FÖLDTAN

Haas János, Brezsnyánszky 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, Szőcs Teodóra, Török Ákos, Vatai József, Vikor Zsuzsanna, Zilahi-Sebess László

A Kárpát – Pannon-térség ősföldrajzi 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 aljzata összetett felépítésű, benne jelentős szerepet játszanak a paleozoikum (óidő) 1 során keletkezett kőzetek is, az aljzat egy része pedig a variszkuszi 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 lemeztektonikai ciklust követő hegységképződés, a késő-paleozoikumban, kb. 320 millió évvel ezelőtt zárult variszkuszi hegységképződés és a mezozóos – kainozóos, 250 millió éve kezdődött, napjainkban is tartó alpi hegységképződés alakította ki.

A Variszkuszi-hegységrendszer kialakulásának előtörténete a paleozoikum kezdetéig, a Dél-Amerikát, Indiát, Ausztráliát és az Antarktiszt is magában foglaló Ős-Gondvána szuperkontinens összeforrását eredményező pánafrikai hegységképződésig vezethető vissza. Az ordovíciumtól a devonig tartó lemeztektonikai folyamatok során különböző kontinentális litoszféra-blokkok – 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 lemeztektonikai ciklus a középső-karbonban, mintegy 320 millió évvel ezelőtt Laurusszia és Gondvána összeütközésével, a variszkuszi orogén övezet kialakulásával zárult le, ennek következtében a Földön egyetlen szuperkontinens, a Pangea jött létre, amelyet egyetlen egységes világóceán vett körül 2.

Európában a variszkuszi 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 variszkuszi 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 Variszkuszi-hegység vonulatáról a jura időszakban levált Tiszai-mikrolemez (Tiszai-egység) alkotja a Pannon-medence aljzatának déli részét. Ezt tükrözik gránitos kőzeteinek rokon sajátosságai a Cseh-masszívum hasonló korú gránitjaival. A dél-dunántúli fúrásokból ismert felső-karbon folyóvízi kőzetek a variszkuszi vonulatok előterében lévő medencék üledékeihez hasonló jellegeket mutatnak.

A kora-karbon idején Laurusszia és Gondvána között, a később létrejött Variszkuszi-hegységrendszer vonulataitól délre, a Paleotethys sekélyebb szegélytengeri medencéiben mészkő és márga képződött. Ebbe 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 variszkuszi hegységképződés során legfeljebb csak gyenge átalakuláson mentek át. A Bükkben ismert karbon kőzetek ebben az ősföldrajzi egységben képződhettek.

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

A késő-permben a Variszkuszi-hegyvonulat déli előterében az intenzív lepusztulásból származó törmelék nagy tömegeit befogadó széles övezet alakult ki 3. Ide tartozott a Tiszai-egység és attól nyugatra az Északnyugati-Kárpátok középső, valamint a kelet-alpi egységek 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-Mészkőalpok és az Alpok déli üledékgyűjtői között helyezkedhetett el, a Paleotethys öblözetének nyugati elvégződésénél. 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-permben 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 ősföldrajzi helyzete és fejlődéstörténete nagyon hasonló. Az üledékképződés mindkét területen szárazföldi folyóvízi üledékek lerakódásával indult, majd a késő-perm kései szakaszában az egységek óceán felőli része széles árapálysíksággal szegélyezett sekélytengerrel borítódott, 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-permben szárazföldi, majd azt követően sekélytengeri üledékképződés folyt, ami a kora-triászban megszakítás nélkül 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 selffel 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 részei (Mecseki- és Villány – Bihari-zóna) is sekélytengerrel borítódtak.

A középső-triász során a Paleotethysnek az Eurázsiai-lemez alá tolódásával 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 régiónkat. Tenger alatti árkok és magaslatok jöttek létre, az árkokban mélyvízi mészkő képződött. A kivékonyodó kontinentális litoszféra felett, a későbbi óceánközépi hátság tengelyében bazaltos vulkanizmus indult meg, a tengeri mészüledékek közé nyomuló 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 anyaguk a Dunántúli-középhegységbe is eljutott. 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 Variszkuszi-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 csapadékban 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 lezökkentek, és ezeken a sekélytengeri üledékképződést mélytengeri váltotta fel. Az utóbbi jelenség nyomait az Aggteleki-hegységben figyelték 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 Penninióceánág létrejöttének kezdeti szakaszát jelzik. Hasonló folyamat nyomai figyelhetők meg a Dunántúli-középhegység nyugati oldalán, a Zalai-dombvidék aljzatában, továbbá az Északi-Mészkőalpok területén is.

A Tiszai-egységben ezzel egy időben ugyancsak árkok alakultak ki. Az Európai-lemez peremén a Variszkuszi-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 homokköves 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.

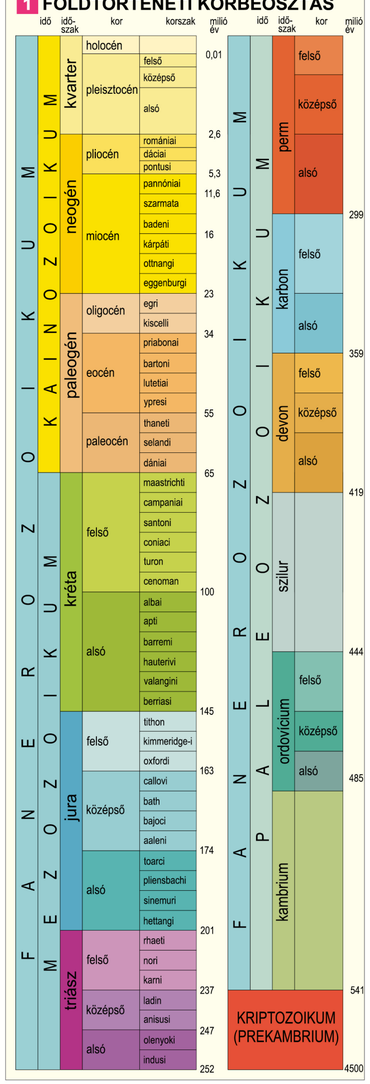
A kontinens peremétől távolabbi övezetekben a késő-triászban kialakult nagy felszíni kiterjedésű és nagy vastagságú mészkő- és dolomittömegek a jura korai szakaszában törések mentén feldarabolódtak, és az így létrejött egyenetlenül süllyedő blokkok fölött egyre mélyebbé váló tengerben jellemzően vörös színű mészkőfajták képződtek. Ez az eseménysor követhető nyomon a Neotethys peremének abban az zónájában – az Alpok déli részétől a Dunántúli-középhegységen, az Északi-Mészkőalpokon és az Északnyugati-Kárpátok központi részein 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 Ausztroalpi-takarórendszer kőzettömegei alatt találhatók meg, és csupán a takarók lecsúszásának eredményeként kialakult ún. tektonikai ablakokban – Magyarország területén a Kőszegi-hegységben – bukkannak 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-övben a szárazföldről beszállított törmelékanyag felhalmozódását felváltó mélytengeri mészkő és tűzkő 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.

