

AZ ERDÉLYI-KÖZÉPHEGYSÉG KARSZTTÍPUSAI

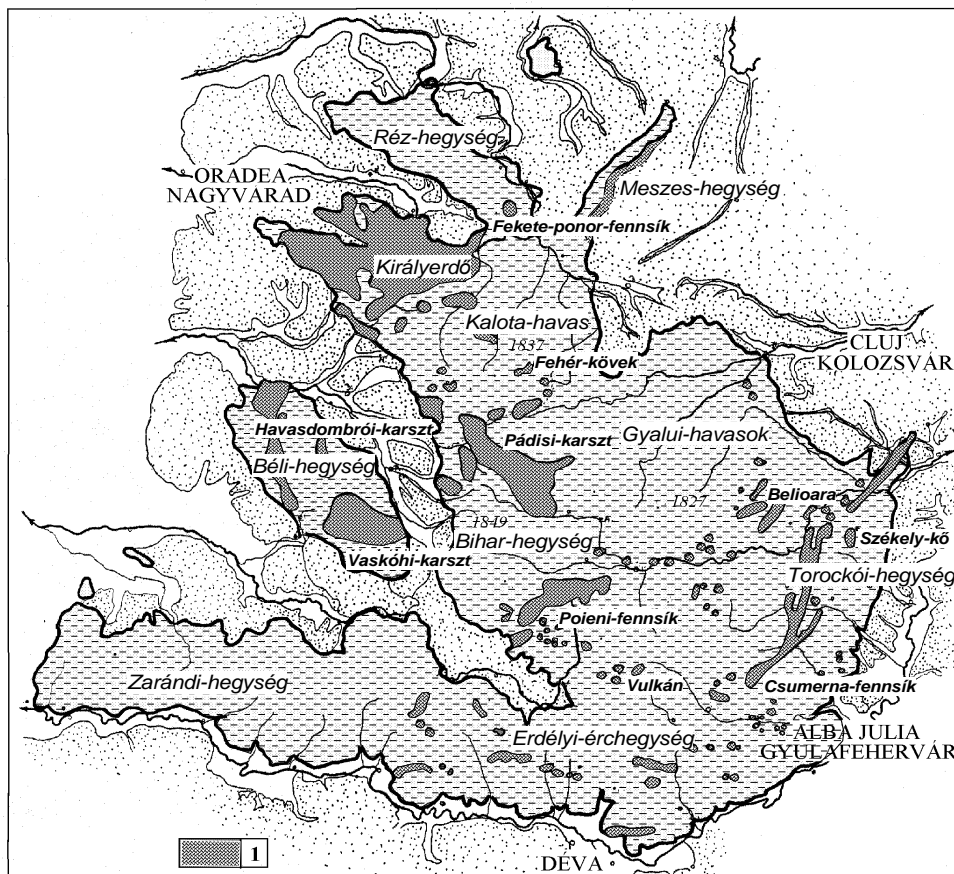
MÓGA JÁNOS

Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar
Főiskolai Földrajz Tanszék, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/c
jmoga@freemail.hu

Abstract: The most well developed karstic forms in the whole of the Carpathians emerged in the Transylvanian Mountains (Mt. Apuseni) situated between the Transylvanian basin and the Great Hungarian Plain. This phenomena correlates with the diversity of structure and rock formation, and to the multifold nature of denudation processes. Karstified rocks occur in the Transylvanian Mountains on such a large territory and in such a great variety that to show all is impossible in the scope of this paper. My intention is to present a survey and morphogenetic systematization of the most interesting karstic regions (karst plateaus of Padis, Scărișoara, Padurea Craiului [Királyerdő], Codru-Moma [Béli], Trascău [Toročkó] Mountains, Transylvanian Ore Mountains [Munjii Metalliferi]).

Bevezetés

A Kárpátok és a Kárpát-medence hegységeinek karsztos területei a több mint egy évszázados múltra visszatekintő földtani és geomorfológiai kutatások eredményeként viszonylag jól ismertek a karsztkutatók számára. A különböző földtani szerkezetekben megjelenő, eltérő fejlődéstörténetű tájak sokszínű morfológiája régóta arra ösztönözte a kutatókat, hogy morfológiai csoportokba foglalják, rendszerezzék (tipizálják) bizonyos jellemzők alapján a karsztokat. A Kárpátok vonulatai és a Kárpát-medence hegységei több ország területén helyezkednek el, így a karsztos tájak osztályozására, tipizálására tett kísérletek is eltérő módon történtek a szomszédos országokban, más-más elveken alapulva, amelyek főleg a helyi sajátosságokból adódtak (JAKUCS 1971, 1977, HEVESI 1986, JAKÁL 1978, 1993, COCEAN 1985). E tanulmányban ötvözni szeretném az eltérő karsztos iskolák hagyományait egy olyan mintaterületen (Erdélyi-középhegység), ahol a karsztos tájak nagy száma és sokszínűsége (MÓGA 1995, MÓGA 1997) lehetővé teszi a különféle szempontú osztályozást, tipizálást (1. ábra).

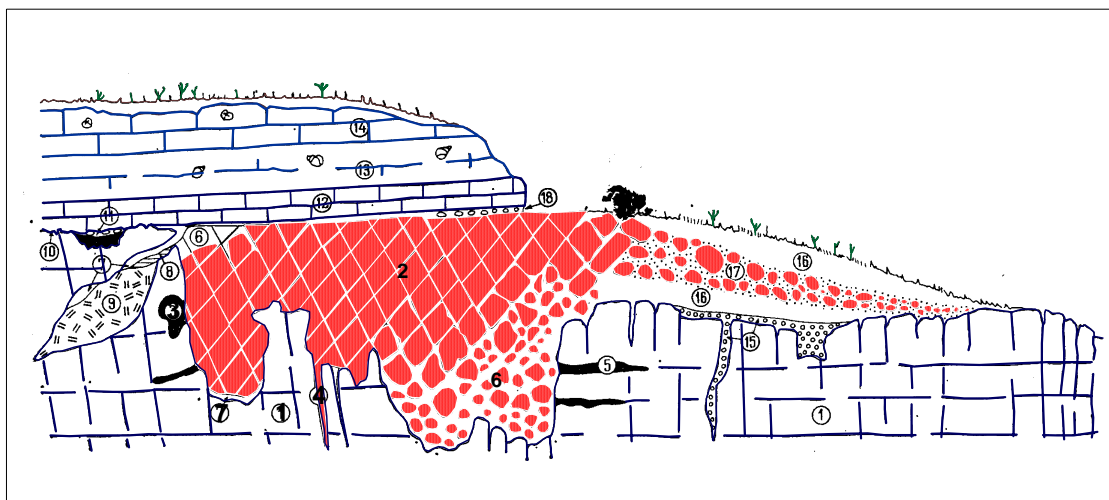


1. ábra. Az Erdélyi-középhegység karsztvidékei
 Fig 1: Karsts of the Transylvanian Middle Mts.

1. Morfogenetikai karsztípusok

1.1. Paleokarszt

A földtörténet különböző korszakaiban keletkezett elegyengetett felszínek és karsztplatók bizonyítják, hogy a karsztosodás számára kedvező feltételek megvoltak már a földtörténet korábbi időszakaiban is. A jelenleg is fejlődő karsztfelszíneknél jóval idősebb paleokarszt nyomokat tárt fel a földtani kutatások során a jura-kréta határán több kutató (COCIUBA – SILVESTRU 1989, PATRULIUS 1976) az Erdélyi-középhegység karsztvidékein, főleg a Királyerdő (Padurea Craiului) és a Béli-hegység (Codru-Moma) területén, amelyek a jelenlegitől eltérő klímafeltételek mellett alakultak ki (2. ábra).



