

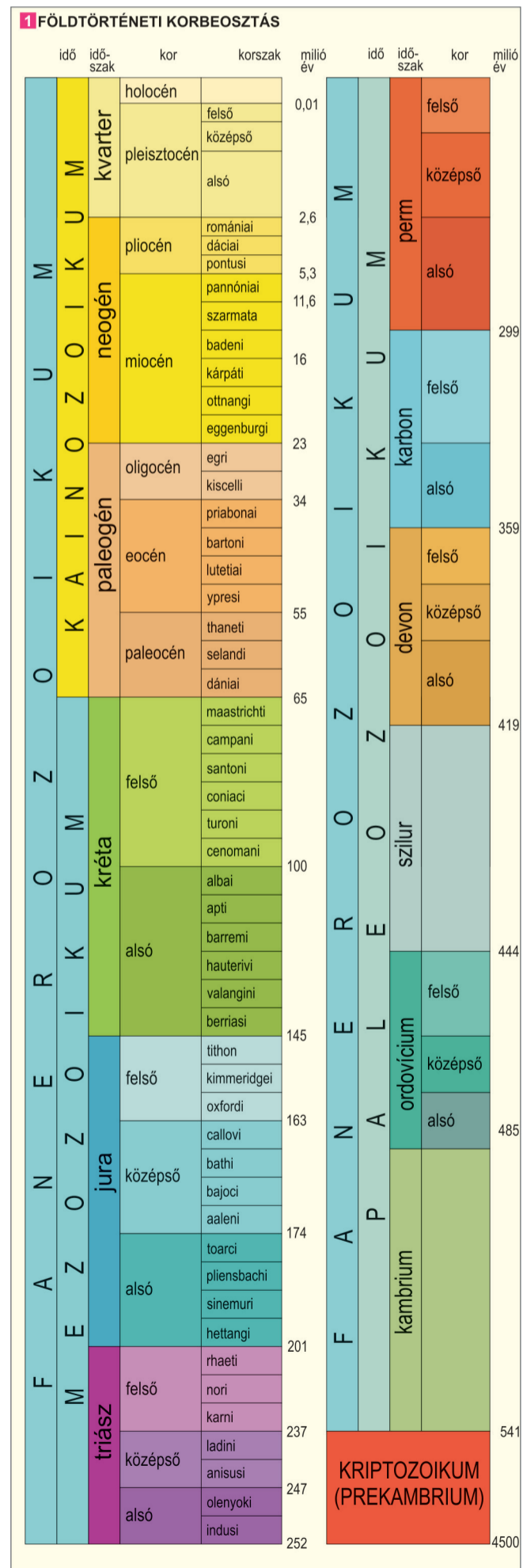
FÖLDTAN

Haas János, Brezsnaynszky Károly, Budai Tamás, Fodor László, Gál Nóra, Gombárné Forgács Gizella, Gyalog László, Katona Gábor, Kovács Gábor, Kövér Szilvia, Lesták Ferenc, Nádor Annamária, †Nagymarosy András, Prakfalvi Péter, Rotárné Szalkai Ágnes, Scharek Péter, Síkhegyi Ferenc, Szepessy Gábor, Szócs Teodóra, Török Ákos, Vatai József, Vikor Zsuzsanna, Zilahi-Sebess László

A Kárpát – Pannon-térség ösföldrajzi viszonyai és fejlődéstörténete

Magyarország az Észak-Afrikától Európa déli részén és Kis-Ázsián át Délkelet-Ázsiáig húzódó alpi (mediterrán) hegységképződési (orogén) övezeten belül a neogénben kialakult Pannon-medencében helyezkedik el. A Pannon-medence alzata összetett felépítésű, benne jelentős szerepet játszanak a paleozoikum (óidő) I. során keletkezett kőzetek is, az aljzat egy része pedig a variszkusi hegységképződési övezetből kiszakadt litoszféra-töredék [6].

A több milliárd éves kőzetekből felépített és a későbbi

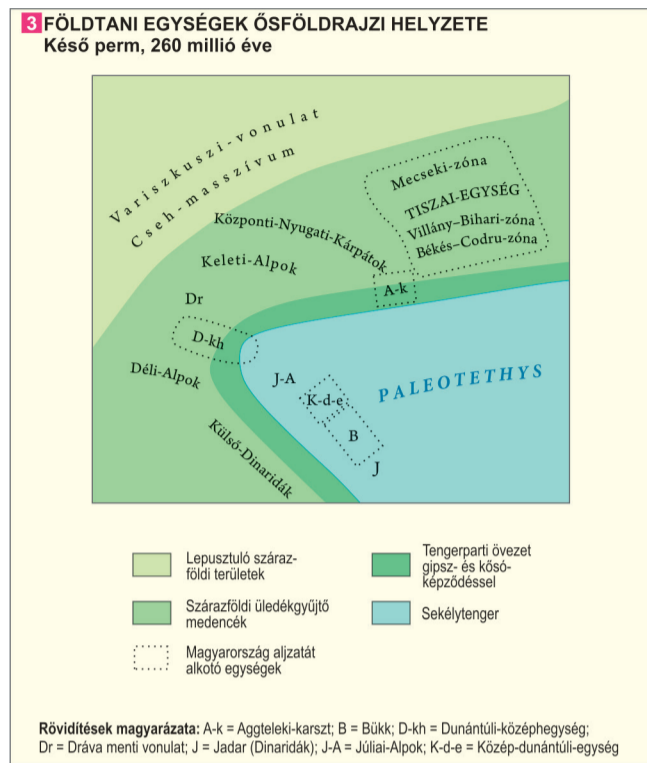


hegységképződési folyamatokkal már nem érintett Kelet-európai-tábla, valamint a Balti-pajzs kivételével az európai földkéreg túlnyomó részének szerkezetét a késő kambriumtól a kora devonig tartó, 500–400 millió évvel ezelőtti időtartamban végbement kaledóniai lemeztektónikai ciklust követő hegységképződés, a késő paleozoikumban, kb. 320 millió évvel ezelőtt zárult variszkusi hegységképződés és a mezozoos–kainozoos, 250 millió éve kezdődött, napjainkban is tartó alpi hegységképződés alakította ki.

A Variszkusi-hegységrendszer kialakulásának előtörténete a paleozoikum kezdetéig, a Dél-Amerikát, Indiát, Ausztráliát és az Antarktiktát is magában foglaló Ős-Gondvána szuperkontinens összeforrását eredményező pánafrikai hegységképződésig vezethető vissza. Az ordoviciumtól a devonig tartó lemeztektónikai folyamatok során különböző kontinentális litoszférblokkok – a köztük felnyílt óceáni aljzatú medencék bezáródásával – egymás után ütköztek és forrtak hozzá Laurusszia kontinenshez. Laurusszia és Gondvána kontinensek között a kora karbonra hatalmas óceán, a Paleotethys jött létre. Ez a lemeztektónikai ciklus a középső karbonban, mintegy 320 millió évvel ezelőtt Laurusszia és Gondvána összeütközésével, a variszkusi orogén övezet kialakulásával zárult le, ennek következtében a Földön egyetlen szuperkontinens, a Pangea jött létre, amelyet egyetlen egységes világóceán vett körül [2].

Európában a variszkusi hegységképződés tengelyzónájában igen intenzív kőzetátalakulás (metamorfózis) folyt, és az ütköző kőzetlemezek megolvadásának eredményeként hatalmas tömegű gránit képződött. A hegységképződésnek ez a központi övezete a Francia-középhegységtől a Vogézeken és a Fekete-erdőn át a Cseh-masszívum déli részéig követhető. A létrejött hegyláncok azonnal intenzíven pusztulni kezdtek, és a lepusztulásukból származó kavics, homok és agyag a hegységközi, illetve főként az előtéri medencékben halmozódott fel.

A variszkusi hegységképződés folyamán létrejött kőzetvonulatok déli részei az alpi hegységképződés során ismét meggyűrődtek, kőzeteik metamorfizálódtak és egyes elemeik beépültek az Alpok, valamint a Nyugati-Kárpátok vonulataiba. Az Európai-lemezhez forrt Variszkusi-hegységrendszer vonulatáról a jura időszakban levált Tiszai-mikrolemez (Tiszai-egység) alkotja a Pannon-medence aljzatának déli részét. Ezt tükrözik gránitos kőzeteinek rokon sajátosságai a Cseh-masszi-



vum hasonló korú gránitjaival. A dél-dunántúli fúrásokból ismert felső karbon folyóvízi kőzetek a variszkusi vonulatok előterében lévő medencék üledékeihez hasonló jellegeket mutatnak.

A kora karbon idején Laurusszia és Gondvána között, a később létrejött Variszkusi-hegységrendszer vonulataitól délre, a Paleotethys sekélyebb szegélytengeri medencéiben mészkő és márga képződött. Ebben az övezetbe tartozhattak a Balatontól északkeletre ismert alsó karbon képződmények. A nyílt óceánnal közvetlen kapcsolatban lévő mélyebb belső medencékben homokkő és márga rétegeinek váltakozásából álló flis jellegű üledékek, majd a késő karbon idején sekélytengeri üledékek rakódtak le. Ezek a lemezütközési zónától távol lerakódott rétegsorok a variszkusi hegységképződés során legfeljebb csak gyenge átalakuláson mentek át. A Bükkben ismert karbon kőzetek ebben az ösföldrajzi egységben képződhettek.

Régiókban a Pangea feldarabolódása a permbe indult. Törések mentén gyorsan süllyedő árkok jöttek létre, melyekben folyóvízi üledékek és vulkáni kőzetek halmozódtak fel. Magyarország területén az alpi lemeztektónikai ciklus kezdetét jelentő árkos tagolás nyomai a legmarkánsabban az – akkor még az Eurázsiai-lemez peremén húzódó – Variszkusi-hegységrendszerhez tartozó Tiszai-egységben észlelhetők. A Dél-Dunántúl területén ismertté vált árokrendszerben a kora perm-től a kora triászig több ezer m vastag folyóvízi, tavi üledéktömeg rakódott le.

A késő permbe a Variszkusi-hegységrendszer déli előterében az intenzív lepusztulásból származó törmelék nagy tömegeit befogadó széles övezet alakult ki [3]. Ide tartozott a Tiszai-egység és attól nyugatra a Központi-Nyugati-Kárpátok, valamint a kelet-alpi egység területének túlnyomó része is. Ettől délre a parti síkságon és a tengertől elzáródott lagúnákban a száraz klímán evaporitos kőzetek (kősó, gipsz és anhidrit) képződtek. Magyarország területén az Aggteleki-egységben ismert hasonló módon létrejött gipsz és anhidrit.

A Dunántúli-középhegységi-egység területe a perm idején az Északi-Mészköalpok és az Alpok déli üledék-

gyűjtői között helyezkedhetett el, a Paleotethys öblözeteinek nyugati elveződésénél. Az Alpok déli területén a késő karbon – kora perm során keskeny medencék sora alakult ki, amelyeket jelentős vastagságú szárazföldi törmelékes üledékek és vulkáni kőzetek töltöttek ki. A Dunántúli-középhegységben ekkor zajlott le a Velencei-hegység gránittömegének benyomulása. A középső permbe az Alpok déli részén árkok jöttek létre, melyek ugyancsak szárazföldi üledékekkel és savanyú vulkáni kőzetekkel töltődtek ki. A Dunántúli-középhegység területe is szárazulat volt, de a vulkáni működésnek itt csak kevés nyomáról tudunk. A két terület késő perm időszaki ösföldrajzi helyzete és fejlődéstörténete nagyon hasonló. Az üledékképződés mindkét területen szárazföldi folyóvízi üledékek lerakódásával indult, majd a késő perm kezei szakaszában az egységek óceán felőli része széles árapálysíkssággal szegélyezett sekélytengerrel borított, a triász időszak kezdetén pedig a korábbi szárazulati területek is tenger alá kerültek.

A Bükk területén – akárcsak a Dinaridák hasonló kőzetekkel jellemezhető egységeiben – a sekélytengeri késő karbon üledékképződést szárazra kerülés követte, a középső permbe szárazföldi, majd azt követően sekélytengeri üledékképződés folyt, ami a kora triászban megszűnt a nélkü folytatódott.

A kora triász kezdetén a Tiszai-egység nagyobb része továbbra is szárazulat maradt, ahol folytatódott a folyóvízi üledékek lerakódása, de a régió uralkodó része már a Paleotethys sekély peremi övezetéhez tartozott. A partvidéket a mélyebb selfel összekötő, enyhén lejtő aljzaton homokkő, márga, mészkő, dolomit váltakozásából felépülő, meglehetősen hasonló rétegsorok, majd a középső triász korai szakaszában uralkodóan dolomit és mészkő keletkeztek. A középső triász kezdetén a Tiszai-egység kontinenshez közelebbi részén (Mecseki- és Villány-Bihari-zóna) is sekélytengerrel borították.

A középső triász során a Paleotethysnek az Eurázsiai-lemez alá tolásával párhuzamosan az egykori Gondvána kontinens északi pereménél egy Neotethysnek nevezett új óceán kialakulása kezdődött el. Az új óceán felnyílása a középső triász idején, mintegy 240 millió évvel ezelőtt érte el régióinkat. Tenger alatti árkok és magaslatozók jöttek létre, az árkokban mélyvízi mészkő képződött. A kivékonyodó kontinentális litoszféra felett, a későbbi óceánközépi hátság tengelyében bazaltos vulkanizmus indult meg, a tengeri mészkő üledék közé nyomulódó lávafolyásokkal. Így jött létre a Bükk nyugati szélén ismert bazaltok egy része.

A kialakuló kontinentális aljzatú óceánperemi övezetekben is tagolódottá vált a tengeraljzat, és egyes övezetekben a középső triász idején és a késő triász kezdetén intenzív tűzhányó-tevékenység is folyt. Vulkáni központok jöttek létre a Dolomitokban, szórt vulkáni anyagok a Dunántúli-középhegységbe is eljutottak. A Bükk területén az árkok kialakulásához magmás tevékenység is kötődött.

A késő triász kezdetén, mintegy 230 millió éve az óceáni aljzat szétterülésének megindulásakor a peremek immár általános süllyedése vált jellemzővé. Az óceán európai peremén húzódó Variszkusi-hegységrendszer akkorra már erősen lepusztult vonulataiból a vízfolyások – különösen a nedves éghajlatú időszakokban – nagy tömegű kavicsot, homokot szállítottak a hegyvonulat lábánál kialakult szárazföldi medencékbe, így a Mecseki-zóna süllyedő medencéibe is.