Régiónkban a Neotethys bezáródása a középső-jurában kezdődött el, majd az óceán uralkodóan magmás kőzetekből (ofiolitból) álló aljzata rátolódott a medencét körülvevő kontinensperemekre 5. Az óceáni aljzat alábukásának (szubdukció) és a kontinentális aljzatra való rátolódásának (obdukció) folyamatai során magmás kőzetek és sekély-, valamint mélytengeri eredetű üledékes kőzetek apró darabjait és hatalmas méretű blokkjait tartalmazó agyagos-kovás kőzet (melánzs) 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.

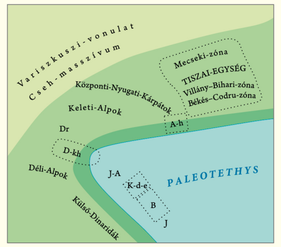
A kora-kréta során, 145 – 100 millió évvel ezelőtt a Pennini-óceánág felnyílása folytatódott, miközben a Neotethys aljzatának nagy része a mélybe tolódott, míg más része az óceánperemre torlódva felszínre került 7. A lepusztuló óceáni aljzat eredetű kőzetekből származó törmelék a Dunántúli-középhegység területe északkeleti részének mélytengeri medencéjében is megjelent, míg a terület délkeleti részén folytatódott a mélyvízi mészkőképződés. A Tiszai-egység Penninióceán 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 mikrolemezzé (Tiszai – Dáciai-egység) állt össze.

1 FÖLDTÖRTÉNETI KORBEOSZTÁS

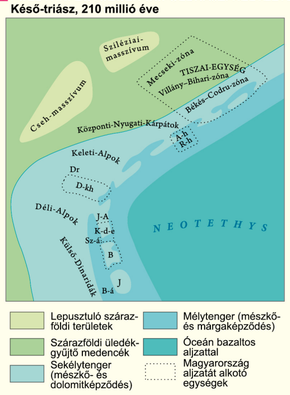


2 A PANGEA SZUPERKONTINENS A KÉSŐ-PERM IDEJÉN (260 millió éve)

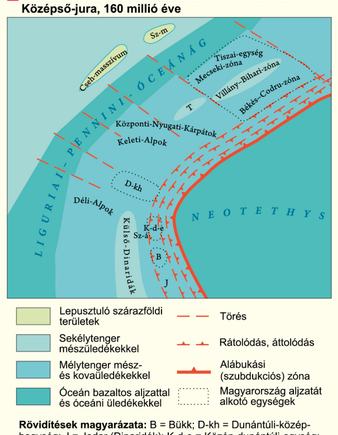
3 FÖLDTANI EGYSÉGEK ŐSFÖLDRAJZI HELYZETE Késő-perm, 260 millió éve



4 FÖLDTANI EGYSÉGEK ŐSFÖLDRAJZI HELYZETE Késő-triász, 210 millió éve

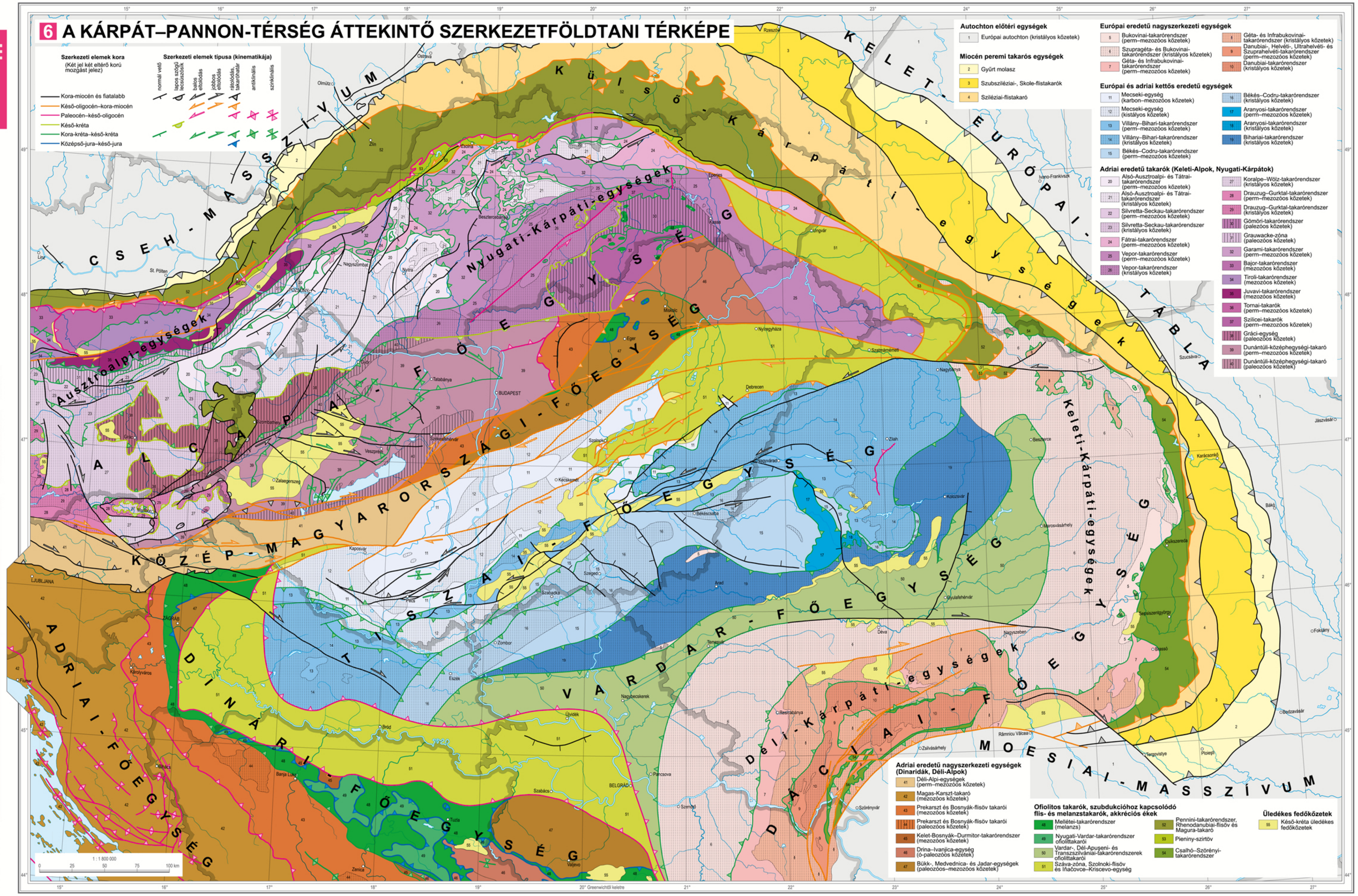


5 FÖLDTANI EGYSÉGEK ŐSFÖLDRAJZI HELYZETE Középső-jura, 160 millió éve



©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018
©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

6 A KÁRPÁT–PANNON-TÉRSÉG ÁTTEKINTŐ SZERKEZETFÖLDTANI TÉRKÉPE



©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

II.