2. ábra A Királyerdő paleokarsztja (D. Patrulius 1976 nyomán)

Jelmagyarázat: 1. Titon mészkő, 2. Vörös ooidos bauxit, 3. Bauxittal kitöltött karsztüreg, 4. Bauxittal kitöltött hasadékok, 5. Paleokarsztos üreg (jura), 6. Ooidos bauxit, 7. Kaolinszerű bauxit, (a vörös bauxitból alakult ki, 8. Márga, 9. Kalcit, 10. Mikrokarst (a jura –kréta határa), 11. Jura mészkőbreccsa, 12. Fekete mészkő (characeás), 13. Szürke mészkő, 14. Szürke (pachiodontás) mészkő, 15. Fiatal törmelékes kitöltés a jura mészkő hasadékaiban, 16. Sárga agyag, 17. Bauxit törmelék agyagban, 18. Sárga agyag bauxittal cementált kréta mészkő törmelékkel és characeás mészkő törmelékével

Fig 2: Paleokarst in the Padurea Craiului Mountains (after D. Patrulius)

Legend: 1. Tithonian limestones, 2. Red ooidal bauxite, 3. Karst pocket filled with bauxite, 4. cracks filled with bauxite, 5. Paleokarst cavity (Jurassic), 6. Ooidal bauxite, 7. Caoline like bauxite, originated from the red bauxite, 8. Marls, 9. Crystallized calcite, 10. Microkarst (on the boundary of Jurassic –Cretaceous), 11. Jurassic limestone breccia, 12. Black limestone (Characeae), 13. Massive grey limestone, 14. Grey (Pachiodontal) limestone, 15. Young gravel in the faults of the Jurassic limestone, 16. Yellow clay, 17. Bauxite gravel in clay, 18. Yellow clay filled with the gravels of the Cretaceous limestone cemented with bauxite and Characeae limestone

1.2. Elegyengetett karsztfelszínek (karsztöplének)

Az Erdélyi-középhegység domborzatának legfőbb vonása az elegyengetett felszínek lépcsős megjelenése. A középhegység magját képező három legmagasabb hegységet (Bihar-hegység, Kalota-havas), Gyalui-havasok) lépcsőzetesen elrendeződő alacsonyabb hegycsoportok veszik körül. A domborzat kialakításában a tektonika mellett fontos szerep jutott az eróziós-denudációs folyamatoknak is, melyek alapján három elegyengetett felszín lehet elkülöníteni. Az első, „kárpati pediplanáció” néven ismert lepusztulási folyamat a felsőkréta és az oligocén között ment végbe, trópusi, váltakozóan nedves-száraz éghajlati feltételek között. A nedves időszakokban lejátszódó mállási folyamatok, a száraz évszakokban az aprózódás és az azt kísérő felszíni leöblítés mintegy harminc millió év alatt a hegység elegyengetéséhez és letarolódásához vezetett. E nyesett felszínek maradványait a Déli-Kárpátok Borescu felszínével azonosították, itt azonban Fărcaș-Cîrligătele

felszínnek nevezik és többnyire a legmagasabb tetőket alkotják (*MARTONNE de 1907, 1924, POP 1962*). A körülöttük elterülő 1000-1400 m magas tetők mediterrán éghajlati körülmények között lejátszódó lepusztulással a miocénben alakultak ki (Măguri-Mărișel felszín). Végül a geomorfológusok kimutattak egy harmadik pediment szintet is, amelyik a pliocénben alakult ki (Feneș-Deva felszín).

A három elegyengetett felszínhez hasonló karsztos kőzeteken kialakult felszíneket írtak le a román karsztmorfológusok a középhegység területről (*COCEAN 1985*). A Fărcaș-Cîrligațele felszínnel azonosították a Torockói-hegység legmagasabb fennsíkjait (Csumerna és Bedellői-fennsík), a Poieni-karsztfennsíkot az érchegységben, valamint a Aranyosfői (Scărișoara)- és a Padisi-karsztfennsíkot a Bihar-hegységben. E fennsíkok 1200-1400 m közötti magasságban helyezkednek el és Ciumerna-Scărișoara karsztfelszín néven említik őket. A Măguri-Mărișel felszínnek megfelelő Vașcău-Zece Hotare karsztfelszín a legelterjedtebb az Erdélyi-középhegység területén. Számos kisebb karsztfennsík mellett ide tartoznak a Béli(Codru-Moma)-hegység és Királyerdő (Padurea Craiului) nagy kiterjedésű átlagosan 600-800 m magas, felszíni és felszín alatti karsztos formákban gazdag fennsíkjai. A legfiatalabb és legalacsonyabb helyzetű (400-500 m) Dumbrăvița karsztfelszín a Feneș-Deva felszínnek felel meg. Ebbe a csoportba tartoznak a Királyerdő É-i peremén elhelyezkedő alacsony fennsíkok és a Béli-hegység É-i szegélyén a névadó Havasdombrói(Dumbrăvița)-karsztfennsík.

2. Szerkezeti-földtani és kőzettani felépítés alapján megkülönböztethető karszt típusok

2. 1. Az alaphegység óidei kristályos mészkövein kialakult karsztok

Az Erdélyi-középhegység karsztos felszínformái különböző korú és jellegű mészköveken alakultak ki. A legidősebb karsztosodásra hajló kőzetek a paleozoikumban keletkezett kristályos mészkövek, márványok, amelyek a Bihari autochton és a Nagybihari-takarórendszer felépítésében vesznek részt. Az Erdélyi-középhegység K-i peremén emelkedő Gyalui-havasok vonulatát a Bihari autochton prekambriumi metamorf kőzetei (palái), és az ebbe benyomult szilur időszakban keletkezett gránit építik fel. Karsztos felszínformák csak a hegység D-i határán keskeny csíkból húzódó paleozoós kristályos mészköveken alakultak ki (*IANOVICI et al. 1976*). A Gyalui-havasok vízválasztó vonulatáról az Aranyos völgye felé tartó vízfolyások keskeny, mély szorosokban (Runki- és Podságai-szoros) törnek át a vízgyűjtő

területükön keresztülhúzó kristályos mészkő sávot. A karsztos vonulat tájképileg is legérdekesebb része a Belioara–Scărița (1382 m) hatszáz méteres sziklaletörése a Podságai-völgy völgyfőjében. A tornyokra tagozódó, hasadékokkal, aszóvölgyekkel tagolt kristályos mészkő vonulatban főleg a karrformák tűnnek szembe. A felszín alatti karsztformák kevésbé ismertek. Lényegében csak a Belioara nagy kapunyílása, egy hatalmas méretű, tetején felnyílt rombarlang ismert, amelyet valaha a lefolyó vizek véstek ki a kemény kőzetből.

Az Érchegység legnagyobb kiterjedésű karsztfennsíkja a Poieni-karsztfennsík is paleozoós kristályos mészkőben alakult ki. Meredek, sziklás fallal emelkedik ki a Kis-Aranyos völgyéből Sohodol és Avram Ianku települések között. A 60 km² kiterjedésű Poieni-fennsík karrmezőkkel borított tetői felszíni karsztjelenségekben szegények. Az 1300 m magasra emelkedő fennsíkon (Vf. Știubei 1330 m) a nehezen oldódó kristályos mészkő felszínén feltűnően kevés töbör alakult ki. A málladék olyan vastagon beborítja a felszínt, hogy gazdálkodni is lehet rajta. Jellegzetes havasi szórványtelepülések jöttek létre a kaszálókon, mint a névadó Poieni. A fennsíkon elszivárgó víz a Kis-Aranyos és a Fehér-Körös völgyének karsztforrásaiban lát napvilágot (COCEAN – IFTENE 1985).

2. 2. Az alaphegység (Bihari autochton) fedőközetek kialakult karsztok

Az Erdélyi-középhegység mezozoós karbonátos kőzetei a legelterjedtebbek, részben a Bihari-autochton fedő üledékes sorozatát alkotják, részben a középhegység takarós szerkezeiben fordulnak elő. Ide tartoznak a Bihar-hegység, a Királyerdő, a Béli-hegység, a Réz-hegység karsztvidékei. A mezozoós kőzeteken alakult ki a legtöbb és legérdekesebb karsztos felszínforma a középhegység területén.

2. 2. 1. Monoklinális szerkezetű karsztok

A Bihar-hegység É-i részében, a Fekete-Körös, a Meleg-Szamos és az Aranyos forrásai között terül el az Erdélyi-középhegység legérdekesebb felszínformáit hordozó mészkőterülete a Pádisi-karsztfennsík. Az 1200-1400 m magas fennsík a határán emelkedő magasabb tetőkhöz (Magura Vânăta 1641 m, Biserica Moșului 1466 m, Glăvoi 1426 m, Borțigului 1342 m, Pietra Galbenei 1234 m, Bălileasa 1267 m, Boghii 1436 m és Vărăsoaia 1462 m) képest medenceszerűen helyezkedik el, közepén egy 37 km² kiterjedésű lefolyástalan területtel, amely a szomszédos vízrendszerekkel csak a bűvópatakok révén kapcsolódik. Minden vízfolyás, amely a karsztfennsík

határán emelkedő tetőkről a lefolyástalan mélyedés felé tart, víznyelőben tűnik el, és a fennsík mélyebb részén, vagy a karsztfennsík lábánál fakadó karsztforrásban lát újból napvilágot.