Az óceánperem (self) intenzíven süllyedő, sekélyvízzel borított, több száz km széles övezetében a középső triászban mélyebb medencék alakultak ki, amelyek a késő triász kezdetének csapadékból gazdagabb éghajlatú szakaszában szárazföldi eredetű üledékekkel

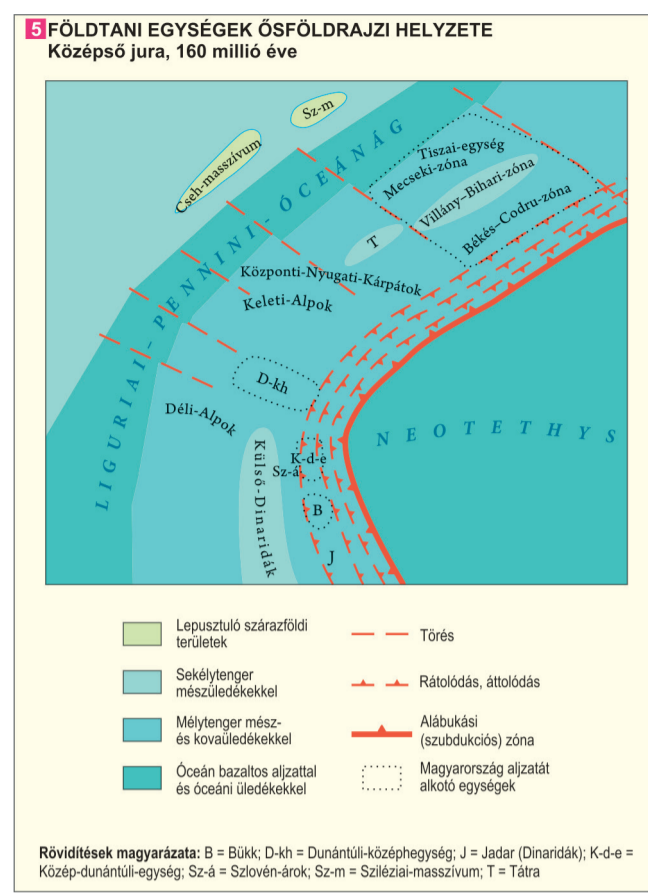
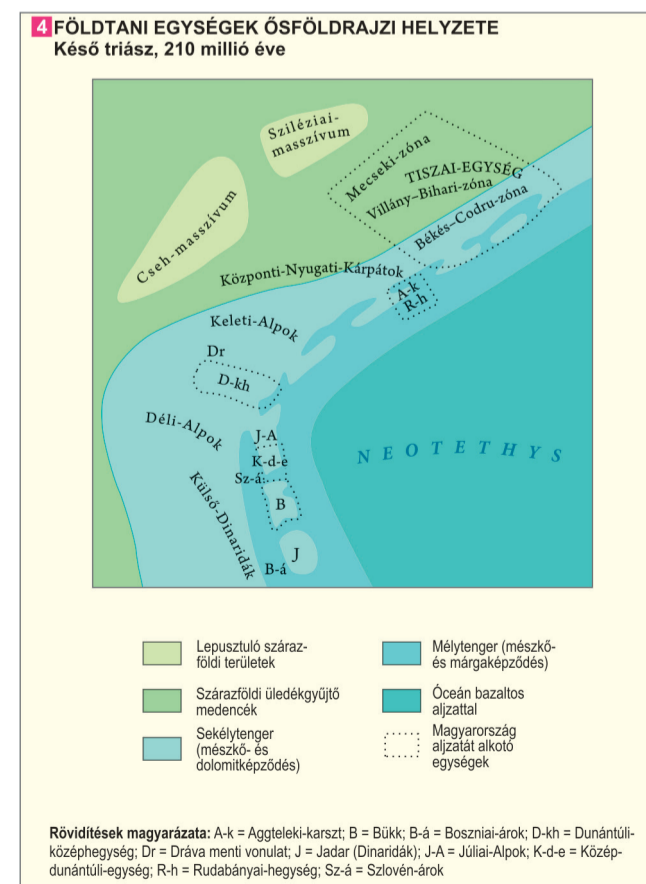
töltődtek fel. A kiegyenlítetté vált térszínen a 200 millió éve lezárult triász időszak végéig több ezer m vastagságban mészkő és dolomit halmozódott fel. Az óceánfelnyílással egy időben a self kivékonyodott aljzatú óceán felőli peremén, így a Dunántúli-középhegység területén is folytatódott az árkok kialakulása, egyes peremi blokkok pedig lezölkentek, és ezeken a sekélytengeri üledékképződést mélytengeri váltotta fel. Az utóbbi jelenség nyomait az Aggteleki-karszton figyeltek meg.

A bükki területen a sekélytengeri üledékképződés a triászt követően nem folytatódott tovább, de a mélytengeri üledékfelhalmozódás a terület egészére kiterjedően csak a középső jurában indult meg.

A Déli-Alpok nyugati részén a triász késői szakaszában intenzíven süllyedő medencék jöttek létre, amelyek az Atlanti-óceán kialakulásához köthető Pennini-óceánág létrejöttének kezdeti szakaszát jelzik. Hasonló folyamat nyomai figyelhetők meg a Dunántúli-középhegység nyugati oldalán, a Zalai-dombság aljzatában, továbbá az Északi-Mészköalpok területén is.

A Tiszai-egységben ezzel egy időben ugyancsak árkok alakultak ki. Az Európai-lemez peremén a Variszkusi-hegységrendszer még felszínen lévő vonulatainak lepusztulása továbbra is nagy mennyiségű anyagot szolgáltatott, ami a kontinenshez közeli üledékgyűjtő medencékben halmozódott fel (Mecseki-zóna). A csapadékosabbá váló éghajlaton a tengerparti lápok dús vegetációjából származó kőszénrétegekkel tagolt homokkőves rétegsor rakódott le. A kora jura későbbi szakaszában a kőszénlápokkal tarkított partszegélyeket majdnem mindenütt elborította a tenger és sekély, majd mélytengeri homokkő és márga lerakódása vált általánossá [4].

A kontinens peremétől távolabbi övezetekben a késő triászban kialakult nagy felületű kiterjedésű és nagy vastagságú mészkő- és dolomittömegek a jura korai szakaszában törések mentén feldarabolódtak, és az így létrejött egyenetlenül süllyedő blokkok fölött egyre mélyebbé váló tengerben jellemzően vörös színű mészkőfajták képződtek. Ez az eseménysor követhető nyom a Neotethys peremének abban az zónájában – az Alpok déli részétől a Dunántúli-középhegységben, az Északi-Mészköalpokon és a Központi-Nyugati-Kárpátok részén át a Tiszai-egységig –, amely a Pennini-óceánág felnyílásával később levált az Európai-lemezről. Az Adriai-mikrokontinens peremén viszont a sekélytengeri üledékképződés a triászt követően a jurában is folytatódott.

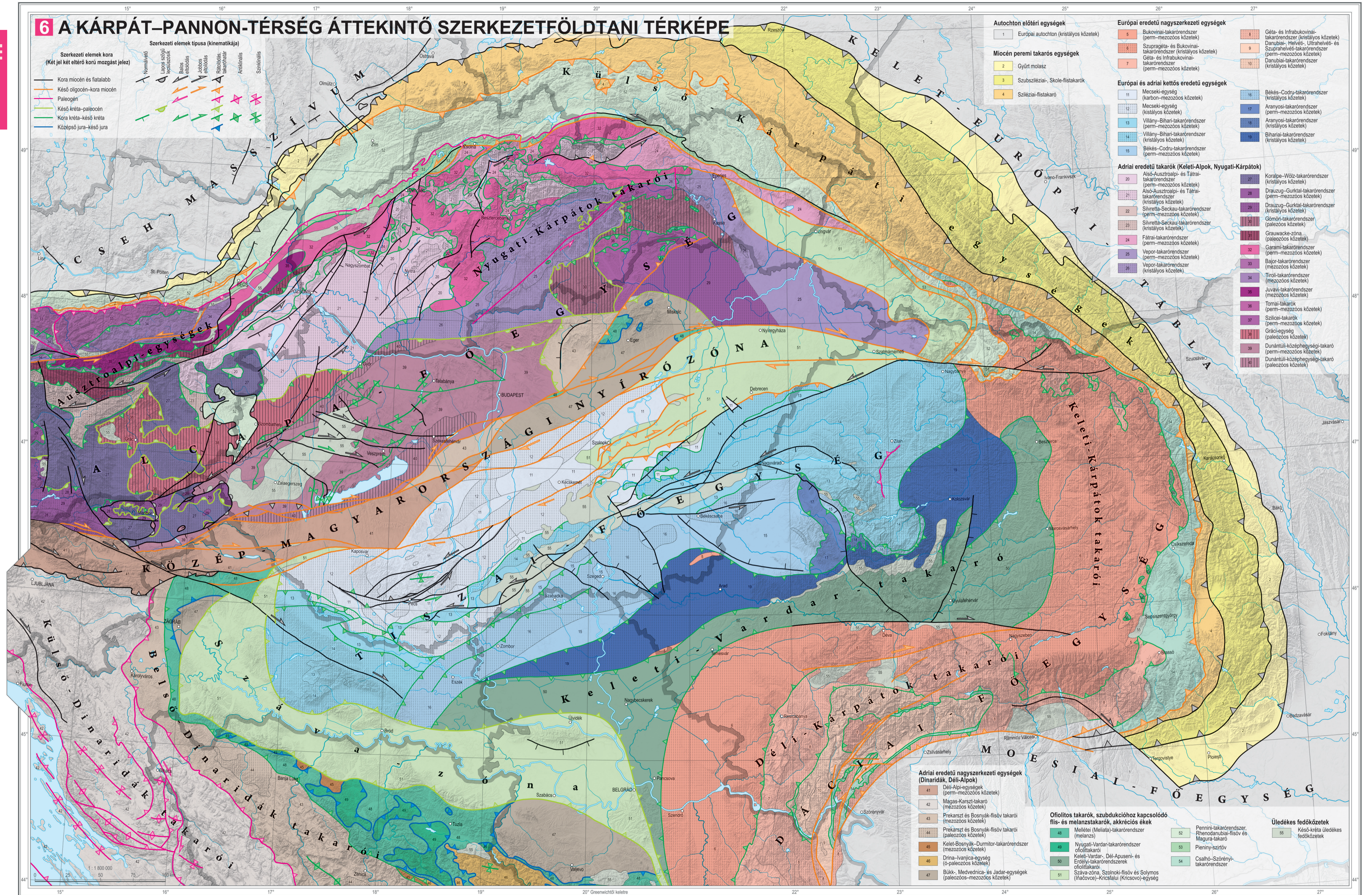


A Pennini-óceánág felnyílásának, az óceáni litoszféra terjeszkedésének kezdete a kora jura 180 millió évvel ezelőtti végére tehető. Az óceáni aljzat maradványai az Ausztróalpi-takarórendszer kőzettömegei alatt található meg, és csupán a takarók lecsúszásának eredményeként kialakult ún. tektonikai ablakokban – Magyarország területén a Kőszegi-hegységben – bukkanak felszínre. A Pennini-óceánág nyugatról kelet felé haladó felnyílása a középső jura idején vezetett el a Tiszai-egységnek az Európai-lemezről való leválásához. Ezt a változást tükrözi a Mecseki-övből a szárazföldről beszállított törmelékanyag felhalmozódását felváltó mélytengeri mészkő és tüzkkő képződése. Hasonló kőzetfajták keletkeztek a Pennini-óceánág és a már záródó Neotethys közötti övezetnek a Neotethyshez közelebbi részén is a középső és késő jura idején.

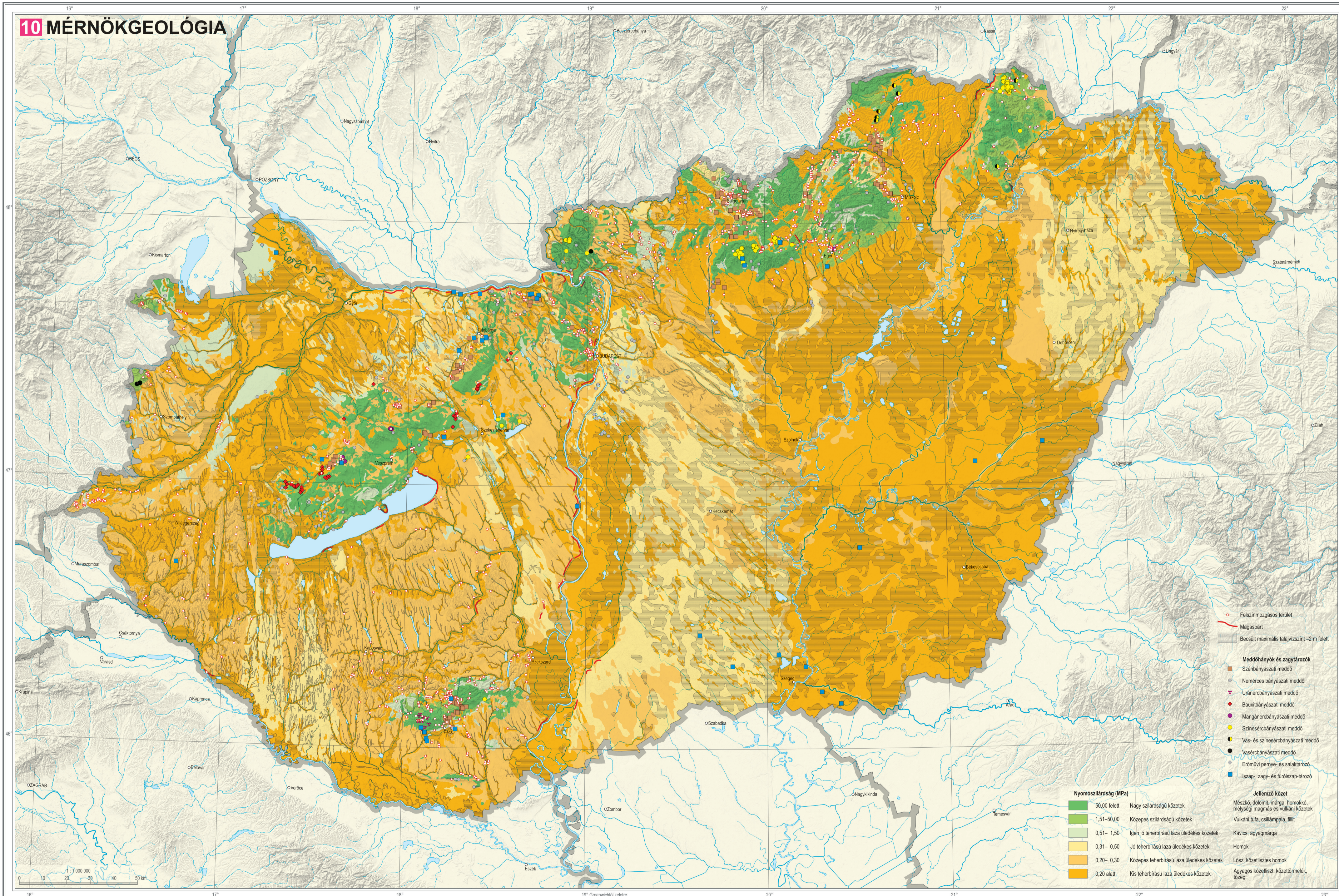
Régiókban a Neotethys bezáródása a középső jurában kezdődött el, majd az óceán uralkodása magmás kőzetekből (ofiolitból) álló aljzatra átfordult a medencét körülvevő kontinensperemre [5]. Az óceáni aljzat alábukásának (szubdukció) és a kontinentális aljzatra való rátolódásának (obdukció) folyamatai során magmás kőzetek és sekély-, valamint mélytengeri eredetű üledékek kőzetek apró darabjai és hatalmas méretű blokkjai tartalmazó agyagos-kovás kőzet (meláns) képződött, ami hatalmas területen ismert a Dinaridákban, majd tovább kelet felé végig az egykori Neotethys bezáródásának övezetében. Ennek az övezetnek a későbbi tektonikai mozgások során lenyíródott és messzire elcsúszott darabja a Bükk térségébe is eljutott.

A kora kréta során, 145–100 millió évvel ezelőtt a Pennini-óceánág felnyílása folytatódott, miközben a Neotethys aljzatának nagy része a mélybe toldott, míg más része az óceánperemre torlóda felszínre került [7]. A lepusztuló óceáni aljzat eredetű kőzetekből származó törmelék a Dunántúli-középhegység területe északkeleti részének mélytengeri medencéjében is megjelent, míg a terület délkeleti részén folytatódott a mélyvízi mészkőképződés. A Tiszai-egység Pennini-óceán felé eső Mecseki-övében a kontinentális aljzat kivékonyodása intenzív bazaltos vulkanizmust eredményezett. A Villány-Bihari-öv továbbra is sekélyebb terület maradt, ott sekélytengeri mészkő képződött. A Neotethys óceán részmedencéinek bezáródásával a Tiszai-egység és a Keleti- és Déli-Kárpátok kőzeteit magában foglaló Dáciai-egység egyetlen mikrolemezé (Tiszai-Dáciai-egység) állt össze.

6 A KÁRPÁT-PANNON-TÉRSÉG ÁTTEKINTŐ SZERVEZETFÖLDTANI TÉRKÉPE



10 MÉRNÖKGEOLÓGIA



során keletkező melléktermékek, erómi vi salak és pernye (egy részük veszélyes hulladék) hányóit csak akkor mutatja be a térkép, ha azok nagy területen fordulnak elő és jelentős a kockázatuk. Kiemelendők közülük a timföldgyártás során keletkező vörösiszapot tároló kazetták. Környezetföldtani szempontból még érintett területeknek tekintjük a korábban szennyezett, de mára már nagyrészt megtisztított térségeket (pl. volt szovjet laktanyák területét, felhagyott ipari területeket), valamint azokat a régi hulladéklerakókat, amelyeket még nem a korszerű környezetvédelmi szabályozók szerint alakítottak ki.