7 FÖLDTANI EGYSÉGEK ŐSFÖLDRAJZI HELYZETE
Kora-kréta, 140 millió éve

Lepusztuló szárazföldi területek
Sekélytenger mészüledékekkel
Mélytenger
Óceán bazaltos aljzattal és óceáni üledékekkel
Magyarország aljzatát alkotó egységek
Az óceáni aljzat feltolódás következtében szárazra került részei
Törés
Rátolódás, áttolódás
Vulkáni központok

Rövidítések magyarázata: B = Bükk; B-á = Boszniai-árok; D-kh = Dunántúli-középhegység; J = Jadar (Dinaridák); J-A = Júliai-Alpok; K-d-e = Közép-dunántúli-egység; Sz-á = Szlovén-árok

A Pennini-óceánnak a kora-kréta végén, kb. 110 millió éve megkezdődött, majd a késő-krétában intenzívvé vált szubdukciója és az Afrikai-lemez észak felé mozgása miatt megindult az Afrikai- és az Eurázsiai-lemezek közötti mikrolemezek (Alcapa és Tiszai – Daciai) ütközése. Az ütközések a mikrolemezek kőzeteinek deformációjához, aljzatukról lenyírt kőzettömegek, azaz takarók létrejöttéhez és egymásra torlódásához, valamint a kőzetek átalakulásához (metamorfózishoz) vezettek. Ez már az alpi hegységképződés nyitányának tekinthető, amikor nagy, korábban tengerrel borított területek felszínre kerültek és megindult lepusztulásuk is. Valószínűleg a Dunántúli-középhegység tömege is lenyíródott eredeti aljzatáról és nyomóerőknek kitéve vályúszerűen deformálódott.

A Tiszai-egységet a kréta fiatalabb szakaszában ugyancsak jelentős tektonikai hatások érték, a kőzetek egymásra torlódtak, sőt eredeti aljzatukról lenyíródva tektonikai takaróként mozogtak. A hegységképződés során feltorlódott kőzetek a tengerből kiemelkedtek, és megindult intenzív lepusztulásuk, míg a takarók által megterhelt lesüllyedő aljzaton újabb medencék jöttek létre, melyeket azután a tenger is meghódított. A kiemelt vonulatok lepusztulásával nagy tömegű hordalék került a feltorlódó takarók előterében kialakult medencékbe, flis típusú homokköves-márgás rétegsorok lerakódását eredményezve, előbb a Villány – Bihari-zónában, majd a Mecseki-zónában is.

A Dunántúli-középhegység területén a több ütemben végbement lemezütközések a kréta időszak késői szakaszában, kb. 90 millió éve, majd egy rövidebb tengerelöntési szakaszt követően a paleocénben, kb. 65 millió éve a terület tektonikus eredetű kiemelkedéséhez, szárazulatra kerüléséhez vezettek. Ennek következtében megindult a korábban keletkezett mészkövek és dolomitok karsztosodása. Mind a késő-kréta szárazföldi szakaszban, mind a paleocén egészét magában foglaló, közel 20 millió éves szárazulati-lepusztulási időszak alatt a Dunántúli-középhegység területén a karsztos mélyedésekben sokfelé képződtek többnyire szárazföldi mállással keletkezett, meleg-nedves éghajlatot jelző bauxitok.

Az ütközések közötti szakaszokban viszont a terület süllyedni kezdett. A szárazföldi üledékképződésnek az eocén középső és késői szakaszában, kb. 45 millió éve délnyugatról északkeletre haladó fokozatos tengerelöntés vetett véget. A lassú tengerelöntés során a fokozatosan eltolódó tengerparti övezetben előbb kiterjedt tengerparti lápok, tavak alakultak ki, ahol a még mindig meleg, nedves éghajlaton helyenként széntelepek jöttek létre, majd a tenger további előrenyomulásának eredményeként a tengerből kiemelkedő szigetek és a parti síkság is tenger alá került, és felette a sekélytengeri régiókban óriás egysejtűek (nagyforaminiferák) vázából felhalmozódó mészkő keletkezett. Az üledék lerakódása az egyre mélyebbé váló tengeri környezetben mélytengeri márga képződésével folytatódott.

A késő-eocén elején, mintegy 38 millió évvel ezelőtt a Dunántúli-középhegység területén a délnyugatról északkelet felé nyomuló tenger elérte a Budai-hegység és a Pesti-síkság területét is. A középhegység területén ebben az időszakban már mélyvízi márga képződött, míg az újonnan besüllyedő észak-magyarországi medencékben (összefoglaló néven Paleogén-medence) sekélytengeri mészkő rakódott le. Ezt a késő-eocén végén Észak-Magyarország területén további intenzív süllyedés követte mélyvízi márga lerakódásával, míg a Dunántúli-középhegységnek a Budai-hegység nyugati oldalán húzódó törésvonalától (Budai-vonal) nyugatra eső része jelentősen kiemelkedett és lepusztult.

A Balatontól délre északkelet – délnyugati irányban húzódó – Balaton-vonalnak nevezett – törési övvel párhuzamosan andezites-dácitos vulkáni központok ismerhetők fel a Velencei-hegységben, a Zalai-dombság és a Pesti-síkság aljzatában, valamint a Mátrában, Recsk környékén. Ez a vulkáni vonulat a középső-eocéntől a kora-oligocénig, kb. 40 – 30 millió éve volt aktív. Ugyancsak az eocén idején a Tiszai-egység Mecseki-zónájának északi peremén mélytengeri homokkő (flis) képződött.

Az Afrikai- és az Eurázsiai-lemezek ütközésének eredményeként az Alcapa és a Tiszai – Dáciai-mikrokontinensek erős kompressziós erőtérbe kerültek, ami északkeleti irányú „kilökődésüket" eredményezte a Déli-Alpi–Dinári-térségből. A kilökődés legkorábbi időpontját kb. 34 millió évvel ezelőttre, az eocén végére tehetjük, de a legintenzívebb elmozdulás az oligocénben és a miocén elején, 30 – 20 millió évvel ezelőtt történhetett 8.

Az északkelet felé tolódó mikrolemezek előterében lévő medencékben a kontinentális lejtőn lezúduló üledékből képződött flis halmozódott fel az ún. belső-kárpáti (Podhalei-, Szolnoki- és Máramarosi-) flismedencékben, majd tovább északkelet felé folyamatos átmenettel a külső-kárpáti flisek területén. Az Erdélyi-Paleogén-medence nagy sekélytengeri beöblösödése a Tiszai – Dáciai-egység területén délről csatlakozott a belső-kárpáti flismedencékhez. A külső-kárpáti flisek belső zónának üledékei a késő-eocéntől kezdődően meggyűrődtek. A kora-miocén során az alátolódó mikrolemezeken felhalmozódott üledékek összetorlódtak. Kis részük szárazföldként emelkedhetett ki, de nagyobb részüket a paleogénben még víz borította. A kora-miocén idején azonban az Európai-lemezhez közeli legkülső övezetben már csak egy keskeny, ugyancsak flis felhalmozódásával jellemezhető vályú húzódott, amely nyugat felé a kelet-alpi molassz-zónával volt közvetlen kapcsolatban. A két mikrolemez egymáshoz képest is elmozdult egy olyan jelentős oldalelmozdulásos (transzform) vetőrendszer mentén, amelynek fő elemei a ma is felismerhető Közép-magyarországi- és Balaton-vonalak voltak. Ezzel a vetőrendszerrel párhuzamosan alakultak ki Magyarország területén a paleogén sekélytengeri medencerészek, részben a Dunántúli-középhegységi-egység területén, részben a Közép-magyarországi-egység bükki, illetve közép-dunántúli részegységében. Az utóbbihoz tartozóan a mai Horvátország és Szlovénia területén ismerhetők fel olyan kőzetek, amelyek az egykori, egységes Paleogén-medence elnyírt és eredeti helyükről messzire elmozdított részei.