A Pádisi-karsztfennsík területén a karsztosodó és nem karsztosodó kőzetek váltakozása a felszíni és a felszín alatti vízfolyások váltakozásából álló vízrendszert alakított ki. Az alsótriász törmelékes üledékes kőzetek (a Magura Vânăță környékén), az alsójura vízzáró kőzetek (a Plai-völgy - Barsa-katlan - Ursului-forrás völgye közti sáv), ill. a permii rétegek (a Mt. Bortigului - Mt. Glăvoi közti területen) kedvező feltételeket teremtettek a felszíni vízfolyások kialakulására. A fenti vízzáró üledékek felszínén eredő csermelyek rövid felszíni folyás után a mészkősáv határát elérve mélybe fejeződnek, vizük a monoklinális szerkezet dőlését követve K-ről Ny felé áramlik, így végső soron a Fekete-Köröst táplálják.

A felszín alatt lefolyó vizek két nagy hidrogeológiai rendszert alkotnak. A Pádisi-karsztfennsík ÉK-i peremén a Vărăsoaia-katlan víznyelőiben eltűnő vizek, a Magura Vânăță lábánál nyíló víznyelők vizével együtt a fennsík É-i sziklás letörése alatt fakadó bővizű Boga-forrást táplálják. A nyelők és a forrás között víznyomjelzéssel kimutatott bűvópatakrendszer esése 615 m (ORĂȘEANU *et al.* 1991.).

A másik nagy rendszer a Magura Vânăță lábánál nyíló víznyelőknél kezdődik és a Galbena-patak eredeténél végződik. A bűvópatak négyszer tűnik el a mészkő és más nem karsztosodó kőzetek határán kialakult víznyelőkben és a Pádisi-karsztfennsík legérettebb karsztjelenségeit fűzi fel. Vize keresztülfolyik és elnyelődik a Ponor-réti-polje alján, amelyben tavasszal időszakos tó keletkezik. A Ponor-réti-víznyelőben elfolyó víz a Csodavár (Cetățile Ponorului) bejárati kapujánál tör felszínre, és a Vár-patakkaal egyesülve a barlang főfolyosóján folyik végig, majd a Galbena-forrásban lát napvilágot. A Csodavár a Pádisi-karsztfennsík és egyben a Kárpátok hegyvidékének legimpozánsabb karsztjelensége, amely két hatalmas szakadékdolinát (a várudvarokat), egy hetvenméteres barlangkaput és a hozzátartozó gigászi méretű barlangfolyosót foglal magába. A Csodavár a Pádisi-karsztfennsík legmélyebb pontján (alig ezer méteren) a felszíni és felszínalatti vizek gyűjtőhelye, a Köves-Körös (Crișul Pietros bűvópatak rendszerének legfontosabb közbülső állomása.

A Pádisi-karsztfennsíkon jelentős méretű, zárt, felszín alatti karsztos megcsapolású medencék is kialakultak, közülük a Barsa-katlan a legnagyobb, amely a karsztosodó és nem karsztosodó kőzetek határán alakult ki. A Barsa-katlan területe 2,5 km², legmélyebb része 1081 m, pereme 1270 m magas. A lefolyástalan medence alsójura vízzáró kőzetekből álló É-i és K-i pereméről számos kis vízfolyás indul, amelyek a katlan alján víznyelőben

végződnek. E víznyelők kibontásával a barlangkutatók több nagy barlang-rendszert tártak fel, amelynek hossza mintegy 15 km. Régóta ismert volt a katlan ÉNy-i szegletében nyíló Gheț. Zâpodie jégbarlang, ahonnan SCHMIDL osztrák geológus szerint már 1863-bar jeget termeltek ki a belényesi cukrászmester számára. A Zâpodie-jégbarlang felszín alatti járatai összeköttetésben állnak a Fekete-tó (Tăul Negru) mellett nyíló Fekete-barlanggal (10 879 m). Ugyanezen a közethatáron kialakult víznyelőben nyílik a Barsa-katlan második leghosszabb barlangja, a Barsa-jégbarlang (Gheț. de la Barsa), amelynek bejárati szakaszát Czárán Gyula, a Bihar-hegység legáldozatkészebb kutatója tárta fel és építette ki a turisták számára saját költségén a XIX-XX. század fordulóján. A Galbena-forrásból mutatták ki a Barsa-jégbarlang földalatti patakjába öntött jelzőanyagot, amellyel bizonyítottá vált, hogy a Barsa-katlan víznyelői a Galbena-forrás felé adják le vizüket (ORĂȘEANU *et al.* 1991.).

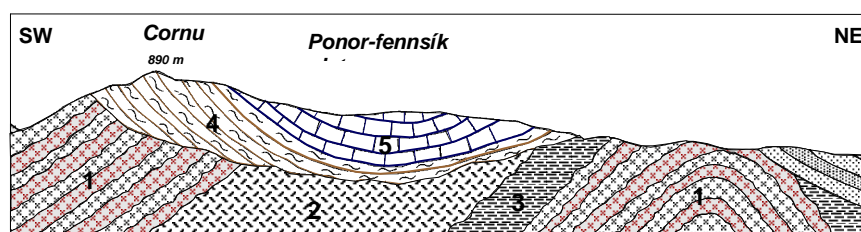
A Sebes-Körös és a Fekete-Körös medencéje között emelkedő Királyerdőben a kedvező földtani felépítésének köszönhetően a mérsékelt éghajlati öv szinte minden felszíni és felszín alatti karsztjelensége kialakult. A hegység túlnyomó nagy része a Bihari "autochton" üledékes fedőrétegekkel betakart területéhez, kisebb része a Kodru-takarórendszerhez kapcsolódik. A területének 83 %-át lefedő mezozoós üledékek három nagy szedimentációs ciklusban alakultak ki, melyek szárazföldi és sekélytengeri sorozattal kezdődtek, majd zátony és lagúnakörnyezetben felhalmozódott karbonátos kőzetek lerakódásával folytatódtak, ill. érték véget. Az egyes földtörténeti időszakokban keletkezett üledékek viszonylag szabályos elrendeződést mutatnak, ÉK-DNy-i sávokban jelennek meg. A triász kőzetek sávja a Jád völgyét követi, ettől nyugatabbra húzódik a jura kőzetek öve, a hegység ÉNy-i harmadát pedig a kréta időszak kőzetei építik fel. Mindhárom ciklusban bőségesen keletkeztek karsztosodó kőzetek, amelyek a hegységnek csaknem 40 %-át teszik ki (IANOVICI *et al.* 1976.). A karsztosodó és nemkarsztosodó kőzetek változatos tektonikai elrendeződése, mozaikszerű elhelyezkedése főleg a karsztos és nemkarsztos felszínformák és a felszíni és felszín alatti folyóvízhálózat váltakozásában tükröződik.

A Királyerdő az Erdélyi-középhegység alacsonyabb tagjai közé tartozik, legmagasabb tetői alig haladják meg az 1000 m-t (Hodringușa 1027 m), sőt a tetők és planinák a hegység belsejében már csak 600-800 m közötti magasságot érnek el. ÉNy felé a tetők magassága tovább csökken, a peremeken pedig már csak 400 m körüli alacsony fennsíkokat találunk, de a peremi törések mentén kialakult meredek, kopár, karrosodott lejtőkkel ezek is élesen elkülönülnek a környező neogén medencéktől.

Az eltérő magasságú planinákon a felszíni és felszínalatti karsztjelenségek nagy változatossága alakult ki. Különböző méretű és alakú töbrök, töbör sorok, uvalák, töbörfészkek, karsztos megcsapolású medencék, víznyelők (ponorok), szurdokvölgyek és aszóvölgyek tagolják a felszínt. A Királyerdő legnagyobb méretű felszínformái az ún. kaptációs medencék (felszínalatti megcsapolású medencék) (RUSU 1988), nagyobbak, mint a vakvölgyek, poljékhoz hasonlítanak, de nem felelnek meg mindenben a tipikus poljék definíciójának. Ilyen pl. a Toaia-medence. A Kárpátok egyetlen más hegységében sincs annyi víznyelő, karsztforrás és barlang, mint a Királyerdőben. Több mint 60 bűvópatak vált ismertté a víznyomjelzések révén, és mintegy 700 barlangot tártak fel idáig, köztük a Kárpátok leghosszabb barlangrendszerét, a 42 km-es Szelek barlangja (Pešť. Vintului).