Geotermikus adottságok, termálvizek

Magyarország európai viszonylatban kimagaslóan jó geotermikus adottságai a földtani felépítésnek köszönhetőek. A Pannon-medence kialakulása során a térségben zajló tektonikai húzóerők hatására jelentősen elvékonyodott a litoszféralemez, az alatta található forrasztanoszféra így a felszínhez közelebb kerülve jelentős hőáramot (átlagosan 90–100 mW/m²-t, szemben a szárazföldi területekre átlagosan jellemző 60 mW/m²-rel) biztosít a területen. A hőmérséklet mélységgel történő emelkedése (a geotermikus gradiens értéke) az ország jelentős részén 4,5–5 °C/100 m körüli; így 500 m mélységben az átlaghőmérséklet már 30–35 °C, 1000 m-en 55–60 °C, 2000 m mélységben pedig 100–110 °C, de egyes területeken akár 120–130 °C is lehet. A felszín alatt több km mélységig megtalálható törmeléken üledékes kőzetekből (homok, homokkő) vagy repedezett mészkőből, dolomitból az ország területének több mint 70%-án minimum 30 °C-os termálvíz nyerhető. Hazánk teljes területén 8,37 GW a mélyből (hőve-

zetéssel) utánpótlódó geotermikus hőteljesítmény, ami 264 PJ/év hőmennyiséget jelent. Ez az évi primerenergia-igény (2010-ben 1085 PJ) 24%-a. Ugyanakkor az eviléig rendelkezésre álló, a kőzetvázban, illetve azok pórusaiban, repedéseiben tárolt felszín alatti fluidumok (termálvizek) hatalmas hőkészletének csupán a töredéke termelhető ki és hasznosítható a jelenlegi technológiákkal. Ennek oka, hogy míg a földkéregben található radioaktív izotópok bomlása által termelt, így kvázi folyamatosan utánpótlódó földi hőkészlet emberi léptékkel mérve kifogyhatatlan, a hő hordozó felszín alatti vizekről ez nem mondható el. A termálvízkészletekből csak akkor mennyiségű termelhető ki anélkül, hogy a mélybeli víztartók nyomás- és hozamviszonyai csökkennének, ami természetes módon a felszíni csapadékvíz eredetű beszivárgásból utánpótlódik, vagy a víz hőtartalmának energetikai célú felhasználása után visszajuttatással visszakerül az eredeti mélybeli tározóközegbe. Mindezen szempontok figyelembevételével a fenntartható (utánpótlódó) reális éves mélygeotermikus kapacitás a pannon porózus medence-üledékekből 30 PJ/év, míg a medencealjzatot felépítő alaphegységi képződményekből 130 PJ/év.

A Pannon-medence földtani adottságait tekintve két fő termálvíztartó képződménycsoport különíthető el. A medencét kitöltő több ezer m vastag felső miocén-pliocén (pannóniai) homokos, agyagos, márgás üledéksort a medence süllyedésével egy időben emelkedő Alpok és Kárpátok hegyvonulatainak területéről a medencébe tartó folyók rakták le. Ezen a vastag üledék-sorozatban belül a fő termálvíztartó összletek azok az egymással hidraulikai összeköttetésben álló 30–100 m vastag, uralkodóan homokos felépítésű egységek, amelyek a medencét egykor feltöltő folyóvízi rendszerek előrenyomulóló salfjének peremén rakódtak le (felső

pannóniai termálvizes összetétel). Ezek a képződmények a medence belsejében (az Alföld középső és déli részén) 700–2000 m-es mélységben található, ahol a hőmérséklet 60–110 °C. A hidrosztatikus nyomás alatt álló felső pannóniai homokos összletek a termálvíz kitermelése szempontjából kedvező hidraulikai paraméterekkel rendelkeznek: porústerfoghatók elérheti a 20–30%-ot, vízvezető képességük a 4×10⁻⁶–5×10⁻⁵ m/s értéket. A vizek általában alkáli NaHCO₃-os jellegűek, alacsony-közepes oldottanyag-tartalommal. Ezeket a vízáradatokat széleskörűen hasznosítják balneológiai, illetve közvetlen hőhasznosítási céllal (elsősorban az Alföld középső és déli részén fűtési és üvegházak fűtésére, valamint városok fűtésére is) [11].

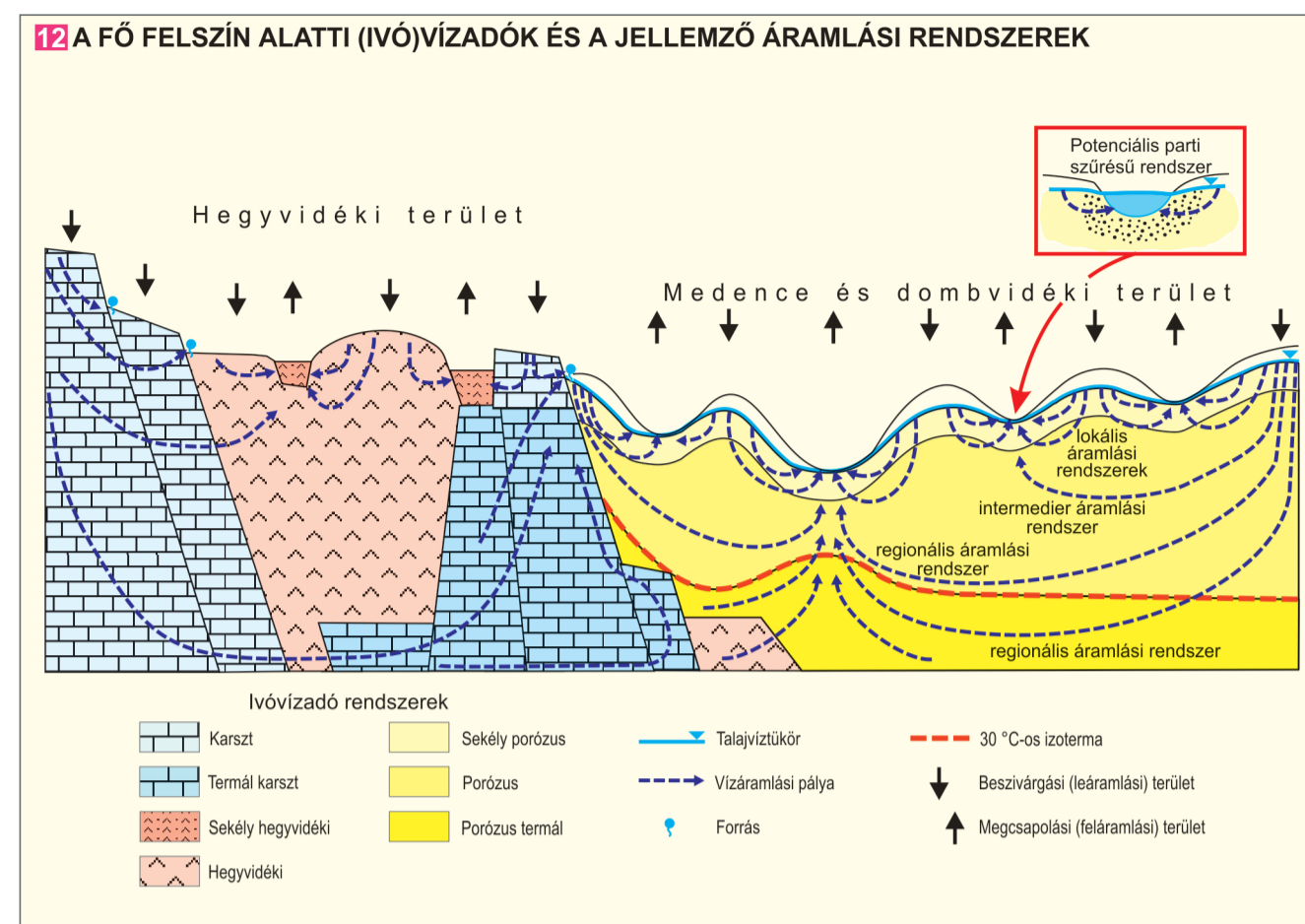
A másik jelentős termálvíztartó képződménycsoport az üledékes medencealjzatot felépítő karsztosodott paleozóos és mezozóos (ó- és középidői) karbonátos képződményekhez, illetve a repedezett-mállott kristályos kőzetek jelentős törészónáihoz köthető, amelyek megnövekedett vízvezető képességgel rendelkeznek. A medencealjzat több ezer m-es mélységében a hőmérséklet számos helyen meghaladja a 100–120 °C-t, így az itt található karbonátos és kristályos kőzetekből álló tárolók (rezervoárok) akár kapcsolt áram- és hőtermelésre is alkalmasak lehetnek. Néhány helyen (pl. Fábianszabvány, Nagyszentmiklós) túlnyomóan mélybeli rezervoárok is ismertek a medencealjzatban, amelyek a jövőbeli villamosenergia-termelés potenciális helyszínei. A karbonátos medencealjzatban tárolt, felszíni utánpótlódással rendelkező aktív regionális vízárnyalások részét képező termál karsztvizek általában kis oldottanyag-tartalmú CaMgHCO₃-os jellegűek, míg a regionális vízárnyalásoktól távoli, utánpótlódás nélküli zárt tárolókban magas oldottanyag-tartalmú, jellemzően NaCl-os vizek találhatók.

E két fő termálvíztartó összetétel mellett meg kell említeni a helyi jelentőségű idősebb miocén karbonátos-homokos tárolókat, amelyek tipikusan a medencealjzat kiemelkedéseit helyenként sapkaszerűen borító néhány 10 m vastag, általában magas oldottanyag-tartalmú termálvizeket tartalmazó képződmények. Potenciális közvetlen hő-, illetve esetlegesen kapcsolt áram- és hőtermelésük korlátait elsősorban kis kiterjedésű és magas oldottanyag-tartalmuk jelenti. Emellett a jövőbeli villamosenergia-termelés (illetve kapcsolt áram- és hőtermelés) perspektívák területi a medencealjzatban 3–5 km közötti mélységben található kristályos (uralkodóan gránitos) kőzetek, amelyek a mesterségesen fejlesztett földhőrendszerek (EGS) célzó projektek kulcsterületei (elsősorban a Dél-Alföldön).

Magyarországon kb. 950 működő termálkút van. A felhasznált termálvízkészlet számottevő részét fürdési, továbbá mezőgazdasági és ipari céllal hasznosítják. Az energetikai célú közvetlen hőfelhasználás kisebb mértékű. Geotermikus alapú áramtermelés egyelőre nincs, de három ezt célzó projekt is előkészítés alatt áll.

Magyarország 95 településén összesen kb. 650 000 lakásban van távfűtés, de a zömében import gáz által táplált fűtési rendszereket mindösszesen csak 8 településen helyettesíti vagy egészíti ki geotermikus energián alapuló hőellátás. Jelentős fejlesztés volt a 2011-ben átadott szentlőrinci, a 2013-ban átadott miskolci (mályi), valamint a 2015–2016-ban átadott győri geotermikus alapú távfűtőrendszer. Ezen felül vagy tucatnyi település rendelkezik ún. termálvizes városfűtéssel, esetekben jellemzően középületek (önkormányzati épületek, városháza, könyvtár, iskola stb.) fűtésére valószínűleg megtermálvizzel, de az újonnan kiépült termálvíz-csővezeték-re csatlakoznak lakóingatlanok, ipari felhasználók is. Ilyen típusú városfűtési rendszerek az elmúlt években több településen is kiépültek (pl. Törökcsanak, Mezőberény, Szeged), illetve a korábbi rendszerek jelentősen bővültek (pl. Veresegyház). Összességében a geotermikus alapú távfűtés, illetve termálvizes városfűtés jelentősége az utóbbi években növekszik [11], jelenleg már 21 településen érhető el és megfelelő állami támogatással további jelentős fejlesztések számára van lehetőség a kedvező földtani adottságú térségekben. A geotermikus energia mezőgazdasági célú felhasználása (elsősorban üvegházak, fóliasátrak fűtése) terén hazánk az európai élmezőnyben található. Itt a további kapacitások bővítésének elsősorban a korlátozott vízkészletek szabnak gátat, különösen a jelentős túlterheléssel jellemző alföldi régiókban, azonban a használt termálvíz jelenleg alacsony részarányú visszajuttatásának növelésével a fenntartható hévízgazdálkodás szempontjai is megnyugtatóan kezelhetők lennének.

A földhőszivattyús (vagy talajhőszivattyús) technológia lényege, hogy a sekély (0–150 m mély) rétegek alacsony hőmérsékletű (4–15 °C-os) hőjét talajhőcserélőn keresztül, hőhordozó folyadék segítségével egy hőszivattyúra vezetik. A hőszivattyú segédenergia (villamos áram) felhasználásával a primer oldalon az alacsony hőfokú hőhordozó közeget lehűti, a szekunder oldalon viszont a fűtési célú hőhordozó közeget felmelegíti. A földhőszivattyús jellegzetessége, hogy hűtési célra is felhasználható, szezonálisan változó fűtési és hűtési igény mellett megtérülési mutatója és fenntarthatósága tovább javul. Magyarországi éghajlaton ez az előny a nagyobb hűtési-igényű épületek (elsősorban kereskedelmi és iroda-épületek) esetén érvényesülhet. A hőszivattyúk elterjedtsége Magyarországon azonban sajnálatosan még alacsony.



A termálvíz-felhasználás klasszikus területe a gyógyvizek hasznosítása, a balneológia. Számos méltán híres termál- és gyógyvizünket ma több mint 150 település termálfürdőiben hasznosítják. Amíg például mezőgazdasági hasznosításra jellemzően több mint 86%-ban a felső pannóniai összlet NaHCO₃-os jellegű termálvizeit termelik, addig a balneológia területén széles tartományban változik a gyógy- és fürdővizek vízösszetétele, illetve víztípusa, és hőmérsékletük is tág határok között mozog. Legjellemzőbb a 35–68 °C közötti, 48 °C-os középtérrel jellemezhető NaHCO₃-os és NaHCO₃Cl-os vizek hasznosítása, előbbi körülből 45%-os, utóbbi közel 25%-os részarányal. Gyógyhatásuk számos egyéb összetevő – pl. kén, jód, bróm, radon – jelenlététől és koncentrációjától is függ. A jelenleg ivóvízként hasznosított termálvizek döntő részben, több mint 92%-ban NaHCO₃-os, CaMgNaHCO₃-os jellegűek és hőmérsékletük a 30–35 °C-os tartományban változik. A sekélyebben elhelyezkedő langyos rétegvizek hasznosítása ivóvízként különösen azokban a térségekben jelentős (pl. Délkelet-Magyarországon), ahol a felszínközeli rétegvizek természetes (pl. arzén) vagy humán szennyeződése jelentős.

Felszín alatti ivóvizek

A földfelszínre hulló csapadék nagyobbik része lefolyik a felszíni vízfolyásokba, állóvizekbe, tengerekbe; egy része a növények párologtató hatása révén visszajut a vízkörforgalomba; egy kisebb hányada pedig beszivárog a felszín alá. A talajon vagy a felszínközeli kőzeteken át beszivárgó víznek a növények által fel nem használt része a kőzetek pórusain vagy a repedéseken keresztül a felszín alatti víztükörig (a korábbi megnevezés szerint a talajvíztükörig) hatol, ami alatt a kőzetek üregei (pórusok, repedések) vízzel telítettek; ezt a vizet nevezik felszín alatti víznek. Az ezt tároló rétegsorok a víztartók (vagy vízáradók); ezek olyan felszín alatti kőzetréteget vagy kőzetrétegeket, illetve más földtani képződményeket jelentenek, amelyeknek a porózitása és átteresztő képessége lehetővé teszi a felszín alatti víz jelentős áramlását, vagy jelentős mennyiségű felszín alatti víz kitermelését.