Az idősebb oligocénban a Budai-hegység keleti részén és a hegységtől keletre mélytengeri üledékképződés folyt. Az oligocén fiatalabb szakaszában a Bakony és a Vértes északi előterében szárazföldi, túlnyomórészt folyóvízi üledékképződés zajlott. A Gerecse és a Dorogi-medence nagy része a tengertől többé-kevésbé elzárt lagúna volt ebben az időben, ahol csökkentés normálsósvízi üledékek váltakoznak. A Budai-hegység és a Cserhát területén húzódott a tengermedence homokpartja. Ettől keletre és északkeletre a Pesti-síkságon, a Salgótarjáni-medencében, valamint a Mátra és a Bükk északi előterében mélyebb tengermedencékben finomszemcsés üledékek rakódtak le. A tengeri medence keleti pereme a Bükkalján ismerhető fel, ahol a mélyebb vízitől a sekély lagunárisig változóan a tenger visszahúzódását (regressziót) jelző üledékek képződtek.

A miocén korai szakaszában még folytatódott és csak a középső-miocén folyamán, mintegy 16 millió évvel ezelőtt fejeződött be a mikrolemezek nyomulása északkelet felé. A Külső-Kárpátok felgyűrődött és kiemelkedett. Az Alcapa-egység az óramutató járásával ellentétesen, mintegy 30 – 45°-kal, a Tiszai – Dáciai-egység az óramutató járásának megfelelően, kb. 60 – 70°-kal elfordult. A legkésőbbi elfordulások a kb. 11–13 millió évvel ezelőtti szarmata idején történtek.

A kora-miocénben a középhegységi zóna medencéivel párhuzamosan újabb medencesor alakult ki, ezúttal a Tiszai-egység területén. A Pannon-medence ekkor kezdődött tágulásos szerkezetfejlődését (extenzióját) hosszan tartó robbanásos, riolitos vulkanizmus kísérte. A középső-miocén kb. 15 millió évvel ezelőtti badeni korszakának elejére a mai Magyarország területének nagy részén intenzívvé vált a Pannon-medence részmedencéinek süllyedése. Hatalmas területek – így a Tiszántúlon a Békési-süllyedék és a Makói-árok, továbbá a Duna – Tisza köze déli része, a Kisalföld medencéje, valamint a Balaton és a Mecsek közti terület – mélyvízi medencévé váltak, ahol finomszemű agyag képződése folyt. A Börzsöny, a Cserhát és a Mátra vidéke, a Mecsek déli előtere és a Nyugati-Bakony sekélytengeri környezetté vált, ahol elsősorban homokkő és mészkő képződött. Ekkor még olyan nagyméretű szigetek és szárazföldek emelkedtek ki a tengerből, mint a Dunántúli-középhegység, a Bükk nagy része, az Észak-Tiszántúl és a Közép-Alföld, valamint a Mecsek. A késő-badenire és a kora-szarmatára a Pannon-medence süllyedése már általánossá vált az ország majdnem teljes területén.

8 FÖLDTANI EGYSÉGEK ŐSFÖLDRAJZI HELYZETE
Oligocén vége–miocén kezdete, 25 millió éve

Lepusztuló szárazföldi területek
Sekélytenger
Mélytenger
Óceán bazaltos aljzattal és óceáni üledékekkel
Alábukási (szubdukciós) zóna
Magyarország aljzatát alkotó egységek

Rövidítések magyarázata: B = Bükk; D-kh = Dunántúli-középhegység; E-m = Erdélyi-medence; M-f = Máramarosi-flismedence; P-f = Podhale-flismedence; Sz-f = Szolnoki-flismedence

©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

Fiatalabb üledékek által eltemetett badeni riolitos és andezites vulkanizmus központjait tárták fel a mélyfúrásos kutatások a Zalai-dombságtól a Mecsek északi előterén keresztül egészen a Középső-Alföldig, megközelítőleg párhuzamosan a Közép-magyarországi-vonallal, míg a Visegrádi-hegység, a Börzsöny, a Cserhát és a Mátra vulkáni felépítményei felszínre emelkedtek. A Tokaji (Zempléni)-hegység vulkanizmusának fő szakasza már a szarmata korszakra esik.

9 FÖLDTANI EGYSÉGEK ŐSFÖLDRAJZI HELYZETE
Késő-miocén kezdete, pannóniai korszak, 10 millió éve

Lepusztuló szárazföldi területek
Tavi környezetek márga és homok lerakódásával
Vulkáni központok

A miocén késői szakaszában, a pannóniai korszakban a Kárpát-medence majdnem teljes egésze tóvá alakult. A Pannon-beltó (amely tulajdonképpen egy „maradványtenger") legnagyobb kiterjedését 9,5 millió évvel ezelőtt érte el 9. Ekkor az összefüggő vízfelület – olyan mai hegységeket is elfedve, mint a Dunántúli-középhegység legnagyobb része vagy a Bükk – vízrajzilag folyamatosan kapcsolódott a Bécsi- és az Erdélyi-medencékhez. A víztükör fölé csak néhány hegység – pl. az Erdélyi-szigethegység vagy a szlavóniai szigethegységek – csúcsai emelkedtek ki. A pannóniai korszak elején a belső-kárpáti vulkáni ív északkeleti tagjai mutatták a legnagyobb aktivitást. A Vihorlát, Szinyák, Borló-Gyil és Gutin hegységekben kiterjedt, több millió éven át követhető andezites és riolitos tűzhányó-tevékenység folyt.

Az Alpok és a Kárpátok hegységvonulatainak lepusztulásából származó, a folyóvizek által szállított hatalmas üledéktömeg a Pannon-tavat a pannóniai korszak későbbi szakaszában és a pliocén idején fokozatosan feltöltötte; a legutoljára, mintegy 4 millió évvel ezelőtt feltöltött részek délen, Szerbia és Horvátország területén ismertek. A miocén végén (kb. 7,5 millió éve) kezdődött és a pliocén idején, sőt még a kora-pleisztocénben (kb. 1 millió évig) is tartó, felsőkőpeny eredetű alkálibazaltos vulkánosság nagy területi elterjedésben (Alpokalja, Kisalföld, Déli-Bakony, Tapolcai-medence 1, Medves-vidék, Duna – Tisza köze) figyelhető meg.