A Királyerdőben a felszíni vízhálózatot nagy területeken felszín alatti vízfolyások helyettesítik. A fokozatos mélybefejeződés miatt a folyóvízhálózat lassan teljesen szétesik és áttevéődik a mélybe. A zárt karsztos medencéket bűvópatakok csapolják meg, melyek a hegység peremi bővizű karsztforrásokban, forrásbarlangokban (Pešť. Bulz, Izbindis-forrás, Esküllői-barlang stb.) jelennek meg újra (RUSU 1988.). Állandó vízfolyások csak a nem karsztosodó kőzeteken és a nagyobb vízgyűjtővel rendelkező területeken alakultak ki. E vízfolyások is többnyire eltűnnek a mészkő határán nyíló víznyelőkben, vagy mély szurdokvölgyet vésve jelentős vízvesztést szenvedve haladnak át a karsztosodó kőzetek sávján, míg eléri a szomszédos medencéket. A Királyerdő vízfolyásainál az aszó sodás és a mélységi lefejezés különböző fokozatai figyelhetők meg.

2. 2. 2. Szinklinális szerkezetű karsztok



3. ábra A Fekete-ponor-karsztfennsík földtani szelvénye (1:50 000 földtani térképsorozat Románia, 28. Tusa) nyomán.

Jelmagyarázat: 1. Csillámpala (felsőprekambrium), 2. Csillámpala (muskovit-biotitos), 3. Paragneisz (felsőprekambrium), 4. Alsótriász palák és homokkövek, 5. Középsőtriász mészkő

Fig 3: Cross section of the Ponoru Negreni karst plateau Șes Mountains (synclinal type karst plateau) (after the 1:50 000 geological map of Romania, 28. Tusa).

Legend: Mica schists (Upper pcm.), 2. Mica schists (muskovit-biotitic), 3. Paragneisses (Upper pcm.), 4. Lower Triassic shales and sandstones, 5. Middle Triassic limestone.

töbör sorok és aktív, ill. időszakosan aktív víznyelők lényegében csak a fennsík Ny-i szegélyén találhatóak, a közethatár közelében. A szinklinális szerkezet miatt a fennsík közepe mélyebb és a felszínt borító vastagabb üledékréteg eltakarja a karsztos kőzeteket. A karsztfennsík Ny-i oldalán emelkedő, vízzáró kőzetekből álló Vrf. Merisorului 882 m és Vrf. Cornului 890 m lejtőről kiinduló vízfolyások a közethatáron kialakult víznyelőkben tűnnek el. A karsztvidék mozgalmassabb Ny-i részén néhány kisebb barlangot is feltártak (TULOGDI 1972). A leszivárgó vizek a fennsík peremén, a közethatáron fakadnak. A szinklinális szerkezet miatt többirányú lefolyás alakult ki. A fennsík É-i peremén fakadó két bővizű karsztforrásból (Izbucl Mare és Mic) ered a Berettyó (4. ábra). A nagyobbik forrás közelében 10 m-es zuhataggal szakad le a patak egy travertino lerakódás tetejéről. A fennsík D-i oldalán a Seredos-patak völgyfőjében eredő karsztforrás a Sebes-Körös vízrendszeréhez kapcsolódik. A Sebes-Körös és a Berettyó vízválasztója keresztülszeli a Fekete-ponori-karsztfennsíkot.

2.3. Az Erdélyi-középhegység takaróin kialakult karsztok

2.3.1. Középidői mészkövek gyűrt takarós szerkezetein kialakult karsztok

A Béli-hegység D-i részén emelkedik az átlagosan 600 m magas Vaskóhi-karsztfennsík, amelyet a Kodru-takarórendszer középidői karbonátos kőzetei alkotnak. A jól karsztosodó középső- és felsőtriász mészkövek 90 km²-es területet foglalnak el a Fekete-Körös forrásvidékén, és K felé lejtősödnek (IANOVICI *et al.* 1976.), takaróként ráborulnak a hegység nem karsztosodó perm és alsótriász kőzeteire. Utóbbiak csak a fennsíkot keretező magas tetőkben (Moma-csúcs 854 m, Momuța 930 m, Arsura 819 m) bukkannak felszínre, amelyek D-en és Ny-on a karsztos táj vízválasztójából emelkednek ki.

A Vaskóhi-karsztfennsík többrétegű borított tetőit a harmad- és negyedidőszaki szerkezeti mozgások lépcsőzetesen emelték ki a Belényesi-medence felszínéből. Legmagasabb tetői ÉNy-DK-i irányú vonulatot alkotnak (Ronțarul 918 m, Chicera Ursului 886 m, Jezerul 753 m). A fenti vonulat K-i oldalán terül el a karsztvidék átlagmagasságú nagyobbik része, a Ny-i lábánál töbrök, vakvölgyek és víznyelők összeolvadásával keletkezett karsztos medencék (kaptációs medencék) (Ponoare-Pociovaliște, Arinda, Bănișoara, Ponoras, Recea) sorakoznak, amelyek szerkezeti vonalak mentén (takaróhatáron) és közethatáron alakultak ki. A Vaskóhi-karsztfennsík legfejlettebb víznyelői részben a felsorolt karsztos medencékben, részben a vízválasztó vonulat lábánál sorakoznak és a nem karsztosodó kőzetekből

álló magasabb tetőkről lefolyó vizeket vezetik a mélybe. A fenti vízfolyások a fennsík lejtését követve valaha keresztülfolyhattak a fennsíkon, de legtöbbjük ma már a közethatárnál elnyelődik. A víznyelők után is folytatódó aszóvölgyek és sortöbrök elárulják, hogy merre tartottak a régi vízfolyások. Hosszabb völgye csak a fennsík DK-i részén eredő Tarina-pataknak és az ugyancsak a Momuța lejtőin eredő Ponor- és Pesterelii-patakoknak van. Az állandóvízű Tarina-patak a mészkőfelszínbe mélyen bevágódott völgyében teszi meg több km-es útját a Sohodol-árokig, ahol aztán elnyelődik. A másik két patak vize azonban már a karsztfennsík peremén elszivárog, és az alább összeolvadó, ugyancsak a Sohodol-árokba nyíló aszóvölgyükben már csak kivételesen nagy esőzések és hóolvadások idején folyik víz.

A Belényesi-medencével párhuzamosan futó törésvonalak, ill. vetődések jelölték ki a Vaskóhi-karsztfennsík legnagyobb aszóvölgyének az ún. Sohodol-árokhoz az irányát. A hat km hosszú és fél km széles árok szerű mélyedés valósággal kettészeli a karsztfennsíkot. Az árok voltaképpen a Tarina-patak vakvölgye, amely valaha a felszínen vezette le a fennsík vizeit a Fekete-Körös felé. Állandó vízfolyás ma már csak a Sohodol-árok Ponoarele község felé eső felső részén van. A Sohodol-árok alján kanyargó vízfolyás az árok közepe táján, Izbuca falu határában nagy dübörgéssel beleszakad a Cîmpeneasca-barlang mély aknájába, amely az Erdélyi-középhegység legszebb és régóta ismert karsztjelenségei közé tartozik. A Sohodoli-üregben eltűnő búvópatak a karsztfennsík Vaskóh felőli lábánál tör elő Boj-forrásként. A vízfestések tanúsága szerint itt jelenik meg a Ponor- és Pestereli-patak víznyelőiben elfolyó víz is, így a fennsík nagy része a Fekete-Körös vízgyűjtő területéhez tartozik (*MIHUTIA* 1904, *ORĂȘEANU* 1985).

A Vaskóhi-karsztfennsík D-i szegélyén, de már a Fehér-Körös vízgyűjtő területén fakad a legendáshírű kalugyeri Dagadó-forrás, amelynek különös vízjátéka évszázadok óta ismert. A forrás vize szivornyás rendszeren keresztül ér a felszínre. A csapadékviszonyoktól függően hosszabb-rövidebb szünetet tartva heves kitöréseket produkál, amelyhez olykor hangjelenségek is társulnak. 1999 májusában kitörései tízpercenként ismétlődtek.