A felszín alatti víznek zömét a csapadékból származó víz képezi, míg kisebb részét a földtörténet során tengeri, tavi, esetleg folyóvízi környezetben képződött

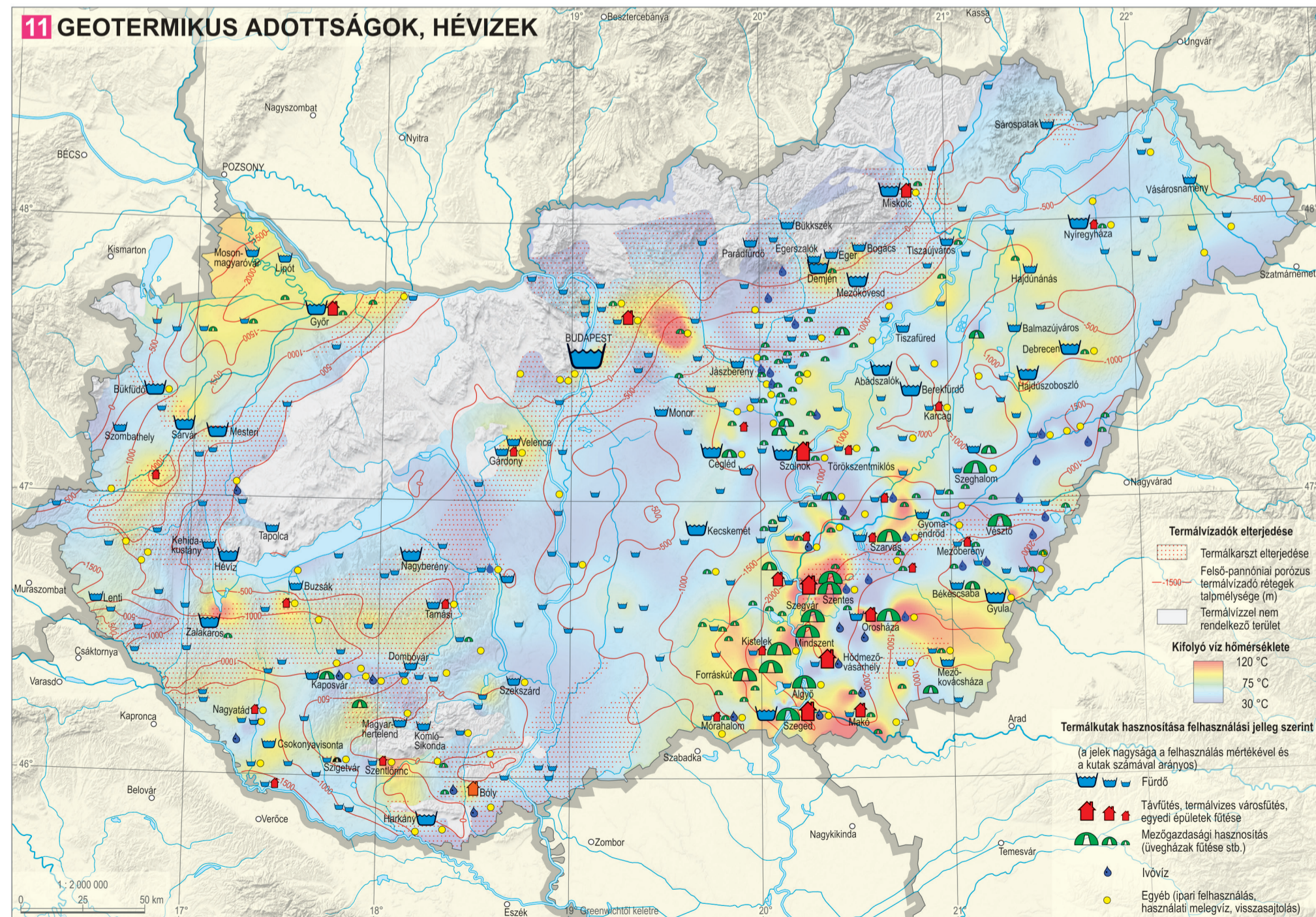
üledékek pórusaiba zárt (csapadózódott) vizek alkotják. Városi, települési környezetben a csővezetékek meghibásodása, szivárgása esetén az elfolyó víz jelentős része szintén a felszín alatti vizekbe szivárog. A felszíni vizekhez hasonlóan a felszín alatti vizek nagy része is állandó mozgásban van, és különböző pályák mentén áramlik [12]. Egy részük a medencebeli vagy dombvidéki törmeléken üledékes kőzetekben található, néhány 10 m mélységig terjedő sekély porózus víztartókban kialakuló lokális áramlási rendszerek révén rövid – általában néhány naptól néhány tíz évig terjedő – idő alatt megcsapolódik, és forrásokként, illetve vízfolyásokban vagy állóvizekben lép a felszínre. Emellett, nagyobb mélységtartományokig lehatolva, közbülső (intermedier) és nagy regionális áramlási rendszerek is jellemzők, több száz évestől akár több tíz-, vagy akár több száz-ezer éves vízkörökkel. A vizek korának, azaz a beszivárgástól vagy a csapadózódástól a vizsgálat helyszínéig, illetve időpontjáig eltelt időnek a megállapítására gyakran izotópos vizsgálatokat alkalmaznak.

A víztartók gyakran átnyúlnak az országhatáron, így nem ritka, hogy ugyanazon vízáradót a szomszéd országok is kitermelik, ami hosszú távon egyeztetett vizgazdálkodást igényel.

Európa legtöbb országában a felszín alatti vizek mindig jelentős szerepet játszottak a vízellátásban. A Vízgyűjtő-gazdálkodási Terv második felülvizsgálata (továbbiakban: VGT3) szerint Magyarország üzemelő és távlati vízbázisainak védendő vízkészlete közel 5 millió m³/nap, melyből kb. 2,6 millió m³/nap mennyiséget kuttakkal, illetve forrásvízművekkel hasznosítanak, amely parti szűrés és források nélkül 1,9 millió m³/nap.

Ha a vízáradó ivóvízellátásra hasznosítható, akkor ivóvíztartónak nevezzük. Az ivóvíz forrása lehet felszíni és felszín alatti víz is. A magyarországi közműves ivó-

Az ivóvíz az ember számára – kémiai és biológiai szempontból is – fogyasztásra alkalmas víz, amelynek meg kell felelnie az ivóvíz minőségére vonatkozó előírásoknak; ezt számos országban, így Magyarországon is szándékosan ellenőrzik. Az emberi fogyasztásra való minőségéről szóló előírásokat az Európai Tanács 98/83/EK irányelve rögzíti, Magyarországon pedig az ivóvíz minőségi követelményeiről és az ellenőrzés rendjéről szóló 5/2023. (I.12.) kormányrendelet szabályozza.



vízletlítés 93–95%-a felszín alatti vízből történik. Az ivóvíz az ország valamennyi településén biztosítva van, közel 96%-ban közvetlenül a lakásokba bevezetett ivóvízzel, míg a fennmaradó 4%-ban a lakosság a lakótelekekre bevezetett vagy az attól maximum 100–150 méterre lévő közüzemi rendszerről veszi az ivóvizet. A 2022. évi hazai ivóvízfogyasztás átlagosan 105 l/fő/nap, ami körülbelül 384 millió m³-nyi éves felhasználást jelent.

Az ivóvizet elsősorban a porózus pleisztocén – holocén vagy felső pannóniai képződményekben tárolt, 30 °C-nál hidegebb, felszín alatti vizekből nyerik, de fontos szerepe van az idősebb karbonátos képződményeknek (mészko, dolomit) is [13]. Az ivóvízellátásra a porózus víztartók a legerjedetebbek, melyek egyben Magyarország legnagyobb kiterjedésű hidraulikailag összefüggő felszín alatti víztestcsoportjai. Az Alföldön az ivóvíztermelésre alkalmas maximális mélység jellemzően 400 m, mivel a vízgasztermiális gradiens miatt a mélység alatt a víz hőmérséklete már meghaladja az ivóvízellátásra kevésbé alkalmas 30 °C-os határértéket.

Gyűjtőfogalomként karsztos vízáradóknak nevezik a jellemzően repedezett, karsztosodott mészkő- és dolomitközeteket, melyek regionális ivóvízáradó szerepe is jelentős. Karsztos ivóvízáradók jelentős kiterjedésben találhatók a Dunántúli-középhegységben, ahol a nagy vastagságú mezozoos, döntően triász időszaki mészkő- és dolomitközeteket főkarsztvíztározónak nevezik. Szoros hidraulikai kapcsolatban állnak velük a közvetlenül rátelepült fiatalabb (pl. eocén korú) mészkőfajtákban tárolt karsztvizek. Működő és potenciális karsztos ivóvízáradók találhatók továbbá a Mecsekben, a Villányi-hegységben, a Gömör–Tornai-karszton (Aggtelek térségében) és a Bükkben is. Más hegyvidéki területeken

az uralkodóan repedezett vagy regionálisan repedezettként viselkedő porózus kőzetek által alkotott víztartók kapnak szerepet az ivóvízellátásban. A hegyvidéki repedezett víztartók általában gyenge vízáradók.

Hegységperemi részekben, vagy ahol a medenceterületek porózus üledékei jó vízáradók (Szigetköz), a sekély porózus ivóvíztartók biztosítják vagy biztosíthatják az ivóvízellátást. A sekély víztartók és a karsztos ivóvízáradók érzékenyek a meteorológiai hatásokra, ezáltal a szélsőséges éghajlati viszonyokra is, és az emberi hatásoknak való kitétségük miatt elszennyeződésük veszélye is nagyobb, mint a többi ivóvíztartóé.

Fontos kiemelni a parti szűrési vízáradórendszereket, amelyek szerepe igen jelentős a hazai ivóvízellátásban. A parti szűrési vízellátás nagyobb részben a felszín alatti rendszerben rövid ideig tartózkodó felszíni vízből, míg kisebb hányadban a háttér (a folyómedertől távolabbi sekély vízáradó rétegek) felszín alatti vizeiből – amit folyómederbeli vagy mederközi kutakkal termelnek ki – származik. Budapest ivóvízellátását teljes mértékben parti szűrési rendszer biztosítja, illetve ezek alkotják távlati vízbázisaink legnagyobb hányadát is.

Az ivóvíz céljára kutakkal és forrásvízművekkel kitermelt víz a fő kémiai összetevők szempontjából az egész ország területén jó minőségű. A leggyakoribb problémát – különösen a Dél-Alföldön – a természetes (földtani) eredetű, 10 µg/l határérték fölötti arzéntartalom okozza, ami – noha a probléma már egyre több helyen megoldódott – 2022-ben még mindig 37 település ivóvízellátását érintette. Néhány ivóvízáradó szintén nagy természetes eredetű bór- és fluoridtartalommal rendelkezik, ez 2022-ben már esetben 2 település ivóvízellátását érintette. Az ammónium, vas és mangán határérték fölötti megjelenése az ivóvizekben az egészségre közvetlenül nem ártalmas.

Ásványvizek

Magyarország nemcsak jó minőségű hideg és termálvizekben gazdag, hanem az ásványvízfajták – amelyek közül sokat palackozott formában is forgalmaznak – számát és minőségét tekintve is kiemelkedik. Korábban az 1000 mg/l fölötti összes oldottanyag-tartalmú vizet, vagy a nátrium, kalcium, magnézium, fluorid és jodid megadott koncentrációja mellett legalább 500 mg/l-es vizeket tekintették ásványvizeknek. Az európai uniós jogszabályok nem tartalmaznak ilyen megkötéseket, így uniós csatlakozásunkat követően a jogharmonizáció következményeként a magyarországi ásványvíz-minősítésből is kikerült a kritérium. Jelenleg természetes ásványvíznek minősül minden olyan víz, amely védett felszín alatti vízáradó rétegből származik, eredendően szennyeződésmentes, ásványianyag- és nyomelemtartalma, valamint egyéb összetevőinek köszönhetően egészségügyi szempontból előnyös tulajdonságokkal rendelkezik, és egyértelműen megkülönböztethető az ivóvíztől, összetétel és hőmérséklete a természetes ingadozás határain belül van, továbbá kémiai és mikrobiológiai szempontból megfelel az előírásoknak (65/2004. [IV. 27.] FVM-ESzCsM-GKM együttes rendelet).

A hazai egy főre jutó éves ásványvízfogyasztás jelentősen megnőtt az utóbbi évtizedekben az 1990-es 3 l-ről 2022-ben 125 l-re. A hazai palackozott ásványvízfogyasztás az első öt európai ország között szerepel az olasz-, német-, spanyolországi és portugáliai mellett.

2023 augusztusában 163 kútból 148-féle engedélyezett palackozott ásványvizet tartottak számon Magyarországon [13]. A palackozott ásványvizek közel 60%-a CaMgHCO₃-os típusú, amelyeket jellemzően vagy karsztos vízáradókból, vagy a porózus medenceterületek üledékeinek felsőbb zónáiból nyernek ki, jellem-

zően az intermedier és regionális áramlási rendszerek beszívárgási, leáramlási részein. Néhány esetben a mezozoos vagy miocén kőzetekkel származó vizek 20–25% közötti szulfáttartalommal is rendelkeznek. A palackozott ásványvizek további körülbelül 13%-a NaHCO₃-os jellegű, amelyeket jellemzően az Alföld feláramlási részein termelnek ki, vagy ahol a felszín alatti vízárnyalás során, ioncsere révén a nátrium lesz a meghatározó kation (ilyenek jellemzően a felső pannóniai üledékes övezetek vízáradói). Néhány palackozott ásványvízre pedig nagyobb fluoridtartalom jellemző.

Ásványi nyersanyagok

Magyarország ásványi nyersanyagai természetes állapotukban és megtalálási helyükön az állam tulajdonában vannak. E kincsek hazánk természeti erőforrásainak és nemzeti vagyonának részét képezik. A bányafelügyeleti és az állami földtani feladatokat 2022 óta el látó Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága (SzTFH) hivatalos állami nyilvántartása a 2023. év elején több mint 3600 lelőhelyet tartott számon, három csoportba – energiahordozók, ércék és nemfemes ásványi nyersanyagok – sorolva. A nyilvántartásban a földtani ásványvagyon adatai, azaz az ásványi nyersanyagok kutatási adatokkal igazolt teljes mennyiségei szerepelnek.

Energiahordozók

Magukban foglalják a szénhidrogéneket (kőolajat és földgázt), a szeneket, valamint az urántartalmú ásványi nyersanyagokat. Az utóbbi időben a szénhidrogénekben belül megkülönböztetünk hagyományos és nem hagyományos, jellemzően gyenge áteresztőképességű tárolókőzetekben található, speciális bányászati technológiákkal kitermelhető nyersanyagokat. Az utóbbiak – amelyek sorába tartoznak pl. a palagázok (Makói-árok) – termelése állítása jelenleg komoly technikai kihívás a szénhidrogénipar számára.

A szénhidrogének kutatása már a 19. század végén megkezdődött hazánkban, de az ország mai területén az első sikeres fúrások (legismertebb a budafai) csak az 1930-as évek második felében zajlottak le. A 20. század közepétől indult meg az Alföld lelőhelyeinek feltárása és kitermelése. A nyilvántartásban 2022-ben közel 350 lelőhely szerepelt, amelyek uralkodóan két nagy régió, a Délnyugat-Dunántúl és az Alföld területén található kis, illetve közepes készletű lelőhelyek. Területi eloszlásukat tekintve a Délnyugat-Dunántúlra inkább a kőolaj a jellemző, az Alföld területén jelentősebb a földgáz. Ezekon kívül kisebb lelőhelyeket találunk a Bükk déli részén, valamint a Kisalföldön is [14].

Az utóbbi 30 évben a kőolaj évi termelése évi 1,8 millió t-ről 0,59 millió t-ra csökkent (2014-ig), majd újra 0,94 millió t-ra nőtt, a földgázé évi 5,2 milliárd m³-ről 1,9 milliárd m³-re csökkent. A kőolajkészlet a 2022. január 1-jei nyilvántartás szerint 657,5 millió t, a földgázkészlet 3990,8 milliárd m³.

Az energiahordozó ásványi nyersanyagok másik nagy csoportját a szenek alkotják. Az ország területén különböző típusú és korú kőszén-előfordulások találhatók. Ismerünk jura időszakos feketekőszén-, kréta időszakos, továbbá eocén, oligocén és miocén korú barnakőszén-, valamint pliocén korú lignittelepeket.

Feketekőszén-telepeket a Mecsekben, barnakőszén-telepeket a Dunántúli-középhegységben – Tatai-, Oroszlányi-, Dorog–Pilisi-szénmedence, Bakony északi előtere, Ajka és Várpalota térsége – és az Északi-középhegységben – Borsodi-, Nógrádi-szénmedence – ismerünk. Jelentős vagyon tartalmazó lignittelepek a Bükk és a Mátra előterében, valamint a nyugati országhatár térségében, Torony környékén vannak.