A pliocén és a pleisztocén folyamán Magyarország területe végleg szárazulattá vált. A pleisztocénben a dombságok-középhegységek 300-500 m-t emelkedtek, az alföldek-medencék pedig több száz m-t süllyedtek. A síkságokból kiemelkedő hátakon és egyes dombvidékeken fiatal, szél által szállított és formált üledékek – lösz és futóhomok – terjedtek el. A hegy- és dombvidékeken a mai napig tart a lepusztulási folyamat, míg néhány lassan süllyedő medencében (Kisalföld, Délkelet-Tiszántúl), valamint a folyóvölgyekben továbbra is folyóvízi és mocsári üledékképződés folyik.

Mérnökgeológia

A mérnökgeológia a geológiának az az ága, amely alkalmazza a földtani ismereteket a mérnöki elemzésben, tervezésben, kivitelezésben, hozzájárul a mérnöki és környezeti problémák geológiai megoldásához, lehetőséget ad az emberiség és a földtani környezet közötti kölcsönhatások kezelésére, a földtani kockázatok kivédésére. A mérnökgeológiai feltételeket az ország domborzati, vízrajzi és geológiai adottságai határozzák meg. A természetes folyamatok mellett az emberi hatások (pl. építkezés, bányászat, vízkitermelés) is jelentősen befolyásolják egy adott terület mérnökgeológiai besorolását. A 10 térkép külön ábrázolja a természeti adottságokból következő mérnökgeológiai kategóriákat és külön az emberi tevékenység okozta mérnökgeológiai hatásokat.

Mérnökgeológiai adottságok és kockázatok szempontjából élesen elkülöníthetők az alföldi, a dombsági és az alacsony középhegységi területek, amelyek domborzati és felszínalaktani különbségei megmutatkoznak a területeket felépítő képződmények mérnökgeológiai tulajdonságaiban is. Míg az alföldek területén uralkodóan fiatal folyóvízi és szél szállította, viszonylag laza üledékeket találunk, addig a dombvidékeken a völgyek kivételével már ellenállóbb és általában idősebb üledékek találhatók, a középhegységek fő tömegét pedig idősebb, szilárdabb képződmények alkotják. Ezek a különbségek jól érzékelhetők a 10 térképen, amely a kőzeteket nyomószilárdságuk (teherbírásuk) szerint ábrázolja. Megkülönböztetünk kedvezőtlen, kis és közepes teherbírású kőzeteket, valamint olyanokat is, amelyek jó teherbírásúak, vagy szélső esetben akár nagy szilárdságúak; az előbbiekre példák az üledékes kőzetek közül a puha agyagok, míg utóbbiak közé tartoznak egyes kemény mészkövek, az andezit, a bazalt és a gránit. A nyomószilárdság értéke alapján meghatározható, hogy az adott kőzetre milyen nagyságú, mekkora terhelést okozó épület építhető.

A domborzat alapján megkülönböztetünk sík, illetve enyhe vagy meredek lejtésű területeket. Ez azért indokolt, mert különbségek vannak abban, hogy egy adott kőzet milyen lejtőszög mellett marad még stabil. Kedvezőtlen mérnökgeológiai adottságok esetén még nagyon enyhe lejtés esetén is megmozdulhat a lejtőt alkotó kőzetanyag, felszínmozgásokat létrehozva, emellett az állékonyság függ a kőzet átázottságától és a töredezettségétől is. Ezen mozgásokat formájuk, sebességük és a mozgó kőzettömeg pályája alapján is osztályozhatjuk. Megkülönböztethetők a meredek, de mozgásra nem hajlamos, azaz állékony lejtők és partfalak, valamint a meredek felszínmozgásos partok. A térképen piros vonalak mutatják azokat a meredek lejtőket, ahol a kőzettani és domborzati feltételek adottak felszínmozgások, elsősorban csuszamlások kialakulására. Ezek jellemzően vízpartokhoz kapcsolódnak, kisebb-nagyobb folyók (pl. Duna, Rába, Hernád), illetve a Balaton melletti magas, meredek partfalak mentén jönnek létre. A Duna alföldi szakaszán nagyrészt negyedidőszaki, főleg löszös képződmények alkotják a partokat, amelyeken ún. szeletes földcsuszamlások (pl. Dunaföldvár), illetve omlások jöttek létre (ezzel részletesebben atlaszunk *Természeti veszélyek* című fejezete foglalkozik), míg a pannóniai korú laza üledékeken létrejött mozgások – amelyek főleg Érd környékén találhatók – ettől eltérő típust képviselnek.

A talaj alatti legfelső üledéktakaró már a legkisebb lejtés esetén is könnyen és gyakran áthalmozódik. Az áthalmozott üledék lehet állékony (ilyenkor stabil marad a lejtő), de lehet mozgásra hajlamos. Ezért nemcsak a meredek lejtők csúszhatnak meg, hanem az enyhébb lejtőkön belül is azonosíthatók olyanok, amelyek felszínmozgásra hajlamosak. Az ilyen és az egyéb felszínmozgásokat (suvadások, sárfolyások, kőzetomlások), illetve azokat a helyeket, ahol korábban ilyen folyamatok lezajlottak, a térképen vörös kereszt jelöli. Az olyan területek, ahol duzzadásra hajlamos agyagok jelennek meg, emberéletet is veszélyeztethetnek vagy anyagi károkat okozhatnak, és hasonló kockázatot jelentenek az összenyomódásra hajlamos kőzetek (pl. tőzeg) vagy a terhelés, illetve rezgés (pl. földrengés) hatására megfolyósodó ún. folyós homokkal borított részek is.

További mérnökgeológiai problémát jelent a felszín alatti vizek (talajvíz, rétegvíz, karsztvíz) megjelenése. Az altalaj átázása egyrészt az épületek, épített szerkezetek (pl. hidak) károsodását okozhatja, másrészt megnehezíti az adott terület beépítését, hiszen a vízzel átáztatott talaj teherbírása csökken, így a tervezett garázsok, pincék beázhatnak. Ezért a térkép külön jellel ábrázolja mindazon területeket, ahol a felszínhez nagyon közel (<2 m-re) összefüggő víztömeg található. A tervezésnél emellett természetesen figyelembe kell venni a felszínen megjelenő vizeket, mocsaras, vizenyős területeket is.