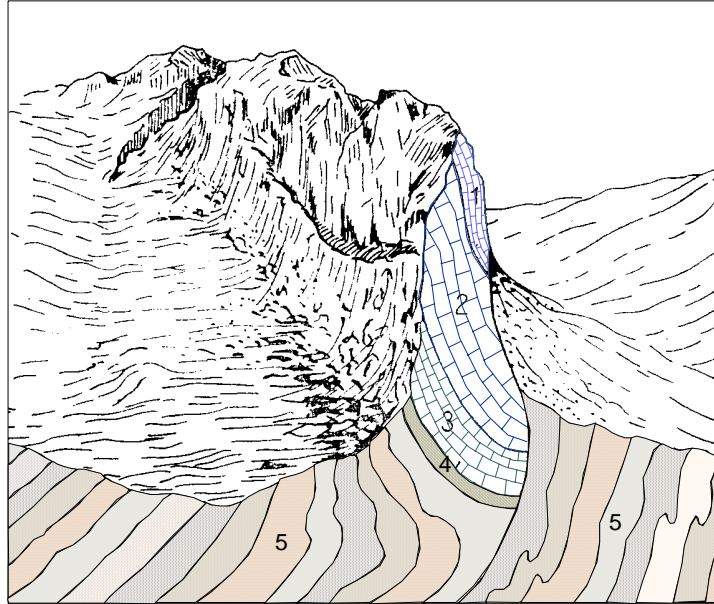
A Bedellői-takarórendszerhez tartozó titon mészkőből álló takarók hordozzák a Torockói-hegység legmagasabb tetőit (Csumerna-fennsík 1316 m, a Vrf. Trăscăului 1217 m és a Bedellői-fennsík 1282 m). A hegység nagyobb kiterjedésű mészkőtakaróin is jól fejlett karsztos formakincs jött létre. Töbrök, víznyelők lényegében csak itt fordulnak elő a hegység területén. Különösen nagy számban jelennek meg a dolinák a Bedellői-fennsíkon, ahol keskeny sávban felszínre emelkednek az egykori Marosi-óceán ofiolitjai, és az onnan lefolyó vizeket a két oldalán sorakozó víznyelős töbrök vezetik a

mélybe. A hegység mészkőfennsíkjai állandó vízfolyások nincsenek, a csapadék nagy része beszivárog és a bűvópatakok vizét gyarapítja, melyek hatalmas barlangrendszerekben teszik meg föld alatti útjukat a hegység peremi karsztforrásokig. A földalatti folyók járatrendszeréről ma még keveset tudunk. Régóta ismert a Szolcsvai-barlang (Huda lui Papară), melynek 2 km hosszú tágas folyosóján a Nagyponori-medence felől érkező bűvópatak folyik át, áttörve a Bedellői-havasok egyik sarkantyúszerű nyúlványát. A Szolcsvai-barlang festői környezetben kialakult víznyelője (Vănată) és a bűvópatak kifolyási oldalán nyíló hatalmas méretű szádája, amelyből víz-esésekkel tör elő az alvilági patak, az Erdélyi-középhegység legérdekesebb karsztjelenségei közé tartozik.

2.3.2. *Kisebb takaróroncsokon kialakult karsztok*

Az Erdélyi-középhegység D-i részében a Torockói-hegységben és az Erdélyi-érchegységben gyakori karszt típus. Az ofiolitok és a flis üledékek néhány száz méter magas elegyengetett felszínén tetőhelyzetben fordulnak elő a takaróroncsokon kialakult karsztok, amelyek többnyire jura mészkőből állnak. A környezetük fölé magasra kiemelt takaróroncsok általában autogén karsztok. Felszíni és felszín alatti karsztformákban szegények, a kis kiterjedésű tetőkről hiányoznak a töbrök vagy csak kisebb számban fordulnak elő rajtuk. Több száz méter magas lejtőiket karrformák borítják. A magasra kiemelt kis területű takaróroncsok alatt felszín alatti vízrendszer nem alakul ki. Ritkán fordulnak elő bennük barlangok is, lényegében csak az alacsonyabb helyzetű takaróroncsok alatt alakultak ki a karsztvíz öv közelében.

Az Érchegység lekerekített, szelíd homokkő hátaiból sziklás, vad szirtként emelkedik ki a Vulkán (Vîlcan) (1257 m), amely az egész Érchegység legszebb takaróroncsa. Teteje erősen karsztosodott, töbrök, karrmezők borítják, peremén a mészkő tornyokra szakadozott. A tetőfelszínt borító töbrök közt egy zomboly szakadéka is nyílik. Karsztos formákat hordozó takaróroncsok találhatóak az Érchegységben Băița és Geoagiu Băi környékén is. E vonulathoz tartozik az Erdőfalvi-Pilis (Pleșa Ardeului) (856 m), a Nagy-Pilis (Pleșa Mare) (714 m), valamint a Kisbányai-Magura (Măgura Băiței) (673 m). A Maros felé siető vízfolyások szép kis szorosvölgyekkel (Cheia Ardeu, Ch. Băiței) törnek át a K-Ny-i vonulatot. Kisebb takaróroncsokhoz tartozik a Torockói-hegységben a Csáklya-kő (Piatra Cetii) (1233 m) és Vrf. Pleșii (1250 m) (5. ábra).



5. ábra A Csáklya-kő (Vârful Plesii Trascău) (S. Bordea nyomán).

Jelmagyarázat: Kisebb takaróroncs 1. Jura saccocomás mészkő (kimmeridgi), 2. Titon mészkő, 3. Mészkő (berriasi), 4. Márga (hauterivi), 5. Flis

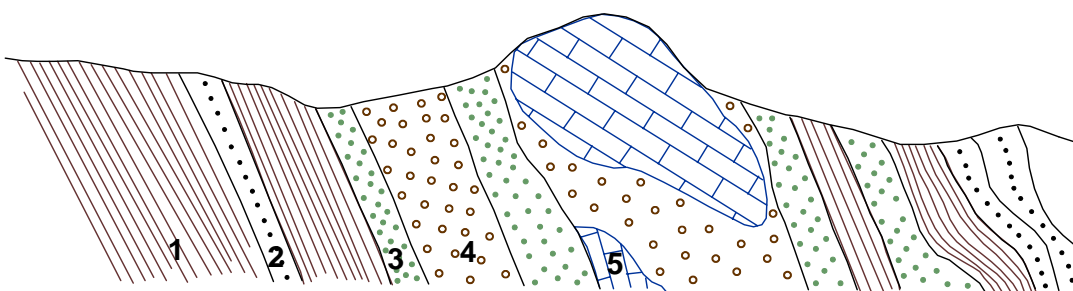
Fig 5: Cross section of the Vârful Plesii Trascău (Torockói) Mountains Smaller sized klippe (after S. Bordea).
Legend: 1. Jurassic Saccocomia limestone (Kimmeridgian), 2. Tithonian limestone, 3. Limestone (Berriasian), 4. Marls (Hauterivian), 5. Flis

2.3.3. Olisztolitokon kialakult karsztok

Az olisztolitokon kialakult karszt kizárólag az Erdélyi-középhegység D-i részén fordul elő az Erdélyi-érchegység és a Torockói-hegység területén. Ezek lényegében tetőhelyzetbe emelt szirtek, amelyek a szelektív erózió révén formálódtak ki.

A jura végén a Marosi-óceán medencéjében a tenger szintjét elérő vulkáni hátságokon sok helyen zátonymészkő keletkezett. Az alsókrétától kezdve nagy tömegű üledék zúdult le zagyárként (turbidit) a kontinentális lejtőkön, és mint flis halmozódott fel. A homokos-agyagos-márgás összetételben nagy titon mészkő-, bazalt- és gránittömbök ágyazódtak be, amelyek már szilárd kőzettömbökként csúsztak le. A kisebbek az olisztolitok, a nagyobbak az olisztosztromák, az egész összlet vadflisként halmozódott fel. Ilyen vadflis főleg a felsőkrétában keletkezett, amikor a Marosi-óceán bezáródásához kapcsolódó gyűrődés, takaróképződés és gyors kiemelkedés hatalmas mennyiségű törmeléket eredményezett (IANOVICI *et al.* 1969.). A flisbe ágyazott olisztolitok a Déli-Erdélyi-középhegység tájképileg talán legérde-

kesebb részei, főleg ott, ahol a jura időszak titon „Strambergi” mészköve alkotja az olisztolitokat. Mészköttömbök százai (olisztolitok) emelkednek ki a beágyazó kréta flis felszínéből, melyek magányos szirtként vagy csoportosan jelennek meg, és impozáns csúcsokat hordoznak a hegység DK-i peremén (P. Craivei 1082 m, P. Bulzului 939 m, Prisaca 1150 m és Sfredelaşul 1132 m) (6. ábra). A nem karsztosodó kőzetekbe ágyazott olisztolitok formakincse a takaróroncsokéhoz hasonló, lényegében csak felszíni karsztjelenségek alakulnak ki rajtuk.