Magyarországon az 1990-es évekkel kezdődően erőteljesen csökkent a széntermelés. Fokozatosan bezárt a zömében mélyművelésű szénbányák többsége. A feketeszen kitermelése 2004-ben megszűnt, majd 2014-ben kis mennyiségben újraindult a pécs-vasasi külfejtéses bányában [2]. Lakossági célú barnaszén-termelés zajlik még néhány kisebb külfejtéses üzemben, a Dunántúlon (Dudar V.) és a Borsodi-szénmedencében (Felsőnyárad III. és IV., Sajókaza IV., Izsófalva IV.). Az utolsó mélyművelésű szénbányák közül a Pusztavám VI-ot (Márkus-hegy) 2014-ben a Bakonyoszlop III-at 2017-ben leállították, mindkét üzemben a bányabezárási munkálatokat végzik. A szenek közül az utóbbi 25 évben a lignit kitermelése volt a legnagyobb mértékű. A két nagy lignittermelő külfejtésen (Bükkábrány, Visonta) évente 4-5 millió t lignitet termelnek, amit a visontai hőerőműben használnak elektromos energia termelésére.



2 Jura időszakos feketekőszén egykori külfejtése Pécs mellett

Égésében az utóbbi 30 évben a feketeszen termelése évi 1 millió t-ről néhány száz t-ra, a barnaszén termelése 7 millió t-ről 60 000 t-ra csökkent, ugyanakkor a lignit 6,6 millió t-ről 20 év alatt 9,1 millió t-ra emelkedett, míg az utóbbi években 5 millió t alá csökkent. A bányabezárásokkal érintett térségekben 249 lelőhelyen még jelentős szénvagyon szerepel az állami nyilvántartásban: feketeszen 1626 millió t, barnaszén 3196 millió t, lignit 5678 millió t.

A nemzetközi nevezéktanban megfelelően az urán-érc is az energiahordozó ásványi nyersanyagok közé tartozik. Magyarországon a Mecsek területén ismerünk urántartalmú kőzettesteket, ahol évekig folyt az urán-érc kitermelése, de 1997-ben megszűnt a bányászat. Az utóbbi időben a régebbi kutatások eredményeit, adatait átértékelték, így 2019 óta 31,8 millió t urán-érc vagyon szerepel a nyilvántartásban 11 lelőhelyen.

Magyarországon szén-dioxidból is jelentős vagyonnal (44,5 milliárd m³) rendelkezik. Ugyan nem energiahordozó a földgáz, mégis az energiahordozó ásványi nyersanyagokkal együtt ábrázoljuk. Termelésének döntő része a Kisalföld területéről származik, felhasználása nagy részét élelmiszeripari. A kitermelés mennyisége az utóbbi 25 évben évi 0,4 milliárd m³-ről 0,15 milliárd m³-re csökkent.

Érc

Magyarországnak többszáz éves múltja visszatekintő, egykor igen jelentős, világszínvonalú ércbányászata volt, melynek jelentős része a jelenlegi országhatáron kívül eső területeken koncentrálódott. Az elmúlt évtizedekben a magyarországi ércbányászati tevékenység gyakorlatilag megszűnt. 1985-ben leállt a vasérc [3] és a szulfidos érc (réz, ólom, cink) termelése. A 2000-es évekre országunk ércbányászataiból csak a bauxit és a mangánérc művelése maradt meg. A mangánérc kitermelt mennyisége 2015-ig a 25 évvel ezelőttinél a felére (0,06 millió t-ra) esett vissza, végül 2016-ban a termelés leállították, a bánya bezárt. Az elmúlt évtizedekben a világviszonylatban is számottevő mértékű bauxittermelés fokozatosan csökkent,



3 Az egykori rudabányai sziderites vasércbánya felhagyott külszíni fejtése

a 30 évvel ezelőtti 1,7-2 millió t-ról 2018-ig 4200 t-ra zsugorodott, miközben a timföldgyarak bezártak. 2019-től megszűnt a bauxitbányászat, az utolsó mélyművelésű bányauzem, a Bakonyoszlop II. bezárási alatt áll [15]. Recsk környékén ugyan jelentős rézércvagyonnal rendelkezünk, de az utóbbi évtizedek gazdasági viszonyai nem tették lehetővé a termelés megindítását. Az állami nyilvántartásban 257 bauxitlelőhely és 31 egyéb érclelőhely vagyona szerepel, ezen belül az egyes érc típusok összvagyon: rézérc 781,2 millió t, bauxit 124,0 millió t, ólom- és cinkérc 90,8 millió t, mangánérc 78,9 millió t, vasérc 43,2 millió t, nemesfémek 36,6 millió t.

Nemfemes ásványi nyersanyagok

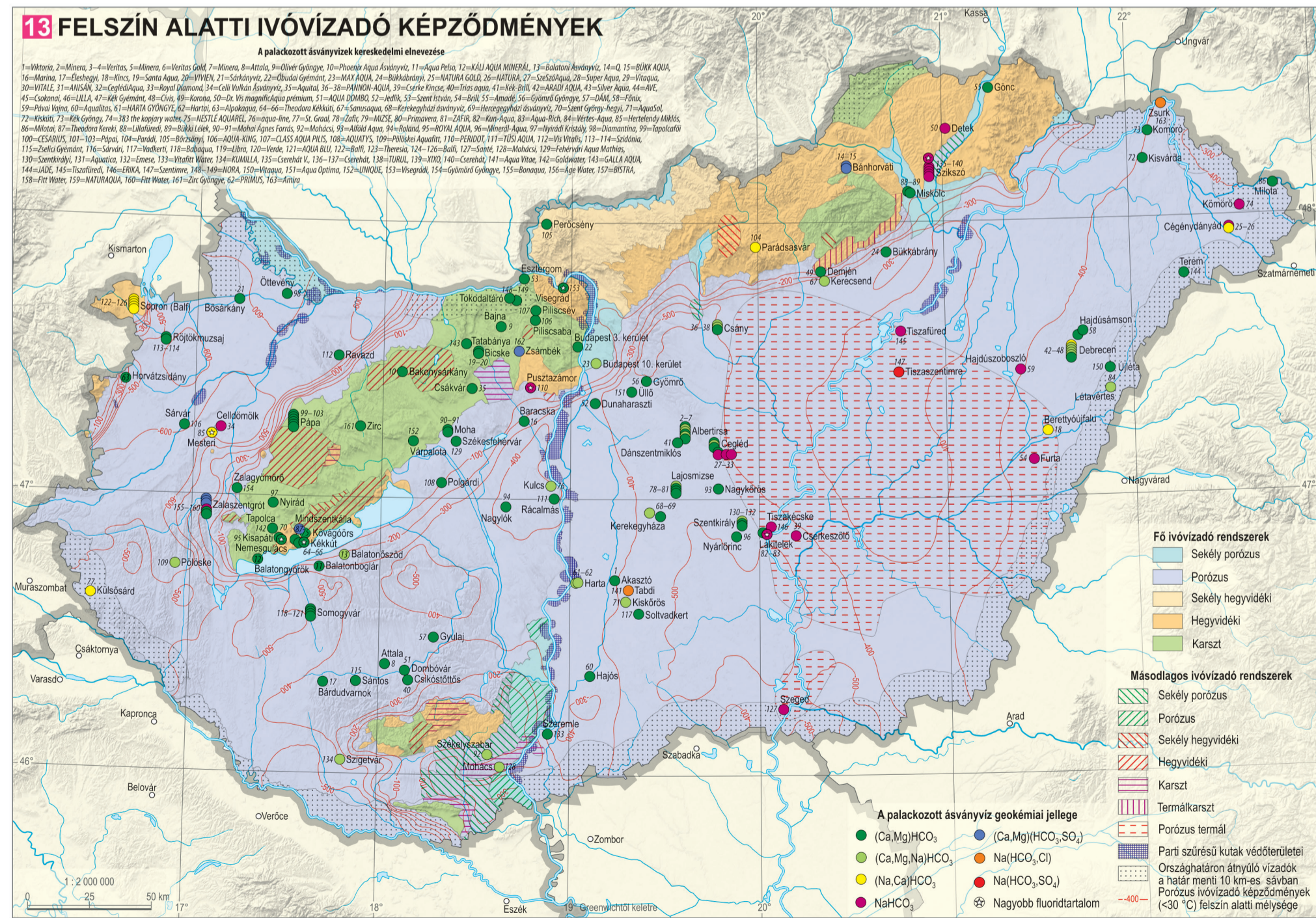
Nemfemes ásványi nyersanyagokon az energiahordozókon és érceken kívül előforduló – legkülönbözőbb földtörténeti korú és képződésű, a nemzetgazdaság igen széles területein hasznosítható – több mint 60-féle szilárd halmazállapotú ásványi nyersanyagfajtát értjük, amelyek ismert vagyonának mennyisége összesen 24 746 millió t. Ez a készletmennyiség mintegy 2750 lelőhely között oszlik meg. A 2022-ben kibányászott nemfemes ásványi nyersanyagok mennyisége 72,2 millió t volt. Közülük a legnagyobb mennyiségben kitermelt nyersanyagok a kavics, a homok, az agyagfélék, a különböző karbonátos képződmények (mészko, dolomit, márga), a vulkáni kőllémi kőzetek (andezit, bazalt, riolit) és ezek szort vulkáni törmelék változatai, a különböző tufák, tufitok. Jelentős a perlit és a tőzegfélék kitermelése is. Mindezek mellett kisebb-nagyobb mennyiségben többféle ásványi nyersanyagot (pl. illit, kaolinit, bentonit, zeolit) is bányásznak, amelyeknek gyakran speciális a felhasználása [15].

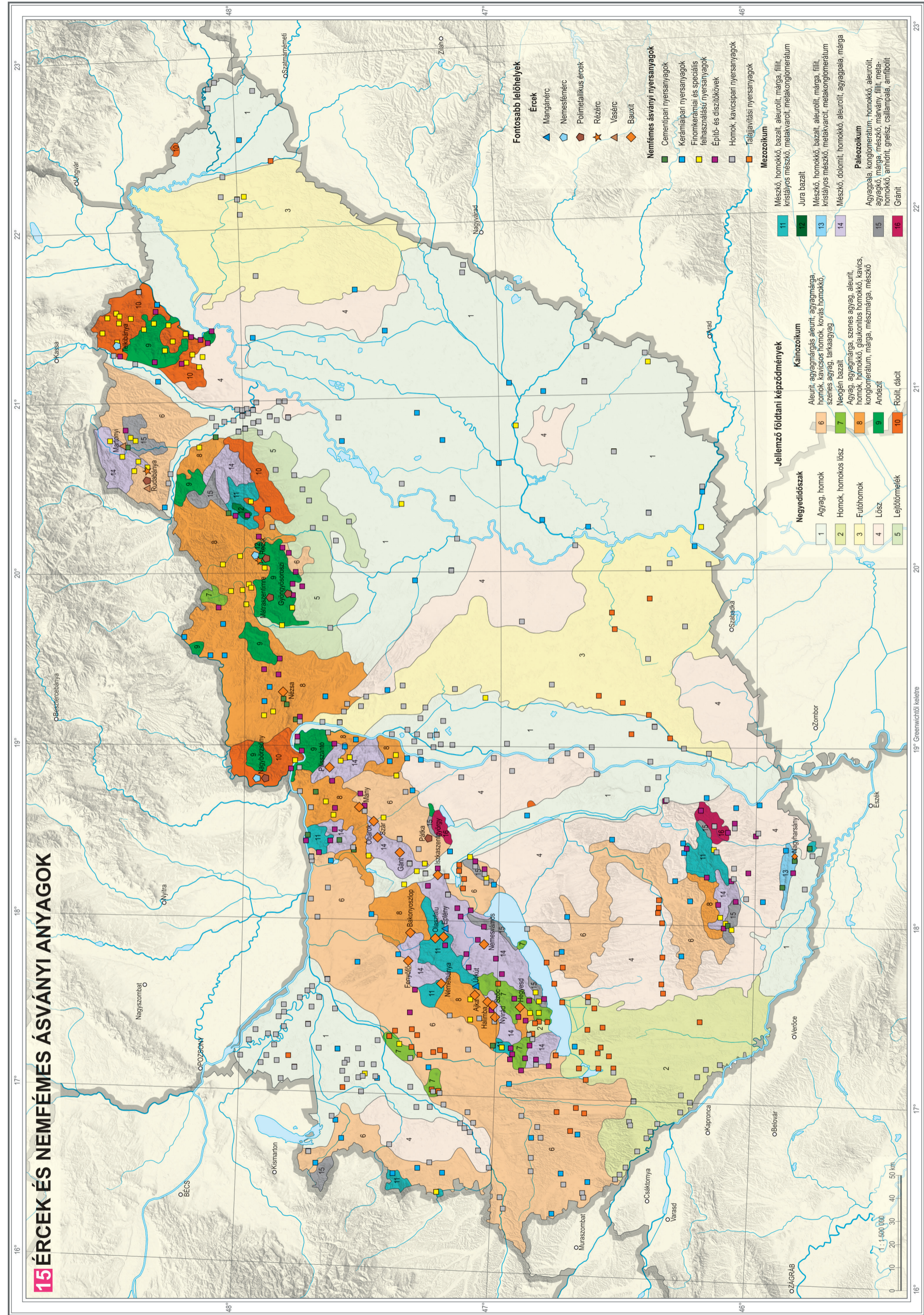
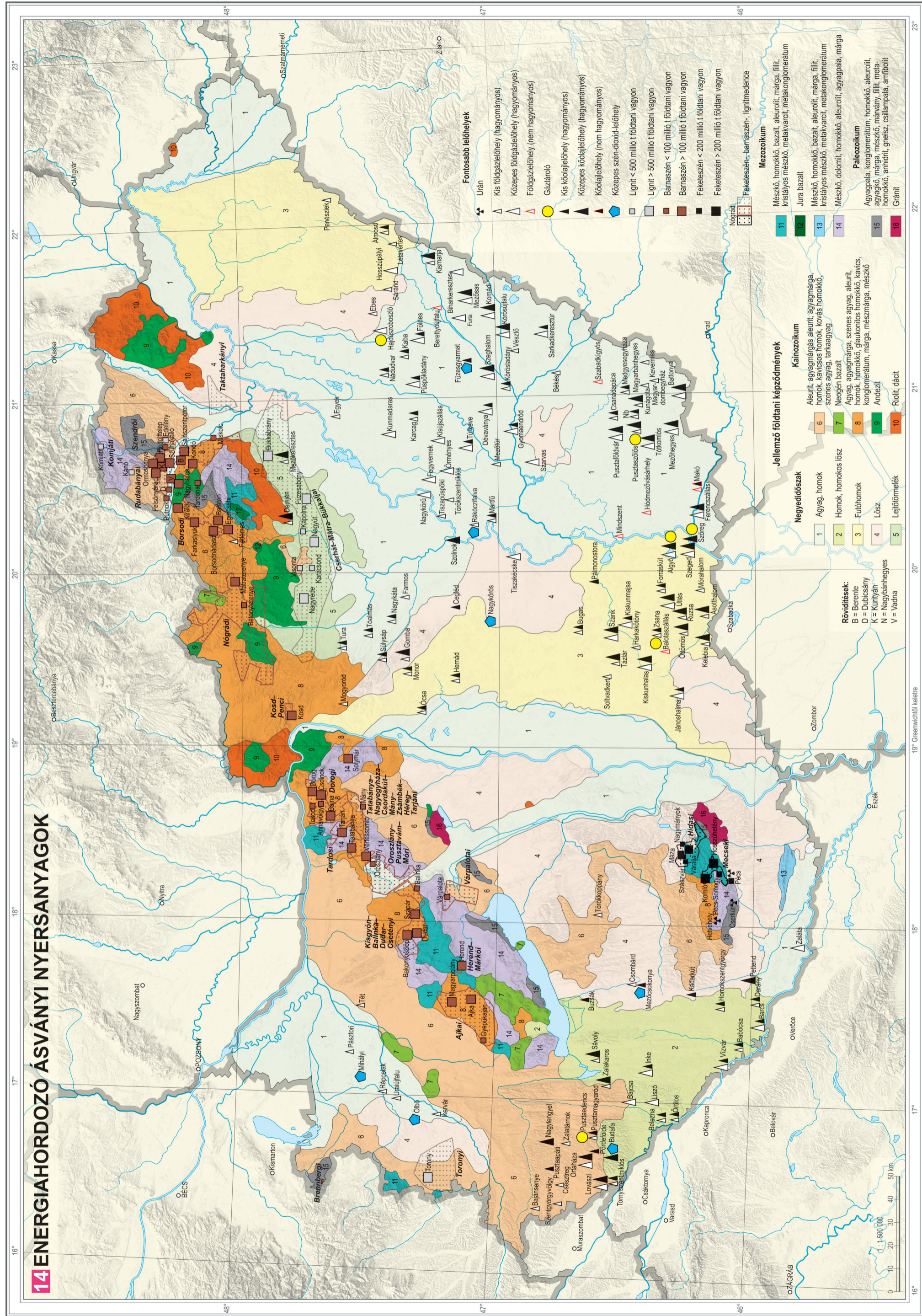
Magyarországi tájak földtana

Magyarország felszíne változatos kőzetfajtákból [16] áll, amelyek a földtörténet különböző szakaszaiban jöttek létre. Még változatosabb a kép, ha a felszín alatti földtani felépítést [17] [18] is számba vesszük, és geofizikai mérések, valamint mélyfúrások adatait felhasználva egy-egy terület geológiai felépítésének egészét tekintjük át. Legmeghatározóbb földtani jellemzőik alapján az alábbi régiók különíthetők el.