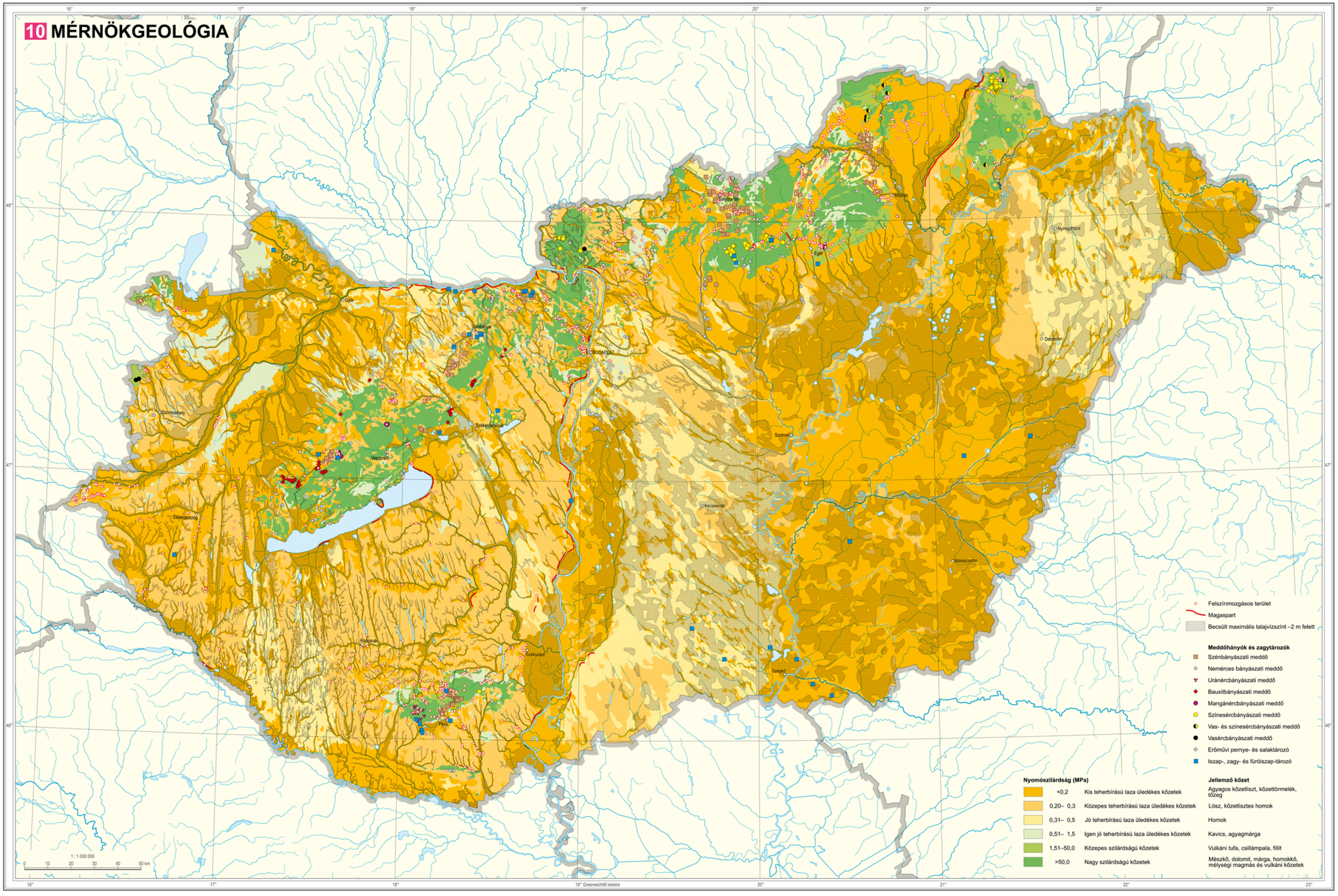
A természetes mérnökgeológiai adottságokat egyre inkább befolyásolja az emberi tevékenység. A hatás lehet előnyös (pl. csúszásveszélyes lejtők stabilizálása), de lehet káros is (települések alápincézése, s ezen üregek beomlása). A térkép – méretaránya miatt – az emberi tevékenység hatását csak a nagyobb területre kiható, az emberéletet és a környezetet jelentősen veszélyeztető vagy komoly anyagi kockázatot okozó helyszínekre vonatkozóan ábrázolja. Bemutatja a leggyakoribb kő-, homok- és agyagbányászat helyszíneit, valamint az ércek és egyéb nyersanyagok bányászata által érintett főbb helyeket is. Különösen a felhagyott, már nem működő bányaterületek beépítése okozhat gondot a későbbiekben az építmények állékonyságát illetően. A kőolaj- és földgázbányászatnak, valamint a vízkitermelésnek is lehet mérnökgeológiai hatása (pl. felszínsüllyedés léphet fel), és kimondottan földtani veszélyforrásnak tekinthetők a felszín alatti bányászat által létrehozott vágatok és tárnák, valamint az alápincézett területek, mert nem megfelelő kialakításuk esetén vagy vízbetörés hatására elvesztethetik állékonyságukat, beomolhatnak, ami a felszín felé haladó felszakadást okozhat (ugyanez természetes barlangi üregek esetében is lejátszódhat).

A térképen a bányászathoz kapcsolódó meddőhányók is megjelennek. A felhagyott és nem megfelelően rekultivált bányák környezeti kockázatot is jelentenek (pl. vízszennyezést okozhatnak). A fémfeldolgozás

1 *A Tapolcai-medence pannóniai korú bazaltból felépülő hegyei*

©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

10 MÉRNÖKGEOLÓGIA



©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

során keletkező melléktermékek, erőművi salakok és pernyék (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

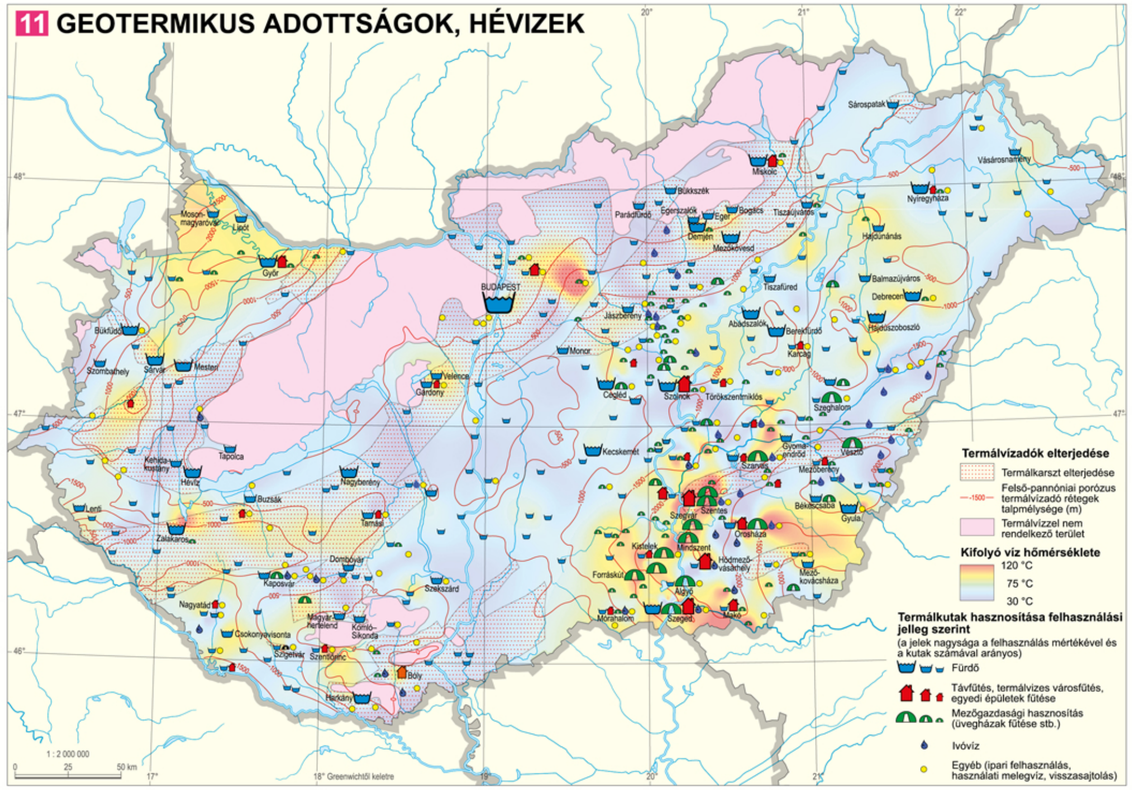
Magyarország európai viszonylatban kimagaslóan jó geotermikus adottságai a földtani felépítésnek köszönhetők. A Pannon-medence kialakulása során a térségben zajló tektonikai húzóerők hatására jelentősen elvékonyodott a litoszféralemez, az alatta található forró asztenoszféra így a felszínhez közelebb 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 35–40 °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 törmelékes 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 (hővezetéssel) utánpótlódó geotermikus hőteljesítmény, ami 264 PJ/év hőmennyiséget jelent. Ez az évi primerenergia-igény (2010-ben 1085 PJ) 24%-a. Ugyanakkor az elvileg 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 hőt hordozó felszín alatti vizekről ez nem mondható el. A termálvízkészletekből csak akkora mennyiség 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 visszasajtolással visszakerül az eredeti mélybeli tározóközegbe. Mindezen szempontok figyelembevételével a fenntartható (utánpótlódó) reális éves mélygeotermikus kapacitás a pannon porózus medenceüledékekből 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 üledéksorozaton 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 előrenyomuló selfjének peremén rakódtak le (felső-pannóniai termálvizes összlet). Ezek a képződmények a medence belsejében (az Alföld középső és déli részén) 700–2000 m-es mélységben találhatók, ahol a hőmérséklet 60–110 °C. A hidrosztatikus nyomás alatt álló felső-pannóniai homokos összletek a termálvíz kitermelése szempontjából kedvező hidraulikai paraméterekkel rendelkeznek: pórustérfogatuk elérheti a 20–30%-ot, vízvezető képességük a 4×10^{-6}–5×10^{-5} m/s értéket. A vizek általában alkáli $NaHCO_3$-os jellegűek, alacsony-közepes oldottanyag-tartalommal. Ezeket a vízadókat széleskörűen hasznosítják balneológiai, illetve közvetlen hőhasznosítási céllal (elsősorban az Alföld középső és déli részén fóliasátrak és üvegházak fűtésére, valamint városok fűtésére is) 11.

