/2.
BLEAHU, M.—PATRULIUS, D.—RADULESCU, D.—SAULEA, E.—SAVU, H. (1967): Harta geologica Rep. Soc. Romania. Nota explicativa Institutul Geologic. Bucuresti
BANCILA, I. (1965): Raionarea tectonica a teritoriului Rep. Soc. Romania. (partea I.) Comunicari de geologie S. S. N. G. Vol. IV. 1967. — Partea II. Buletin. Soc. Stiinte Geologice. Vol. X.
VANCEA, A. (1968): Dépots mésozoiques et paléogénes dans la cuvette de Transylvanie. Revue roumaine de géologie, géophysique, géographie. Série géologie. Tome XII./1.
VANCEA, A. (1968): Le role du sel dans la formation des domes de la cuvette de Transylvanie. Rev. roum. géologie, géophysique, géographie. Série géologie. Tome XII./2.
TALOS, D.—VISARION, M.—CORNEA, I. (1968): Morphologie et structure du soubassement de la dépression de Transylvanie d'après les données géophysiques actuelles. Rev. roum. géologie, géophysique, géographie. Tome XII./2.
PAUCA, M. (1965—1966): Contributii la geneza zacamintelor de saruri miocene din Romania. Dari de seama ale sedintelor. Vol. LIII/2. Inst. Geologic.
PAUCA, M. (1969): Problèmes tectoniques dans le Bassin de Transylvanie. Geologische Rundschau, 58. Bend
GAVÁT J.—CIUPAGEA D.—AIRINEI ŞT. (1969): Rapport entre la structure profonde et la structure des complexes sédimentaires de la Dépression de Transylvanie. Acta Geol. Acad. Sc. Hungaricae. Tomus XIII.
BULLA B.—MENDÖL T. (1947): A Kárpát-medence földrajza. Budapest, Egyetemi nyomda
BLEAHU, M.—DIMIAN, M. (1965—66): Santul eugeosinclinal al Metaliferilor si pozitia sa in raport cu Carpatii si Dinaridele. Dari de seama ale sedintelelor. Vol. LIII/3. Inst. Geologic
ILIE, M. (1966): Bazinul neogen al Transilvaniei. Natura, seria geografie-geologie. Vol. XVIII/3.
CIUPAGEA, D.—ICHIM, TR.—OPRAN, A. (1969): Despre disharmonia domurilor din Depresiunea Transilvaniei. Petrol si Gaze, Nr. 11.
ILIE, M. (1970): Apercu synthétique sur la tectonique des Carpates Roumaines. Geologische Rundschau, Band 59.
CIUPAGEA, D.—PAUCA, M.—ICHIM, TR. (1970): Geologia Depresiunii Transilvaniei. Edit. Acad. R. S. Romania. Bucuresti
BOMBITA, GH. (1972): Studii geologice in Muntii Lapusului. Annuar. Inst. Geologic, Vol. XXXIX.
CSIKY G. (1974): Az erdélyi kőolaj- és földgázkutatások története. (Rejezetek a magyar kőolajkutatás történetéből.) Magyar Olajipari Múzeum Évkönyve I. kötet (1969—1974). Zalaegerszeg

Subsurface geology of the Transylvanian Basin in the light of recent results

Dr. G. Csiky

The geology of Transylvanian and the Carpathians has been explored, since HAUER' and STACHE's time, by the joint work of the most outstanding representatives of German, Hungarian and Romanian geologists that have been active during more than a hundred years.

In introduction, first the geotectonic setting of Romania is described, after I. BANCILA who has distinguished basically two megatectonic units over the country's territory: **1**. the Carpathian orogen and **2**. the Carpathian foreland. The carpathian orogen itself consists of additional structural units: *a)* the central Crystalline-Mesozoic massifs (Eastern and Southern Carpathians, Transylvanian Highland Range and masses of inselbergs), *b)* the inner or central depressions, basins (Transylvanian and Pannonian Basin and minor basins), *c)* the extra-Carpathian depressions and *d)* the belts of Neogene volcanic masses.

The Transylvanian Basin, as an inner-Carpathian depression, came into being after the subsidence of the Carpathian Crystalline-Mesozoic mass framed by the three reserved median masses — the eastern, southern and western ones. The basin is the product of Upper Cretaceous-Tertiary tectonic movements and sedimentary cycles.

After a short historical review of geological and hydrocarbon explorations in the Transylvanian Basin the subsurface geology of the basin is discussed as shown by the results of newest hydrocarbon-exploratory activities.

The stratigraphy of the Crystalline-Mesozoic substratum, including crystalline schists, a Permian-Triassic sedimentary cycle and a Jurassic Lower Cretaceous sedimentary cycle is briefly reviewed on the basis of the results of drilling for oil and natural gas. Afterwards follows a schematic description of the stratigraphy of basin sediments produced by the Upper Cretaceous, Paleogene, Burdigalian-Helvetian, Tortonian-Sarmatian and Pliocene sedimentary cycles.

The morphology and tectonic setting of the Crystalline-Mesozoic basement as well as the structural conditions of the basin sediments are discussed in the light of the results of geophysical measurements and hydrocarbon drilling taken both combined. The tectogenetic role played by salt accumulations is pointed out.

The general conclusion that can be drawn from the above discussion is that in basin areas both the complex geophysical prospecting and scientific geological drilling are of very great importance in up-to-date oil-and-gas prospecting.