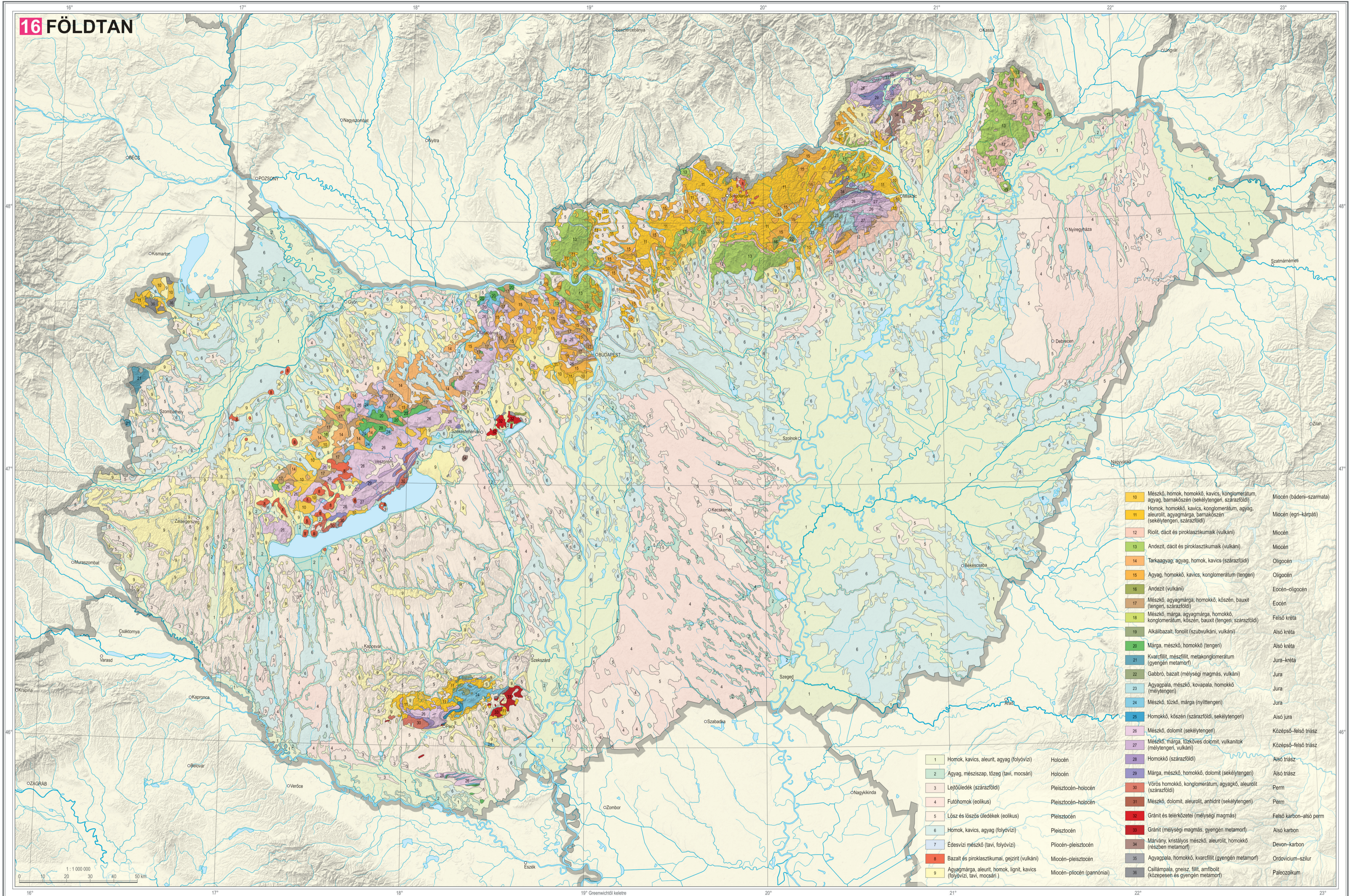
Alföld

Az Alföld a késő neogén és a pleisztocén – holocén idején feltöltődött nagy kiterjedésű medence. Aljzatának felszíne tagolt, földtani felépítése összetett. Déli és középső részén a neogén medencealjzat a Tiszai-egységhez tartozik, míg északi része a Közép-magyarországi-egység kőzeteiből áll. A Tiszai-egységhez tartozó aljzat jelentős részét a variszkuszi hegységképződés során létrejött metamorf kőzetek (gneisz, skissálpala) és gránit építik fel, egyes övezetekben mezozoos kőzetekkel fedve. Északabbra, a Tiszántúl területén

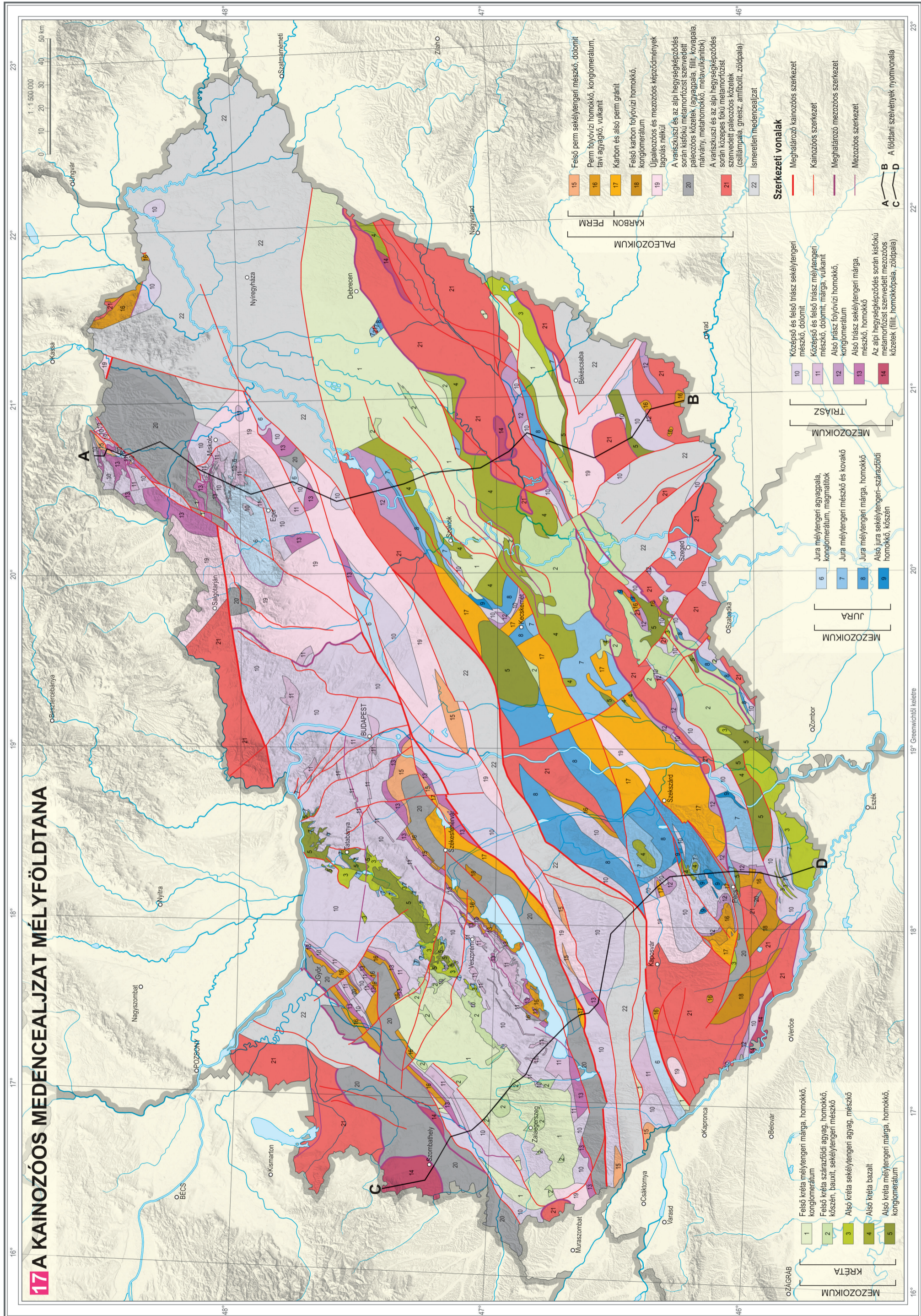




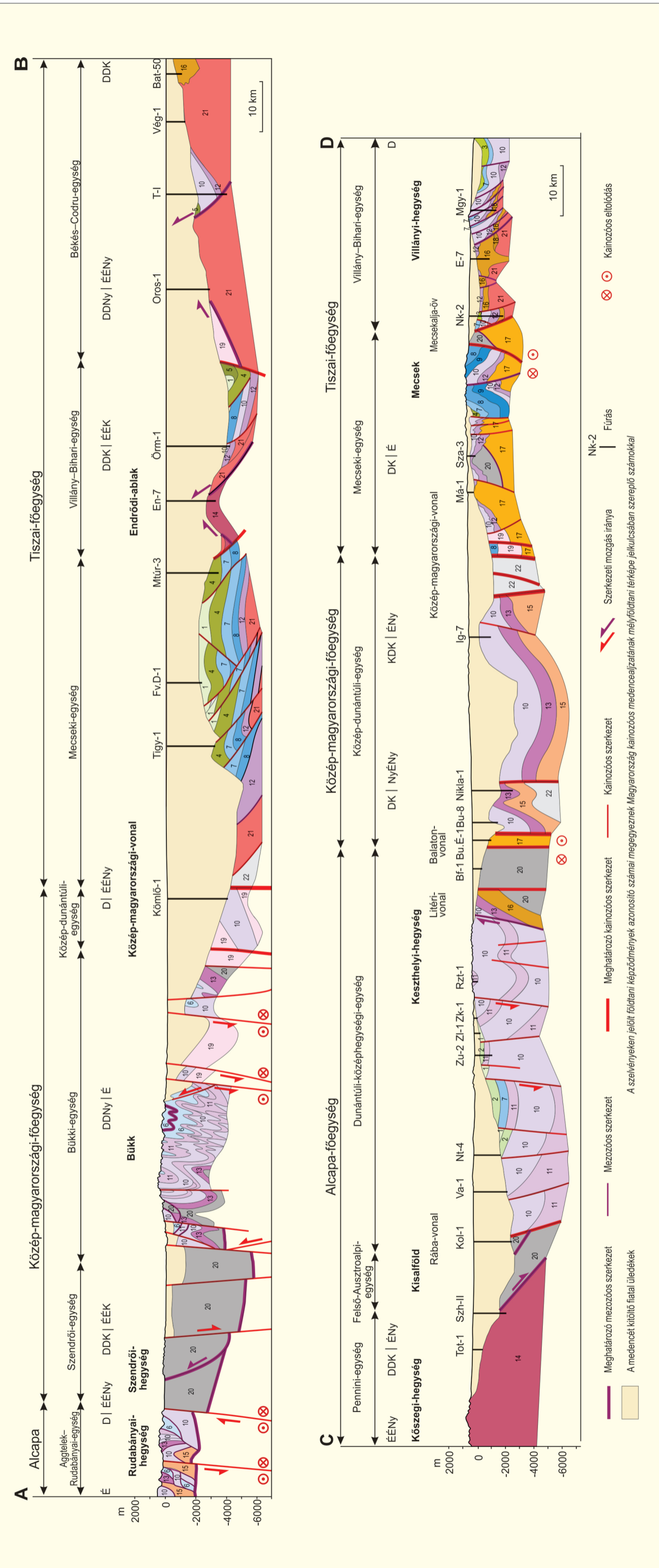
16 FÖLDTAN



1	Homok, kavics, aleurit, agyag (folyóvízi)	Holocén
2	Agyag, mésziszap, tőzeg (tavi, mocsári)	Holocén
3	Lejtőüledék (szárazföldi)	Pleisztocén-holocén
4	Futóhomok (eolikus)	Pleisztocén-holocén
5	Lászt és löszös üledékek (eolikus)	Pleisztocén
6	Homok, kavics, agyag (folyóvízi)	Pleisztocén
7	Édesvízi mészkő (tavi, folyóvízi)	Pliocén-pleisztocén
8	Bazalt és piroklasztikumai, gejzirt (vulkáni)	Miocén-pleisztocén
9	Agyagmárga, aleurit, homok, lignit, kavics (folyóvízi, tavi, mocsári)	Miocén-pliocén (pannoniai)
10	Mészkő, homok, homokkő, kavics, konglomerátum, agyag, barnaköszén (sekélytengeri, szárazföldi)	Miocén (bádeni-szarmata)
11	Homok, homokkő, kavics, konglomerátum, agyag, aleurit, agyagmárga, barnaköszén (sekélytengeri, szárazföldi)	Miocén (egri-kárpáti)
12	Riolit, dácit és piroklasztikumai (vulkáni)	Miocén
13	Andezit, dácit és piroklasztikumai (vulkáni)	Miocén
14	Tarkaagyag, agyag, homok, kavics (szárazföldi)	Oligocén
15	Agyag, homokkő, kavics, konglomerátum (tengeri)	Oligocén
16	Andezit (vulkáni)	Eocén-oligocén
17	Mészkő, agyagmárga, homokkő, köszén, bauxit (tengeri, szárazföldi)	Eocén
18	Mészkő, márga, agyagmárga, homokkő, konglomerátum, köszén, bauxit (tengeri, szárazföldi)	Felső kréta
19	Alkálbazalt, fonolit (szubvulkáni, vulkáni)	Alsó kréta
20	Márga, mészkő, homokkő (tengeri)	Alsó kréta
21	Kvarcfillit, mészfillit, metakonglomerátum (gyengén metamorf)	Jura-kréta
22	Gabbro, bazalt (mélységi magmás, vulkáni)	Jura
23	Agyapala, mészkő, kovapala, homokkő (mélytengeri)	Jura
24	Mészkő, lüzkő, márga (nyílttengeri)	Jura
25	Homokkő, köszén (szárazföldi, sekélytengeri)	Alsó jurá
26	Mészkő, dolomit (sekélytengeri)	Középső-felső triász
27	Mészkő, márga, tűzköves dolomit, vulkanitok (mélytengeri, vulkáni)	Középső-felső triász
28	Homokkő (szárazföldi)	Alsó triász
29	Márga, mészkő, homokkő, dolomit (sekélytengeri)	Alsó triász
30	Vörös homokkő, konglomerátum, agyagkő, aleurit (szárazföldi)	Perm
31	Mészkő, dolomit, aleurit, anhidrit (sekélytengeri)	Perm
32	Gránit és telérközetek (mélységi magmás)	Felső karbon-alsó perm
33	Gránit (mélységi magmás, gyengén metamorf)	Alsó karbon
34	Márvány, kristályos mészkő, aleurit, homokkő (részben metamorf)	Devon-karbon
35	Agyapala, homokkő, kvarcfillit (gyengén metamorf)	Ordovicium-szilur
36	Csilámpala, gneisz, fillit, amphibolit (közepesen és gyengén metamorf)	Paleozoikum



18 FÖLDTANI SZELVÉNYEK A KAINOZÓOS MEDENCEALJZAT MÉLYFÖLDTANI TÉRKÉPÉHEZ



4 Pannóniai bazaltvulkán kürtője a Ság-hegység

erősen deformálódott nagy vastagságú kréta és paleogén márga és homokkő (flis) képezi a medencealjzatot. A Középmagyarországi-vonaltól északra uralkodóan mezosós karbonátos kőzeteket tártak fel a fúrások a kainozós rétegsorok alatt.