A másik jelentős termálvíztartó képződménycsoport az üledékes medencealjzatot felépítő karsztosodott paleozóos és mezozóos (ó- és középidei) karbonátos képződményekhez, illetve a repedezett-mállott kristályos kőzetek jelentős törészónáihoz kötheto, 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. Fábiánsebestyén, Nagyszénás) túlnyomásos mélybeli rezervoárok is ismertek a medencealjzatban, amelyek a jövőbeli villamosenergia-termelés potenciális helyszínei. A karbonátos medencealjzatban tárolt, felszíni utánpótlódással rendelkező aktív regionális vízáramlások részét képező termál karsztvizek általában kis oldottanyag-tartalmú $CaMgHCO_3$-os jellegűek, míg a regionális vízáramlásoktól távoli, utánpótlódás nélküli zárt tárolókban magas oldottanyag-tartalmú, jellemzően NaCl-os vizek találhatók.

11 GEOTERMIKUS ADOTTSÁGOK, HÉVIZEK



©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

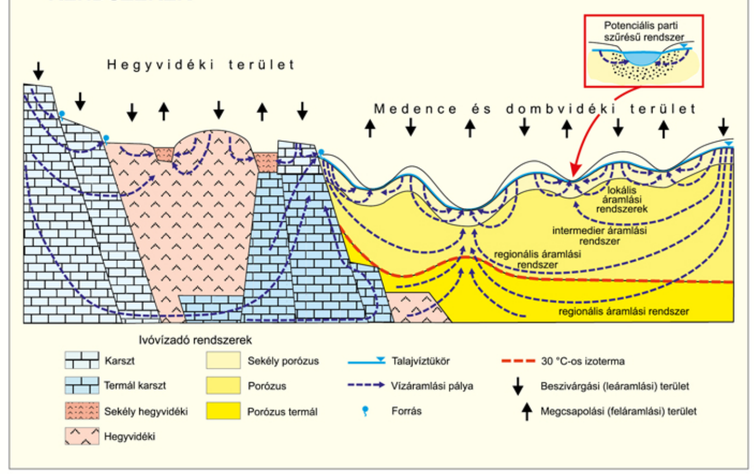
E két fő termálvíztartó összleten kívül meg kell említeni a helyi jelentőségű idősebb miocén karbonátos-homokos tárolókat, amelyek tipikusan a medencealjzat kiemelkedéseit helyenként sapkaszerűen borító néhány 10 m vastag, általában magas oldottanyag-tartalmú termálvizeket tartalmazó képződmények. Potenciális közvetlen hő-, illetve esetlegesen kapcsolt áram- és hőtermelésük korlátait elsősorban kis kiterjedésük és magas oldottanyag-tartalmuk jelenti. Emellett a jövőbeli villamosenergia-termelés (illetve kapcsolt áram- és hőtermelés) perspektivikus területei a medencealjzatban 3–5 km közötti mélységben található kristályos (uralkodóan gránitos) kőzetek, amelyek a mesterségesen fejlesztett földhőrendszereket (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, esetükben jellemzően középületek (önkormányzati épületek, városháza, könyvtár, iskola stb.) fűtése valósult meg termálvízzel, de az újonnan kiépült termálvíz-csővezetékre csatlakoznak lakóingatlanok, ipari felhasználók is. Ilyen típusú városfűtési rendszerek az elmúlt években több településen is kiépültek (pl. Törökszentmiklós, 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 szektorban történő 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 túltermeléssel jellemzett alföldi régiókban, azonban a használt termálvíz jelenleg alacsony részarányú visszasajtolásának 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 földhőszivattyúzás jellegzetessége, hogy hűtési célra is felhasználható, szezonálisan váltakozó fűtési és hűtési igény mellett megtérülési mutatója és fenntarthatósága tovább javul. Magyarország éghajlata mellett ez az előny a nagyobb hűtésigényű épületek (elsősorban kereskedelmi és irodaépületek) esetén érvényesülhet. A hőszivattyúk elterjedtsége Magyarországon azonban sajnálatosan még alacsony.*

12 A FŐ FELSZÍN ALATTI (IVÓ)VÍZADÓK ÉS A JELLEMZŐ ÁRAMLÁSI RENDSZEREK



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 $NaHCO_3$-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 középértékkel jellemezhető $NaHCO_3$-os és $NaHCO_3Cl$-os vizek hasznosítása, előbbi körülbelül 45%-os, utóbbi közel 25%-os részaránnyal. 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 $NaHCO_3$-os, $CaMgNaHCO_3$-os jellegűek és hőmérsékletük a 30–35 °C-os tartományban változik. A sekélyebben elhelyezkedő langyos rétegvizek ivóvízként történő hasznosítása 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 vízadók); ezek olyan felszín alatti kőzetréteget vagy kőzetrétegeket, illetve más földtani képződményeket jelentenek, amelyeknek a porozitása és áteresztő képessége lehetővé teszi a felszín alatti víz jelentős áramlását, vagy jelentős mennyiségű felszín alatti víz kitermelését.