6. ábra A Sfredelaşul (olisztolit) földtani szelvénye (M. Bleahu nyomán).

Jelmagyarázat: 1. Szürkés-fekete színű palák, 2. Sárga csillámos homok, 3. Mikrokonglomerátum, 4. Meszes konglomerátum, 5. Felsőjura (titon) mészkő olisztolit.

Fig 6: Cross section of the Mt. Sfredelaşul (olistolit) (after M. Bleahu).

Legend: 1. Greyish-black slates, 2. Yellow micaceous sand, 3. Microconglomerate, 4. Limestones, 5. Upper Jurassic (Titon) limestone olistolit.

2.3.4. Egykori óceáni hátságok zátonykomplexumain kialakult karsztok

A Marosi-óceán vulkáni hátságának ofiolitos kőzetanyagára települt felsőjura Strambergi és részben Urgon mészkőből épül fel a Torda (Turda) és Túr (Tureni) közötti mészkőfennsík, amelyen a karsztos folyamatok változatos felszíni- és felszín alatti formakincset alakítottak ki. E fennsíkot szeli át a Kárpátok hegyvidékének legimpozánsabb szurdokvölgye a Tordai-hasadék (Cheila Turda), amelyet barlangi eredetűnek tartanak (CHOLNOKY 1926, NYÁRÁDY ERASMUS 1937, TULOGDI 1943). Ebbe a karszt típusba tartoznak a Torockói-medencét határoló hegyek, a Székely-kő (Piatra Secuiului) 1128 m, Pleşa 836 m, Data 898 m, Răchiş 775 m is.

2.4. Harmadidőszaki eocén-oligocén mészköveken és medence üledékeken kialakult karsztok

Az Erdélyi-medence peremének jellegzetes felsőeocén korú mészkő, dolomit és márga rétegei a Meszes-hegység K-i peremén felszínre emelkednek és 2-3 km széles sávban kísérik a rögvonulatot. Az 500 m körüli tetőkön és lejtőkön szórványosan megjelennek a karsztos felszínformák, töbrök és víznyelők is. A vékonyabb padokban megjelenő, kevésbé jól oldódó mészkövek gyengébben karsztosodnak, mint a mezozoós mészkövek. Karsztos és fluviokarsztos felszínformák váltakoznak a tetőkön. A vékony mészkőrétegben kisebb átmérőjű és sekélyebb dolinák alakultak ki, a felszín alatt kis horizontális kiterjedésű patakos barlangok jöttek létre. Ezek általában rövidek és kis esésűek. Az eocén medenceüledékek karsztja leglátványosabban a Meszes-hegységtől ÉK felé eső Búnyi-fennsíkon jelenik meg, amelyet a legtöbb geográfus már az Erdélyi-medencéhez sorol (*TODORAN-ONAC* 1987).

3. Karsztos domborzati típusok

3.1. Magashegységi karszt

A banatitos magmatitokból felépülő 1838 m magas Kalota-havas (Vrf. Vlădeasa) DK-i lábánál terül el a Fehér-kövek (Pietrele Alba) karsztvidéke. A karsztosodó felsőjura Strambergi mészkő meggyűrt és tektonizált blokkjai az ún. Szamos-árokban helyezkednek el, de a Pietrele Albe (1557 m) éles gerincében tetőhelyzetbe is kerültek (*IANOVICI et al.* 1976.). A Fehér-kövek csupasz, éles taraját meredek lejtők határolják. A kopár lejtőket különféle karrformák barázdálják, lábánál a Răchițele völgyében és felső folytatásában a Száraz (Seacă)-völgyben találjuk a terület legérdekesebb karsztjelenségeit. Jól fejlett víznyelők sorakoznak a völgytalpon, amelyek a mélybe vezetik a patakot. A bujdosó patak miatt a völgy egyes szakaszai szárazon maradnak, ezért kapta nevét. A Seacă völgy legnagyobb ismert barlangja a Vîrfuraș-barlang, amely 2.5 km hosszú.

3.2. Középhegységi karszt

Az Erdélyi-középhegység karsztjainak nagy része a hegységi karszt kategóriába tartozik és 500-600 m és 1300-1400 közötti magasságban helyezkednek el tetői.

3.2.1. Fennsíki (plató) karszt

Ide tartoznak azok a karsztfennsíkok, amelyeken a mérsékelt övi karsztos felszínformák maradéktalanul megjelennek (Fekete-ponori-karsztfennsík, Pádisi-karsztfennsík, Vaskóhi-karsztfennsík, a Királyerdő és a Torockói-hegység karsztfennsíkjai. A különböző méretű és formájú töbrök néha százával-ezrével fordulnak elő, időszakos és állandó vizű víznyelők, karsztos medencék, karrmezők, búvópatakok, zombolyok és barlangok jelzik a karsztosodás számára legoptimálisabb körülményeket. A karsztfennsíkok eltérő éghajlati feltételek mellett különböző földtörténeti korokban alakultak ki, fejlődéstörténetük is eltérő lehetett.

Karsztos és nem karsztos felszínformák egyaránt létrejöhetnek a fennsíkokon a kőzetfelépítéstől függően. A tipikus karsztos felszínformák mellett egyes fennsíkokon megfigyelhetők fluviokarsztos formák is, amelyek a kevésbé jól oldódó kőzetek felszínén alakulnak ki. A fennsíkok völgyei különböző eredetűek, létrejöhetnek karsztosodó és nem karsztosodó kőzeteken egyaránt. A karsztos térszíneken képződött völgyek legtöbbször átöröklött völgyek, és a kihantolódás során keletkeztek. A völgyek lehetnek állandó vizűek és vízfolyás nélküli aszóvölgyek, amelyekben gyakoriak a dolinák. A nagyobb karsztfennsíkokon (Királyerdő, Pádisi-karsztfennsík, Vaskóhi-karsztfennsík) váltakozóan felszíni és felszín alatti vízhálózat alakult ki. A felszín alatti megcsapolás a völgyek aszósodásához, megfelelően hosszú idő után a vízhálózat teljes széteséséhez vezet (ez az állapot jól megfigyelhető a Királyerdő Sohodol-völgyénél, amelyben a felszíni vízfolyás szakaszosan megjelenik, ill. eltűnik). E fennsíkokon gyakoriak a száraz völgyek, vakvölgyek, zsákvölgyek, többsorú alakult völgyek. Hiányoznak a Dinári-hegységből jól ismert poljék (egyetlen poljék tartanak számon az Erdélyi-középhegységben, a Ponor-réti-poljék), sokféle kialakultak viszont a poljeszerű karsztos medencék, amelyeket itt kaptációs medencének neveznek (RUSU, T. 1988). A karsztfennsíkokon és a karsztfennsíkok peremén gyakoriak a barlangok, amelyek nyílhatnak víznyelőből, lehetnek forrásbarlangok vagy átmenő barlangok. A tetőkön nyíló zombolyok és szakadékdo-
linák, víznyelők és barlangok kapcsolatot teremtenek a felszíni és felszín alatti karsztos formák között.

3.2.2. Töréses-gyűrt szerkezetű tagolt karszt

Ugyancsak bőségesen jelennek meg a felszíni és felszín alatti karsztos formák a töréses-gyűrt szerkezetű tagolt karsztokon. Legfőbb jellemvonása, hogy hiányoznak a nagyobb összefüggő karsztfennsíkok, az ilyen karsztokra a nagyobb mértékű tektonikai igénybevétel és az eróziós tagoltság jellemző.