A Pannon-medence kialakulásának korai szakaszában, a középső miocén kezdetén tektonikus árkok létre jöttek (Jászság, Nyírség, Derecskei-, Makói-, Békéssülyedékek), amelyek a tengerelöntés során mély medencékké váltak, míg a köztük lévő magaslatokat fokozatosan sekély víz borította el. A késő-miocénben a terület egésze a Pannon-tó részévé vált. A gyorsabban süllyedő részmedencékben a neogén képződmények vastagsága 3000–7000 m, míg a többi területeken általában kisebb 2000 m-nél. A Pannon-tó feltöltődése az Alföld északi övezetében kb. 8 millió évvel ezelőtt indult el és déli részén kb. 5 millió évvel ezelőtt fejeződött be, eredményeként a tavi üledékek helyén folyóvízi-lápi környezet alakult ki. Az uralkodóan folyóvízi, lápi, máshol szárazföldi, szél formálta (eolikus) pleisztocén üledékek vastagsága általában az 50 m-t meghaladja, de egyes, jelenleg is süllyedő részmedencékben az 500 m-t is elérheti.

Kisalföld

A Kisalföld a Pannon-medence egyik részmedencéje. Aljzatát északnyugaton az Alsó-Ausztróalpi-takarórendszerhez tartozó, közepes mértékben átalakult kőzetek (csillámpala és gneisz) és a Felső-Ausztróalpi-takaróhoz hasonló, enyhén metamorfizált paleozóos üledékes kőzetek (fillit, homokkőpala, dolomit) építik fel, délkeleten viszont a Dunántúli-középhegységi-egységhez tartozó, ugyancsak kevésbé metamorfizált paleozóos kőzetekre perm és triász üledékes kőzetek is települtek.

A középső miocénben a Pannon-medence képződésének korai szakaszához köthetően törésekkel határolt háta és medencék jöttek létre. Központi részét mintegy 18 millió évvel ezelőtt borította el a tenger, a medencék mélyebb belsőbb részein agyagos üledékek, a sekélyebb, peremi részeken homokkővek és mészkővek képződtek, de helyenként szárazföldi üledékek – kavics és agyag – halmozódtak fel. Az üledék-képződést a késő miocén korai szakaszáig terjedő intenzív vulkánosság kísérte, 1500 m-t meghaladó vastagságú vulkáni kőzettömeg létrejöttét eredményezve. Mintegy 12 millió évvel ezelőtt a terület is a Pannon-tó része. A felszínetekkel, szigetekkel tagolt tó mélyebb részein agyagos, peremén és sekélyebb részein kavicsos-homokos üledékek rakódtak le. A környező hegyvonulatokból érkező folyók hatalmas deltarendszereket építve fokozatosan feltöltötték a tavat, vastag homokos üledéktömeget felhalmozva. A Kisalföld területén ez a folyamat mintegy 9 millió évvel ezelőtt ment végbe. A szárazulattá válást követően már folyóvízi-lápi üledék-képződés folyt, a késő miocén és pliocén folyóvízi üledékek vastagsága az 1000 m-t is meghaladhatja. Közben a pliocénben, mintegy 5 millió évvel ezelőtt robbanásos bazaltvulkanizmus kezdődött el, ami vulkáni tufagyűrűk kialakulását eredményezte (Ság-hegy 4).



5 Középső miocén sekélytengeri mészkő Fertőrákos egykori kőfejtőjében, amely ma természetvédelmi bemutatóterület és színház

Kis-Somlyó a Kemenesalján). A sülyedés és az üledék-képződés a pleisztocénben és a holocénben is folytatódott, a legintenzívebben sülyedő központi medence-részben, Győr környékén további, mintegy 500 m vastag folyóvízi, valamint szél szállította üledék rakódott le.

Alpokalja

A Középső-Keleti-Alpokhoz tartozó Stájer Elő-Alpok nyúlványaként a Soproni- és a Kőszegi-hegység paleozoos és mezozoos átalakult (metamorf) kőzetei a Keleti-Alpok takarórendszerének legkeletibb felszíni vonulatait alkotják. A Soproni-hegységet uralkodóan az Alsó-Ausztrálpai-takarórendszerhez tartozó csillámpala és gneisz építi fel. A metamorfózis uralkodóan a karbon idején lezajlott variszkuszi hegységképződéshez köthető, de a kréta idején kezdődött alpi hegységképződés során lezajlott takarós áttolódások is jelentősen megváltoztatták a kőzetek ásványos összetételét és szerkezetét. A Kőszegi-hegység metamorf kőzetei uralkodóan fillitek, amelyek jura–kora kréta korú tengeri üledékes kőzetek (konglomerátum, homokkő, márga) átalakulásával jöttek létre. Kisebb kiterjedésű testeket alkotva előfordulnak az egykori óceáni aljzatot képező magmás kőzetek (bazalt, gabbró) kiskökü át alakulásával keletkezett kőzetek is. A kora miocénben a Soproni-hegységben létrejött kis medencékben folyóvízi kavics-, majd kőszénrétegekkel tagolt tavi agyag-, kőzetliszt- és homokrétegek rakódtak le, a középső miocén tengerelöntés során pedig partközeli kavicsos és mélyebb vízben képződött agyagos üledékek keletkeztek. Később a medence feltöltésével sekélytengeri, ősmaradványokban gazdag mészkő [5] képződött, majd kavicsos deltaüledékek, végül a késő miocénben kavicsos-homokos tavi üledékek rakódtak le.

Dunántúli-dombvidék

Legnyugatibb részei, a Zalai-domság és a Közép-Dráva-síkvidék – szerkezetföldtanilag az egykori Zalai- és Dráva-medencék – a Pannon-medence kialakulásának koraiban szakaszában, az alsó és középső miocén idején létrejött tektonikus sülyedések, amelyek a késő miocén idején a Pannon-tó részmedencéivé váltak. Eltérő korábbi fejlődésük miatt azonban aljzatuk nagymértékben különböző kőzetekből áll. Az Észak-zalai medence aljzata a Dunántúli-középhegységi egységhez tartozik, ennek megfelelően triász dolomit, mészkő és márga, felső kréta korú mészkő és márga, valamint eocén mészkő, márga és 1000 m-t elérő vastagságú vulkáni andezit és andezituffa építi fel. A középső miocéntól vastag tengeri üledék, majd tavi rétegsor, később uralkodóan homokos deltaüledék rakódott le, végül a feltöltött tómedencében folyóvízi-tavi üledékek képződtek. Ugyanakkor a Dél-zalai-medence aljzata a közép–dunántúli tektonikai egységbe tartozik. A Balatontól délre uralkodóan triász korú mészkő és dolomit, tovább dél felé gyengén metamorfizálódott triász és jura mészkő található a medencék aljzatában, kora miocén folyóvízi konglomerátummal fedve. A Pannon-

medence koraiban fejlődési szakaszában létrejött tektonikus írkokban nagy vastagságú riolit ártufa (ignimbrít) halmozódott fel. A középső miocén tengerelöntés kezdeti szakaszában több száz m vastag kavics rakódott le, majd a medencék belső részén az egyre mélyebbé váló tengerben kőzetliszt, agyag és agyagmárga váltakozásából álló nagy vastagságú üledéktömeg halmozódott fel, míg a sekély peremi részeken mészkő képződött. A késő miocén tavi rétegsor hasonlít az Észak-zalai medencééhez.

A Dráva-medence aljzatában a variszkuszi hegységképződés során közepes mértékben átalakult paleozoos kőzetek, karbon időszakos homokkővek és mezozoos karbonátos kőzetek találhatók, helyenként 2000 m-t is elérő vastagságú kora miocén konglomerátumból, homokkőből és agyagmárgából álló rétegsorral fedve. A középső miocén tengerelöntés során a mélyebb részekben tengeri márga és agyag, a sekélyebb peremeken mészkő rakódott le. A késő miocénben a Pannon-tóban agyagos, a delta előterében 1000 m vastag, uralkodóan homokos, míg a feltöltődést követően a miocén legvégén és a pliocénben 2500 m vastag folyóvízi-lápi üledék képződött. A sülyedés a pleisztocénben is folytatódott, további 250 m vastag folyóvízi üledék képződését eredményezte.

A Dunántúli-dombvidék további, a Dunántúli-középhegység és a Mecsek közt fekvő területein a kainozóos kőzetek alatt északra a Közép–dunántúli egység triász időszi karbonátos kőzetei, délebbre a Tiszai-egység paleozoos magmás és metamorf, valamint változatos kőzetekből álló mezozoos képződményei találhatók. A kora miocén vastag folyóvízi konglomerátum és homokkő lerakódását követően, tektonikus írkokban, nagy vastagságú riolit ártufa képződött. A középső–miocén idején megindult tengerelöntés során viszonylag mély, nyílt tengerben agyagos kőzetek jöttek létre, majd a késő miocén koraiban szakaszában uralkodóan sekélytengeri mészüledékek rakódtak le, amit a Pannon-tó előterének deltáiban lerakódott homokos és folyóvízi-lápi üledékek képződése követett. Ezen a területen azonban a pliocén és a pleisztocén idején nem folytatódott az intenzív sülyedés.

A dombvidékből legmagasabbra kiemelkedő Mecsek, a hegységtől délre lévő dombvidék és a Villányi-hegység legidősebb kőzetei a Mecsek déli határáján húzódó Mecsek-alja törési övezetben és attól délkeletre, a Geresdi-domságon találhatók. Az utóbbi területen a kora karbonban benyomult mélységi magmás kőzet, a gránit tömegei bukkannak felszínre. A Mecsektől

kb. 3000 m vastag permis sorozat, amit elsősorban folyóvízi eredetű vörös homokkő, konglomerátum és tavi agyagkő rétegsorai, valamint vulkáni eredetű kőzetek (riolit) építenek fel. A homokkőben található a korábban bányászott uránérc. A triász kezdetén szárazföldi homokkő, konglomerátum, aleurolit összetételű képződött [6], majd a középső triász tenger-előrenyomulás következtében aleurolit, anhidrit, gipsz és dolomit, később mészkő rakódott le több száz m vastagságban. A késő triász idején ismét folyóvízi üledékek keletkeztek; erre települ a 3000 m-t meghaladó vastagságú, kőszéntelepeket tartalmazó [2] jura sorozat. A folyamatos tengeremélyülés miatt a partoktól egyre távolabbi, mélytengeri márga, később vörös és fehér mészkő rétegei rakódtak le, miközben a kréta időszak kezdetén bazaltos vulkánosság is lejátszódott.

A közeli Villányi-hegység jura–kréta időszi képződményei számottevően különböznek a Mecsektől. A jura mély- és sekélytengeri időszi képződményei képződtek, majd a jura végén a tenger rövid időre visszahúzódtott, ekkor bauxit képződött. A kréta időszak kezdetén ismét lassan előrenyomuló tengerben ősmaradványokban gazdag, több száz m vastag mészkő, majd mélyebb tengerben márga és homokkő halmozódott fel. A kainozóikum legnagyobb részében a terület szárazulat volt. A kora miocénben a Mecsek északi előterében és a hegységben belüli medencékben



7 Késő triász sekélytengeri dolomit a veszprémi Séd-völgyben

vastag folyóvízi üledéksor rakódott le. Erre vagy közvetlenül a mezozoos kőzetekre helyenként riolittufa és andezit települt. A középső miocénben partközeli sekélytengeri mészkő, a mélyebb medencéreszekben homok, kőzetliszt, agyag és agyagmárga keletkezett. A Pannon-tó üledék képződése általában kavics lerakódásával indult, amit nyílt tóiban leülepedett mészmárga, agyagmárga rétegsor fedett be, majd ezt követte a homokos deltaüledékek lerakódása.

Dunántúli-középhegység

A délnyugat–északkeleti irányban mintegy 250 km hosszan húzódó Dunántúli-középhegységet különböző korú és jellegű kőzetek építik fel, a terület legnagyobb részén azonban a mezozoikumban (középidőben) létrejött mészkő és dolomit található a felszínen. A legidősebb kőzetek a Balaton-felvidéken, valamint a Balaton és a Velencei-tó közötti területen találhatók. Ezek a paleozoikum koraiban (ordovícium, szilur, devon) létrejött tengeri üledékes kőzetek, amelyek a variszkuszi hegységképződés során fillitté alakultak át. A perm időszi koraiban ezekbe a kőzetekbe nyomult be a Velencei-hegység nagy részét alkotó gránit. A Balaton-felvidék déli részén a fillitre a perm késői szakaszában folyóvízi üledékként lerakódott, mintegy 500 m vastag vörös konglomerátum és homokkő települt, ami felett a triász időszi koraiban szakaszának sekélytengerében keletkezett, néhány száz m vastag márga, homokkő, mészkő és dolomit rétegsor keletkezett. Ezt a középső triászban mélytengerben keletkezett tűzköves mészkő fedte, amibe vulkáni



8 Pannóniai oszlopos bazalt a Hegyes-tű bányaudvarában a Balaton-felvidéken

tufarétegek iktatódnak be; ugyanakkor a Dunántúli-középhegység északkeleti részén, Veszprém környékétől a Budai-hegységig közel 1000 m vastagságban sekélytengeri dolomit képződött.

A triász időszi késői szakaszának kezdetén a középhegység területének uralkodó része sekélytengeri környezetté vált, és az elkövetkező mintegy 20 millió évben az egyenesen sülyedő aljzaton 2000–3000 m vastagságú dolomit [7] és mészkő jött létre. Ezek a jól karsztosodó kőzetek építik fel a Keszthelyi-hegységet, a Bakonyt, a Gerecse, a Vértes, a Pilis és a Budai-hegység legnagyobb részét. A jura időszakban a sekélytengeri karbonátos üledékek képződését egyre mélyülő és nyíltabbá váló tengerben lerakódott, jellemzően vörös színű mészkőfajták képződése váltotta fel. A kréta időszak időszi szakaszában is mélytengeri körülmények uralkodtak, de míg a Bakonyban fehér színű tűzköveseket tartalmazó mészkő képződött, addig azzal egy időben a Gerecse területén szürke márga és homokkő rakódott le jelentős vastagságban. A kréta középső részén, mintegy 110 millió évvel ezelőtt a tektonikus erők összetöréslasztották a korábban képződött kőzeteket és egy hatalmas északkelet–déli nyugati tengelyű vályúszerű alakulat (szinklinális) jött létre. A hegységképző erők hatására a terület ki is emelkedett, hosszabb időre szárazulattá vált, a szinklinális peremein pedig intenzív lepusztulás indult meg. Ennek következtében nagy területen felszínre kerültek a karsztosodásra alkalmas triász időszi mészkővek és dolomitok, a karsztos mélyedésekben pedig bauxit halmozódott fel. Ezt követően a vályú belső részét ismét tenger borította el, agyag, márga és mészkő lerakódását eredményezve. A kiemelkedés és lepusztulás, majd a bauxit felhalmozódása, a tavi és parti lápokban a kőszénképződés, egészében a sekély-, majd mélytengeri üledékek képződésének folyamata megismétlődött a kréta időszak legvégén és az eocén korban is.

Az eocént követően mintegy 30 millió évvel ezelőtt a Dunántúli-középhegység területének legnagyobb része ismét szárazulattá vált és a késő oligocén idején folyóvízi üledékek lerakódásának színhelye volt, kivéve az északkeleti részét, ahol a tengeri üledékképződés nem szakadt meg, az eocén végi sekélytengeri üledékekre itt az oligocén idején mélyebb vízben keletkezett agyag és márga települt. A miocén koraiban a középső szakaszában a Dunántúli-középhegység uralkodó része szárazföld volt, csak helyenként képződtek sekélytengeri kavicsos-homokos üledékek és mészkővek. A Pannon-tó fejlődésének koraiban szakaszában a Dunántúli-középhegység a tóba benyúló felszínt volt, később azonban a tó a középhegység nagy részét elborította. A Déli-Bakony, azon belül elsősorban a Kab-hegy-Agár-tetői-Bakony, valamint a Tapolcai-medence [1] és a Balaton-felvidék területén (pl. Tihany, Hegyes-tű [8], Badacsony) a miocén késői szakaszában, mintegy 8 millió évvel ezelőtt bazaltos vulkanizmus kezdődött el, ami a késő pliocénig tartott. Végül a pleisztocén-

ben a középhegység erőteljesen megemelkedett, nagy részén lepusztulás folyt, Duna menti részein pedig folyóvízi teraszok alakultak ki, miközben a Gerecseben és a Budai-hegységben édesvízi mészkő képződött.

Északi-középhegység

Földtani szempontból rendkívül összetett és változatos egység, amely a földtörténet különböző szakaszaiban képződött üledékes és magmás kőzetekből álló hegy- és dombvidékeket, valamint geológiai értelemben fiatal üledékekkel kitöltött medencéket foglal magában. A Cserhát délnyugati részén a Naszály, valamint a Romhányi- és Csóvári-rögök földtani értelemben a Dunántúli-középhegységi egységhez tartoznak, ugyanakkor a Visegrádi-hegység vulkáni kőzetei az észak-magyarországi vulkáni vonulathoz tartozónak tekinthetők.

A legidősebb képződmények a régió északkeleti részén, a Szendrői-rögvidéken és az Upponyi-hegységben bukkannak felszínre. Itt a paleozoikum első felében (ordovícium–karbon) keletkezett sekély- és mélytengeri kőzetek találhatók, amelyek az alpi hegységképződés során kiskökü metamorfózist szenvedve fillitté, illetve kristályos mészkővé, márvánnyá alakul-



9 Középső triász mészkő karros felszíne az Aggteleki-tó felett

tak át. A Bükköt uralkodóan karbon, perm, triász és jura időszi kőzetek építik fel, amelyek ugyancsak gyenge metamorfózison és intenzív tektonikai deformáción mentek keresztül az alpi hegységképződés során. A Bükk északi része főként karbon és perm korú palákból és mészkőfajtákból áll, míg a Bükk központi fennsíkját elsősorban triász időszi dolomit, mészkő, valamint vulkáni kőzetek alkotják. A hegység nyugati részén jura időszi mélytengeri pala és konglomerátum, továbbá bazalt és gabbró bukkannak felszínre. Ezeket a kőzeteket helyenként eocén sekélytengeri mészkő fedi.

A Gömör–Tornai-karszt részét alkotó Rudabányai-hegység triász és jura kőzetek (kőzetlisztos-agyagos és karbonátos kőzetfajták) egymásra tolódott szeleteiből áll, míg az Aggteleki-karsztot nagyrészt sekélytengerben keletkezett, karsztjelenségekben gazdag [9] triász mészkő építi fel.

Az Északi-középhegység nyugati részén a kainozoikumban képződött üledékes és vulkáni kőzeteket találunk. Az aljzatban a Dunántúli-középhegységi-egység mezozoos karbonátos kőzetei, a Bükkii-egységhez tartozó paleozoos és mezozoos képződmények, illetve az Északnyugati-Kárpátok Vepori-egységének meta-



10 Kora-miocén riolittufa erodált felszíne Kazár határában

morf kőzetei találhatók. Hosszú szárazföldi, lepusztulási szakaszt követően a területet a késő eocén idején, mintegy 37 millió évvel ezelőtt borította el a sekélytenger, mészkő lerakódását eredményezve. Ezt a kora oligocénben helyenként 1000 m-t is meghaladó vastagságú mélytengeri márga képződése követte. Az eocén legvégén kezdődött el annak az andezit rétegvulkánok felépülése, amelynek kőzetei a Mátra főgerincétől észak-északkeletre (Mátrahát) ismertek. A késő oligocén–kora miocén során a medence belsejében márga és aleurolit, a peremeken mentén sekélytengeri homokkő rakódott le. A medence feltöltődését követően a környező hegyvidékek lepusztulásából származó üledékek lerakódásával szárazföldi üledékképződés folyt. A miocén első részében ezt nagy területen riolittufa lerakódása [10] követte, majd újra előrenyomult a tenger és, a tengerparti lápokban kőszéntelepek képződtek az Etesi-, az Ózdi- és a Sajó-árkokban. A középső miocén kezdetén a medencék belsejében homok, kőzetliszt, agyag váltakozásából álló 600–800 m vastag rétegsor, a peremeken homok, kavics és riolittufa halmozódott fel, majd sekélytengeri konglomerátum és ősmaradványok tömegéből álló mészkő képződött. Ezzel egy időben, 15–16 millió éve heves andezites vul-



11 A Kis-Salgó (vagy Boszorkány-kő) tetősíntjének lemezbasaltja a Medves-vidéken

káni működés kezdődött el, felépítve a Visegrádi-hegység, a Börzsöny és a Mátra fő tömegét, illetve a Cserhát egy részét. A láváközetekből, vulkáni breccsákból és tufákból felépülő rétegvulkáni összletek vastagsága az 1000–2000 m-t is elérhathat.

A középső miocén végén a hegyvidék területe már szárazföld volt, csak déli peremén képződött számos helyen sekélytengeri mészkő. A Zagryva-, a Sajó- és az Ózdi-árkokban már a folyóvízi üledékképződés vált uralkodóvá, a Pannon-medence Alföld felé eső övezetében pedig delták alakultak ki. Mintegy 13 millió éve, a középső miocén végén indult meg a Tokaji (Zempléni)-hegységben a vulkánok működése, ami azután a késő miocénben is folytatódott és mintegy 10 millió éve fejeződött be: 1–3 m vastag riolit, dácit, andezit láváközetekből és tufákból álló vulkáni összlet jött létre. Eközben a középhegység régiójának déli zónája a Pannon-tó részévé vált, majd a folyódelták rendszerének előrenyomulásával, lápi környezetben a tavi üledékek fölött a Mátra és a Bükk előterében lignit képződött. A Medves-vidéken pedig a késő miocén végétől (mintegy 6 millió évtől) egészen a pleisztocénig bazaltos vulkánok [11] működtek.

Magyarország Nemzeti Atlasza (MNA)

www.nemzetiatlasz.hu

<i>Szerkesztőbizottság</i>
Kocsis Károly (elnök)
Klinghammer István (tiszteletbeli elnök), Nemerkényi Zsombor (titkár),
Gercsák Gábor, Kincses Áron, Kovács Zoltán, Zentai László

<i>Kartográfiai Tanácsadó Bizottság</i>
Zentai László (elnök)
Bartos–Elekes Zsombor, Bottlik Zsolt, Buga László, Gede Máttyás, Gercsák Gábor,
Györffy János, Márton Máttyás, Orosz László, Török Zsolt Győző, Ungvári Zsuzsanna

MNA Természeti környezet kötet

2., átdolgozott kiadás

<i>Kötetszerkesztők</i>
Kocsis Károly (főszerkesztő), Gercsák Gábor, Horváth Gergely, Nemerkényi Zsombor

<i>Fejezetszerkesztők</i>
Bihari Zita, Brezsnýánszky Károly, Csorba Péter, Fazekas István, †Fekete Gábor, Gábris Gyula, Haas János, Horváth Gergely, †Kerényi Attila, Király Gergely, Kocsis Károly, Molnár Zsolt, Pásztor László, Schmidt András, †Schweitzer Ferenc, Szabó József, Tardy János, Timár Gábor, Túri Zoltán, Varga György (FTI), Varga György (OVF)

<i>Képszerkesztő</i>
Magyar Árpád

<i>Szakmai lektorok</i>
Bölöni János, Brezsnýánszky Károly, Dobróka Mihály, Keveiné Bárány Ilona, Konecsny Károly, Korsós Zoltán, Lóczy Dénes, Magyar Gábor, Mika János, Molnár V. Attila, Schmotzer András, Solt Anna, Szabó György, Szabó József, Szalai Zoltán

<i>Nyelvi lektor</i>
Kálóczy Katalin

<i>Borítóterv</i>
Mezei Gáspár – HUN-REN CSFK Földrajztudományi Intézet, Kuti Ildikó – Civertan Bt.

<i>Arculatterv, tipográfia</i>
Kuti Ildikó – Civertan Bt.

<i>Sokszorosítás</i>
Keskeny és Társai 2001 Kft. keskenynyomda.hu

Minden jog fenntartva, beleértve a sokszorosítás, a mű bővített, illetve rövidített változatainak kiadási jogát is. A kiadó írásbeli hozzájárulása nélkül sem a teljes mű, sem annak valamely része semmiféle formában, semmiféle nyelven nem sokszorosítható és nem publikálható.

Felelős kiadó: Kiss László főigazgató
HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, www.csfk.org
©CSFK Földrajztudományi Intézet, www.hungarian-geography.hu, Budapest, 2024

A kiadvány megjelenéséhez támogatást nyújtott: <p>Magyarország Kormánya</p> HUN-REN, Magyar Kutatási Hálózat Magyar Tudományos Akadémia

A kötet szerkesztésének lezárása: 2024. szeptember 20.

ISBN 978-963-9545-55-7ö
ISBN 978-963-9545-65-6

MAGYARORSZÁG NEMZETI ATLASZA

<i>Szerzők</i>	GÁL NÓRA	MÓNUS PÉTER	TIRÁSZI ÁGNES
†ÁLFÖLDI LÁSZLÓ	GALSA ÁTTILA	NÁDOR ANNAMÁRIA	TÓTH GYÖRGY ISTVÁN
ÁSZALÓS RÉKA	†GERHÁTNÉ KERÉNYI JUDIT	†NAGYMAROSY ANDRÁS	TÓTH LÁSZLÓ
ÁDÁM SZILVIA	GOMBÁRNÉ FORGÁCS GIZELLA	NÉGYESI GÁBOR	TÖRÖK ÁKOS
ÁGOSTON BENCE	GYALOG LÁSZLÓ	NÉMETH ÁKOS	TÚRI ZOLTÁN
ÁRGAY ZOLTÁN	HAAS JÁNOS	NÉMETH CSABA	UDVARDY ORSOLYA
BABOLCSAI GYÖRGY	HASZPRA LÁSZLÓ	PAPP BEÁTA	VARGA BALÁZS
BAGI MÁRTA	HERCZEG ZOLTÁN	†PÁLFAI IMRE	VARGA GÁBOR
BALÁZS DÁVID	HOMOKINÉ UJVÁRY KATALIN	PÁSZTOR LÁSZLÓ	VARGA GYÖRGY (FTI)
BALLA DÁNIEL ZOLTÁN	HORVÁTH ÁKOS	PÁTZAY GYÖRGY	VARGA GYÖRGY (OVF)
BARÁZ CSABA	†HORVÁTH FERENC	†PÉCSI MÁRTON	VARGA ZOLTÁN
BARINA ZOLTÁN	HORVÁTH GERGELY	PINKE GYULA	VASS RÓBERT
BARLA ENIKŐ	ILLÉS GÁBOR	PIRKHOFFER ERVIN	VASVÁRI MÁRIA
BARTHA DÉNES	IVÁNYI KRISZTINA	PONGRÁCZ RITA	VATAI JÓZSEF
BARTHOLY JUDIT	KATONA GÁBOR	PRAKFAI PÉTER	†VÁRALLYAY GYÖRGY
BARTOS-ELEKES ZSOMBOR	KERESKÉNYI ERIKA	PUTSAY MÁRIA	VÍKOR ZSUZSANNA
BATA TEODÓRA	†KERÉNYI ÁTTILA	RAPALA MIKLÓS	VOJTKÓ ANDRÁS
BEDE-FAZEKAS ÁKOS	KEVEY BALÁZS	ROTÁRNÉ SZALKAI ÁGNES	ZAGYVA TÜNDE ANDREA
BIHARI ZITA	KINCSES KRISZTINA	SCHAREK PÉTER	ZILAHÍ-SEBESS LÁSZLÓ
BIRÓ MARIANNA	KIRÁLY GERGELY	SCHMIDT ANDRÁS	†ZÓLYOMI BÁLINT
BOKOR VERONIKA	KISS GÁBOR	SCHMIDT DÁVID	ZSEMBERY ZITA
BORHIDI ÁTTILA	KOCSIS KÁROLY	SCHMOTZER ANDRÁS	
BÖLÖNI JÁNOS	KOLLÁNYI LÁSZLÓ	†SCHWEITZER FERENC	
BREZSNYÁNSZKY KÁROLY	KONKOLY-GYURÓ ÉVA	SÍKHEGYI FERENC	Vezető térképészek
BUDAI TAMÁS	KORBÉLY BARNABÁS	SOLT ANNA	AGÁRDI NORBERT
CZIGÁNY SZABOLCS	KOVÁCS GÁBOR	SOMODI IMELDA	KERESZTESI ZOLTÁN
CZÚCZ BÁLINT	KOVÁCS TAMÁS	SÜMEGI PÁL	KOCZÓ FANNI
CSEPREGI ISTVÁN	KOVÁCSNÉ BODOR PETRA	SZABÓ GYÖRGY	KOVÁCS ANIKÓ
CSIKY JÁNOS	KÖVÉR SZILVIA	SZABÓ JÓZSEF	MEZEI GÁSPÁR
CSIMA PÉTER	LAKATOS MÓNIKA	†SZABÓ MÁRIA	NEMERKÉNYI ZSOMBOR
CSORBA PÉTER	L’AUNÉ ÁGNES	SZABÓ PÉTER	SZABÓ RENÁTA
CSÜLLÖG GÁBOR	LÁZÁR ILDIKÓ	SZALAI JÓZSEF	
DANCZA ISTVÁN	LEELÖSSY ÁDÁM	SZALAY MIKLÓS	
DEBRECENI PÉTER	LEPESI NIKOLETT	SZARVAS IMRE	További térképészeti közreműködők
DOBOR LAURA	LESTÁK FERENC	SZEGEDI SÁNDOR	BAGAMÉRI GERGELY
DOBOS ENDRE	LÓCZY DÉNES	SZENTIVÁNYI ÁRPÁD	BALÁZS ÉVA
DOBÓ KRISTÓF	LÓKI JÓZSEF	SZEPESY GÁBOR	BARANCSUK ÁDÁM
EGRI CSABA	LÓKÖS LÁSZLÓ	SZÉPSZÓ GABRIELLA	BUTOR ZSANETT
FÁBIÁN SZABOLCS	MAGINECZ JÁNOS	SZILASSI PÉTER	GERTHEIS ANNA
FANCSIK TAMÁS	MAGYAR DONÁT	SZMORAD FERENC	GULYÁS ZOLTÁN
FARKAS EDIT	MAGYARI ENIKŐ	SZŐCS TEODÓRA	KISS RÉKA
FARKAS SÁNDOR	MALATINSZKY ÁKOS	SZÖVÉNYI GERGELY	SZIGETI CSABA
FAZEKAS ISTVÁN	MEGYERI BALÁZS	SZURDOKI ERZSÉBET	SZILÁDI JÓZSEF
†FEKETE GÁBOR	MESTER TAMÁS	TAHY ÁGNES	VESZELY ZSUZSANNA
FERENCZI ZITA	MEZŐSI GÁBOR	TAMÁS LÁSZLÓ	
FIALA KÁROLY	MICHÉLI ERIKA	TAR GYULA	
FODOR LÁSZLÓ	MIKESY GÁBOR	TARDY JÁNOS	Technikai munkatársak
FODOR NÁNDOR	MOLNÁR CSABA	TELBI SZ TAMÁS	LACZKÓ MARGIT
FRISNYÁK SÁNDOR	MOLNÁR V. ÁTTILA	TIBORCZ VIKTOR	MAGYAR ÁRPÁD
GÁBRIS GYULA	MOLNÁR ZSOLT	TIMÁR GÁBOR	