Ebbe a típusba sorolhatók a Bihar hegység Ny-i és É-i szegélyén elhelyezkedő kisebb kiterjedésű karsztok, továbbá a Vlegyásza-hegység területén az ún. Szamos-árok karsztos blokkjai. A Bihar hegység Ny-i szegélyét a Kodru-takarórendszer kőzetei alkotják, amelyben csak kis foltokként jelennek meg a karbonátos kőzetek (Rézbánya, Fericse és Szegyesd környékén, a Tatár (Tărtăroaia)-hegy 1291 m környékén). A terület bonyolult földtani felépítése és erős tektonizáltsága a kőzetek (mészkö, dolomit, kristályos palák, konglomerátum, banatitos magmatitok) mozaikszerű elrendeződését eredményezte, amely a domborzatban és a vízrajzban is tükröződik (IANOVICI *et al.* 1976.). A Bihar-hegység NY-i szegélyén kialakult karszt és a Meleg-Szamos forrásvidékének karsztja a nagyfokú tektonizáltság miatt nem plató jellegű. A felszín tagoltsága nagy, a nem karsztosodó kőzetek közé ágyazott mészkőtömbökbe a vízfolyások mély szurdokvölgyeket vágtak. A Szegyesdi-völgy (V. Sighiștel) karsztja a nagy barlangosságával tűnik ki. A 8 km hosszú szurdokvölgyben 26 barlang ismert, ezek nagy része morfológiai és barlangtani szempontból jelentős. A Szegyesdi-völgygel párhuzamosan futó Bulz völgyében nyílik a történelmi Magyarország első barlangleírásában szereplő Szénaverősi, vagy Fonácai-cseppkőbarlang (Peșteră de la Fînațe). A 270 m hosszú, tágas forrásbarlangot 1774-ben Nedeczky Sándor latin nyelven írt munkájában ismertette (MÁTYÁS 1988).

Önálló karsztvidékként tartják számon a Rézbányai-Körös forrásvidékének karsztját, amely a Rézbányáról az Aranyos völgyébe vezető serpentinút mentén húzódik. A karsztvidék legérdekesebb látnivalói a Körös mély völgyében rejtőznek. Itt bújik meg a Bihar-hegység egyik legnagyobb természeti csodája a Bihar-kapu (Porțile Bihorului), amely egy hatalmas szádájú forrásbarlang és egy 12 m átmérőjű szakadéktöbör együttese. Bejárati csarnokában vízeséssel omlik alá a kifolyó víz.

A karsztosodó kőzetek kisebb foltja a Crăiasa-patak mentén, ahol néhány évtizede egy kis barlangrendszerrel tártak fel kőbányászat közben. A barlangot a benne talált barlangi medve csontvázak miatt Medve-barlangnak nevezték el. A kiskóhi Medve-barlang hófehér cseppkőképződményei ma már sok látogatót vonzanak, ez az egyetlen barlang az Erdélyi-középhegységben, amelyet villanyvilágítással is elláttak.

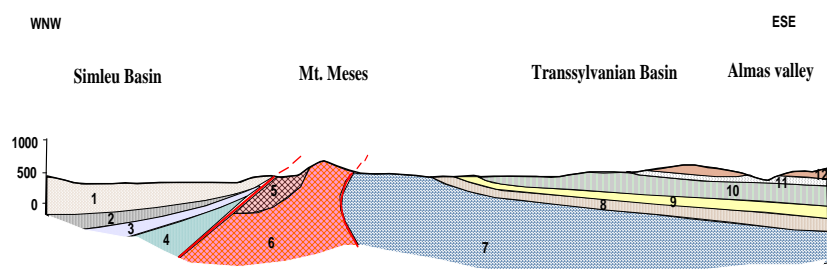
A Pádisi-karsztfennsík ÉK-i pereméhez kapcsolódik a Meleg-Szamos forrásvidékének karsztja, amely zömmel alsókréta mészkövekben alakult ki. A Vlegyásza gerincvonulatának D-i lejtőiről lesiető vízfolyások (Meleg-Szamos, Kis- és Nagy-Alun, Ponor) mély szurdokvölgyekkel törik át az átlagosan 1300-1400 m magas mészkőfennsíkot, és völgyeikben összegyűjtik a magasabb tetőkön elszivárgó vizeket. Különösen szép szurdokvölgyet vágott a fennsíkba a Meleg-Szamos. A rombarlangokat, szakadéko-

kat, karsztforrásokat, kőközetet, víznyelőket rejtő völgyszakasz a Bihar-hegység egyik legérdekesebb tája. A Meleg-Szamos egyik forrása keresztül folyik az Aragyasza-barlangon (Peșt. Rădesei), melynek mennyezete több helyen felszakadt, alsó szakasza pedig már teljesen fel is nyílt. A barlang mennyezet felszakadásával keletkezett völgyek kialakulását sehol sem lehet olyan jól tanulmányozni a Kárpátokban, mint ezen a helyen. E karsztvidék másik nevezetessége a Oncsászai-Csont-barlang (Peșt. Onceasa), amelyet a havasi pásztorok Sárkány-barlangnak (Peșt. Zmeilor) is neveznek a benne felhalmozódott ősszállati csontok miatt. A barlang híres ősrégészeti, paleontológiai lelőhely, a kihalt barlangi medve (*Ursus spaeleus*) nagymennyiségben megmaradt csontmaradványaival.

3.2.3. Szirtesen megjelenő karszt

Az Erdélyi-érchegység és a Torockói-hegység takaróroncsain és olisztolitjain alakult ki. A nagyobb kiterjedésű takaróroncsok fennsíkszerűen lapos teteje erősen karsztosodott, töbrökkel, karrmezőkkel borított planináikon, víznyelők, zsombolyok és barlangok is előfordulnak. A kisebb kiterjedésű olisztolitok tetején ritkán alakulnak ki lapos tetők, ezért hiányoznak a töbrök. Éles taréjszerű gerincükön és sziklás, csupasz lejtőiken lényegében csak különböző típusú karrformák láthatók. Barlangok ritkán fordulnak elő bennük.

3.3. Hegylábfelzínnek és teraszok karsztja



7. ábra A Meszes-hegység földtani szelvénye (1:200 000 földtani szelvény, Romania, 10. Cluj).

Jelmagyarázat: 1. Pannon üledékek, 2. Szarmata üledékek, 3. Bádeni üledékek, 4. Kárpáti üledékek, 5.

Felsőproterozoós szericites-kloritos palák, 6. Csillámpala és paragneisz (felsőproterozoikum), 7. Nummuliteszes mészkő és eocén márga, 8-9-10. Oligocén üledékek, 11-12. Alsómiocén üledékek

Fig 7: Cross section of the Mt. Meses (after the 1:200 000 geological map of Romania, 10. Cluj).

Legend: 1. Pannon sediments, 2. Sarmatian sediments, 3. Badenian sediments, 4. Carpathian sediments, 5. Upper Proterozoic sericite-chlorite schists, 6. Mica schists and paragneis (Upper pcm.), 7. Nummulitic limestone and Eocen margel, 8-9-10. Oligocen sediments, 11-12. Lower Miocen sediments

Az Erdélyi-középhegység területén kevéssé elterjedt karszt típus. Ide sorolhatjuk a Meszes-hegység K-i peremén magasra emelt eocén nummuliteszes mészkövön kialakult kisebb karsztos területet. Az Erdélyi-medence peremén gyakori nummuliteszes mészkő vízszintesen fekvő rétegei a Meszes-hegység kiemelkedésekor enyhén meghajoltak és felemelkedtek a K-i lejtő területén (7. ábra). A jól oldódó mészkő felszínén szórványosan karsztos formakincs alakult ki.

3.4. Medence karszt

Főleg eocén nummuliteszes mészkövön kialakult karsztok tartoznak ide. Voltaképpen a szorosabb értelemben vett Erdélyi-középhegység tájhatárain kívül az Erdélyi-medence peremi tájain (Kalotaszeg-Felszeg, Búnyi (Purcareț-Mesteacăn)-fennsík, Meszes-hegység ÉK-i pereme) gyakori karszt típus (TODORAN-ONAC 1987, PINCZÉS 1998.). Lényegében csak az említés szintjén tartozik ide, amennyiben elfogadjuk egyes szerzők tájbeosztását, akik a harmadidőszaki karsztos kőzeteket rejtő medencedombsági tájak egy részét a tágabb értelemben vett Erdélyi-középhegységhez sorolják.

4. Morfoklimatikus karszt típusok

4.1. Mérsékelt övi karszt

Az Erdélyi-középhegység karsztjai egyetlen kivétellel középhegységi magasságban helyezkednek el, ahol a mérsékelt öv kontinentális, enyhén meleg és csapadékos klímafeltételei között megy végbe a karsztosodás. Az évi csapadék mennyisége tág határok között változik a hegyvidék területén, legkevesebb a K-i, Erdélyi-medencével határos területeken (600-800 mm), legmagasabb a Bihar- és Vlegyásza-hegység Ny-i peremvidékén (1500-1700 mm), ahol a Ny felől érkező légtömegek felszállni kényszerülnek és a páratartalmuk kicsapódik. Az évi középhőmérséklet 4-6 °C. A csapadék- és hőmérsékleti viszonyok optimális feltételeket teremtenek a karsztos korrózió számára, így ahol a karsztosodás egyéb feltételei is adóttak, a mérsékelt övi felszíni- és felszínalatti karsztos formák nagy változatosságban kialakultak.

4.2. Magashegységi karszt (1500 m felett)

Az Erdélyi-középhegységben ez a karszt típus nem jellemző, egyetlen magashegységi karsztja a Pietrele Alba 1557 m magas, kopár, karros sziklage-

rince, amelynek klimatikus adottságai alig különböznek a pár száz méterrel alacsonyabb karsztokénál. A viszonylag kis kiterjedésű karsztos hegygerinc morfológiájában kifejezetten klimatikusan meghatározott felszínformákat nem ismerünk. Részletes klímamérések és morfológiai tanulmányok eddig nem készültek a területén.

5. Felszínborítottság alapján megkülönböztethető karszttípusok

Az Erdélyi-középhegység karsztvidékeinek egyéb szempontok (a felszín fedettsége, exhumálódás foka stb.) szerinti osztályozását a megbízható adatok, ismeretek hézagossága nehezíti. Némely esetben a fedőüledékek ma is jól megfigyelhetők, azok karsztosodásban betöltött szerepét részletesen bemutatták a karszt kutatói (Poieni-fennsík, Padisi-karsztfennsík) (COCEAN 1985, VERESS 1992). Van ahol csak foszlányokban fordul elő a kavicstakaró (Fekete-ponori-karsztfennsík), mert feltehetően kihantolódott a felszín (MÓGA 2002). Más esetben ma még nehéz pontosan megítélni, hogy kihantolódott vagy eredendően is nyílt karsztos táj volt-e egy-egy karsztvidék.

6. Összegzés

Az Erdélyi-középhegység karsztos tájait a több mint egy évszázadra visszatekintő kutatások ellenére sem ismerjük elég jól ahhoz, hogy minden részletre kiterjedően rendszerezni lehessen az ott előforduló karszttípusokat. A karsztos tájak felszínformáinak további alapos vizsgálatára lenne szükség, hogy a felszínfejlődés menetét megismerve, a felszínborítás-kihantolódás körülményeiről, és egyéb a karsztok osztályozását is befolyásoló tényezőkről pontosabb, hitelesebb képet kaphassunk.

IRODALOM

- BLEAHU, M. (1969): Poziția olistolitului de calcar din Vărful Sfredelașul in, „Wildflysch”-ul albian. - In: Evolutia geologică a Munților Metaliferi. Acad. R.S.R. București, p. 180.
- CHOLNOKY J. (1926): A földfelszín formáinak ismerete (Morfológia). - Budapest, p. 296.
- COCEAN, P. (1985): Les surfaces de nivellement karstique des monts Apuseni. - Travaux de L'Institut de Spéologie „Émile Racovitza” 24. p. 97– 104.
- COCEAN, P. – IFTENE, V. (1985): La morphologie exocarstique du plateau de poieni (Monts metaliferes). - Theoretical and Applied Karstology (Institute of Speleology „Emil Racovitza) 2. p. 65-70.

- COCIUBA, I.-SILVESTRU, E.* (1989): Hypothesis on a Genetical relation between the actual karst and the bauxite-bearing paleokarst at the Jurassic/Cretaceous boundary in the Piatra Craiului Mountains (Romania). - *Trav. Inst. Spéol. Émile Racovitza*, t. 28., p. 87-90.
- HEVESI A.* (1986): Hidegvizek létrehozta karsztok osztályozása. - *Földr. Ért.* 35. 3-4. p. 231-254.
- IANOVICI, V.-GIUSCĂ, D.-GHIȚULESCU, T. P.-BORCOȘ, M.-LUPU, M.-SAVU, H.* (1969): Evolutia geologică a Munților Metaliferi. - *Acad. R.S.R. București*, p. 741.
- IANOVICI, V.-BORCOȘ, M.-PATRULIUS, D.-LUPU, M.-DIMITRESCU, R.-SAVU, H.* (1976): Geologie Munților Apușeni. - *Acad. R.S.R. București*, p. 631.
- JAKÁL, J.* (1978): Morfoštruktúrna analýza a jej využitie pri typológii krasu. - *Slovenský kras*, 26. p. 17-37.
- JAKÁL, J.* (1993): Karst geomorphology of Slovakia, Typology. - *Geographia Slovaca* 4. p. 1-38.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája. - *Akadémiai kiadó, Budapest*, 310 p.
- JAKUCS L.* (1977): A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai. - *Karszt és Barlang* 1-2 p. 1-16.
- MARTONNE, E. de* (1907): Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. - Paris
- MARTONNE, E. de* (1924): Excursions géographiques de l' Institut de géographie de l' Université de Cluj. Résultats scientifiques – *LIGUC, Cluj*
- MIHUTIA S.* (1904): A vaskóhi mészkő-fensík hydrographiai viszonyai. - *Földr. Közl.* 1. p. 1-31.
- MÁTYÁS V.* (1988): Bihar-hegység turistakalauz. - *Sport Kiadó, Budapest* p.110.
- MÓGA J.* (1995): Az Erdélyi-középhegység (Muntii Apușeni). - *Földr. Közl.* 119. 2. p. 105-136.
- MÓGA J.* (1997): Az Erdélyi-középhegység. In: Magyarország földje Pannon Enciklopédia. - *Kertek 2000 Kiadó*, p. 374-378.
- MÓGA J.* (2002): Morphogenetical karst types of the Transylvanian mountains (Mt. Apuseni). - *Acta Carsologica, Ljubljana*, p. 115-138.
- NYÁRÁDY ERASMUS GY.* (1937): A Tordahasadék monográfikus ismertetése. - *Cluj*, p. 195.
- ORĂȘEANU, J.* (1985): Considerations on the hydrogeology of Vașcău plateau (Codru Moma mountains). - *Theoretical and applied karstology*, 2. p. 199-209.

- ORĂȘEANU, J.–GAȘPAR, E.–POP, I.–TĂNASE, T.* (1991): Tracer experiments in the karst area of Bihor mountains (Romania). - Theoretical and applied karstology, 4. p. 159–172.
- PATRULIUS D.* (1976): Secțiune compozită printr-un zăcămînt de bauxită neocomiană. - In: *IANOVICI, V.–BORCOȘ, M.–PATRULIUS, D.–LUPU, M.–DIMITRESCU, R.–SAVU, H.* (1976): Geologie Munților Apușeni. - Acad. R.S.R. București, p. 208.
- PINCZÉS Z.* (1998): Az Erdélyi-medence természeti földrajza. - Kossuth Egyetemi Kiadó Debrecen, p. 97.
- POP, GH.* (1962): Istoria morfogenetică a vecchii suprafețe eroziune Fărcasa din Munții Gilăului (M. Apușeni). - SUBB-GG, VII.
- RUSU, T.* (1988): Carstul din Pădurea Craiului. - Edit. Dacia Cluj–Napoca, p. 254.
- SAWICKI, L.* (1910): A vaskóhi karszt morfológiájának tényezői. - Földr. Közl. 6–7. p. 282–291.
- SCHMIDL, A.* (1863): Das Bihargebirge an der Grenze von Ungarn und Siebenbürgen. - Wien
- TODORAN, V.–ONAC, B.* (1987): La morphologie de llexo- et de l'endokarst du Plateau de Purcareț-Mesteacă (Plateau du Someș). - Theoretical and applied karstology, 3. p. 117-127.
- TULOGDI J.* (1943): A Tordai hasadék keletkezése. - Földr. Közl. 3. p. 193–215.
- TULOGDI J.* (1972): A Berettyó forrásvidékének karsztjelenségei. - Karszt és Barlang I-II. p. 1–4.
- VERESS M.* (1992): Karsztmorfológiai sajátosságok a Pádis fedett karsztjának példáján. - Földr. Közl. 116. 3–4. p. 125–141.
- R.S.R. Hărta geologica, scara 1:200 000 Cluj