A felszín alatti vizek zömét a csapadékból származó víz képezi, míg kisebb részét a földtörténet során tengeri, tavi, esetleg folyóvízi környezetben képződött üledékek pórusaiba zárt (csapdázódott) 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 törmelékes üledékes kőzetekben található, néhány 10 m mélységig terjedő sekély porózus víztartókban kialakuló lokális áramlási rendszerek révén rövid – általában pár naptól pár tíz évig terjedő – idő alatt megcsapolódik, és forrásokként, illetve vízfolyásokban vagy állóvizekben lép a felszínre. Emellett a porózus víztartókra közbülső (intermedier) és nagy regionális áramlási rendszerek is jellemzők, több száz évestől akár több tíz-, vagy akár többszázezer éves vízkorokkal. A vizek korának, azaz a beszivárgástól vagy a csapdázódástól a vizsgálat helyszíneig, illetve időpontjáig eltelt időnek a megállapítására gyakran izotópos vizsgálatokat alkalmaznak.

A víztartók gyakran átnyúlnak az országhatáron, így nem ritka ugyanazon vízadó szomszéd országok általi egyidejű kitermelése, ami hosszú távon egyeztetett vízgazdálkodást igényel.

Európa legtöbb országában a felszín alatti vizek mindig jelentős szerepet játszottak a vízellátásban. A *Vízgyűjtő-gazdálkodási Terv* (továbbiakban: *VGT*) szerint Magyarország felszín alatti vízkészlete 2410 millió m³/év, melyből közel 745 millió m³ éves mennyiséget kutakkal, illetve forrásvízművekkel hasznosítanak.

Ha a vízadó ivóvízellátásra hasznosítható, akkor ivóvíztartónak nevezzük.

Az ivóvíz forrása lehet felszíni és felszín alatti víz is. A magyarországi közműves ivóvízellátás 92%-a felszín alatti vízből történik. Az ivóvíz az ország valamennyi

*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 rendszeresen ellenőrzik. Az emberi fogyasztásra szánt víz minőségéről szóló előírásokat az Európai Tanács 98/83/EK irányelve rögzíti, Magyarországon pedig az ivóvíz minőségi követelményeiről és az ellenőrzés rendjéről szóló 201/2001. (X. 25.) kormányrendelet szabályozza.*

©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

településén biztosítva van, közel 96%-ban közvetlenül a lakásokba bevezetett ivóvízzel, míg a fennmaradó 4%-ban a lakosság a lakótelekre bevezetett vagy az attól maximum 100–150 méterre lévő közüzemi rendszerről veszi az ivóvizet. A hazai ivóvízfogyasztás átlagosan 110 l/fő/nap, ami körülbelül 400 millió m^3-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 (mészkő, dolomit) is 13. Az ivóvízellátásra a porózus víztartók a legelterjedtebbek, melyek egyben Magyarország legnagyobb kiterjedésű hidraulikailag összefüggő felszín alatti víztestcsoportjai. Az Alföldön az ivóvíztermelésre alkalmas maximális mélység jellemzően 400 m, mivel a magas geotermikus gradiens miatt e mélység alatt a víz hőmérséklete már meghaladja az ivóvízellátásra kevésbé alkalmas 30 °C-os határértéket.

Gyűjtőfogalomként karsztos vízadóknak nevezik a jellemzően repedezett, karsztosodott mészkő- és dolomitkőzeteket, melyek regionális ivóvízadó szerepe is jelentős. Karsztos ivóvízadók jelentős kiterjedésben találhatók a Dunántúli-középhegységben, ahol a nagy vastagságú mezozóos, döntően triász időszaki mészkő- és dolomitkőzeteket főkarsztvíztározónak nevezik. Szoros hidraulikai kapcsolatban állnak velük a közvetlenül rátelepülő fiatalabb (pl. eocén korú) mészkőfajtákban tárolt karsztvizek. Működő és potenciális karsztos ivóvízadók 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 vízadók.

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

Fontos kiemelni a parti szűrésű vízadórendszereket, amelyek szerepe igen jelentős a hazai ivóvízellátásban. A parti szűrésű vízkészlet nagyobb részben a felszín alatti rendszerben rövid ideig tartózkodó felszíni vízből, míg kisebb hányadban a háttér (a folyómedertől távolabbi sekély vízadó rétegek) felszín alatti vizeiből – amit folyómederbeli vagy mederközeli kutakkal termelnek ki – származik. Budapest ivóvízellátása teljes mértékben parti szűrésű rendszeren keresztül biztosított, 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 – 2014-ben még mindig 88 település ivóvízellátását érintette. Néhány ivóvízadó szintén természetes eredetű bór- és fluoridtartalma is határérték (1 mg/l, illetve 1,5 mg/l) fölötti; ez 2014-ben bór esetén 14 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 ásványvíznek. Az európai uniós jogszabályok nem tartalmaznak ilyen megkötéseket, így uniós csatlakozásunkat követően a jogharmonizáció eredményeként a magyarországi ásványvíz-minősítésből is kikerült a kritérium. Jelenleg természetes ásványvíznek minősül minden olyan víz, amely védett felszín alatti vízadó rétegből származik, eredendően szennyeződésmentes, ásványianyag- és nyomelemtartalma, valamint egyéb összetevői következtében egészségügyi szempontból előnyös tulajdonságokkal rendelkezik, és egyértelműen megkülönböztethető az ivóvíztől, összetétele 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 2007-ig 105 l-re, 2015-ben 126 l-re, de a várható növekedés ellenére is alacsonyabb a francia- és németországi (140 l/fő), nagymértékben pedig az olaszországi értéknél (180 l/fő).

2014 márciusában 123-féle engedélyezett palackozott ásványvizet tartottak számon Magyarországon 13. A palackozott ásványvizek közel 60%-a $CaMgHCO_3$-os típusú, amelyeket jellemzően vagy karsztos vízadókból, vagy a porózus medenceterületek üledékeinek felsőbb zónáiból nyernek ki, jellemzően az intermedier és regionális áramlási rendszerek beszivárgási, leáramlási részein. Néhány esetben a mezozóos vagy miocén kőzetekből származó vizek 20–25% közötti szulfáttartalommal is rendelkeznek. A palackozott ásványvizek további körülbelül 13%-a $NaHCO_3$-os jellegű, amelyeket jellemzően az Alföld feláramlási részein termelnek ki, vagy ahol a felszín alatti vízáramlás során, ioncsere révén a nátrium lesz a meghatározó kation (ilyenek jellemzően a felső-pannóniai üledékes összletek vízadói). 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 2017-ben megalakult Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (MBFSZ), illetve jogelődje, a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal (MFBH) hivatalos állami nyilvántartása a 2015. év végén több mint 3500 lelőhelyet tartott számon, három csoportba – energiahordozók, ércek és nemfémes 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 (feketeszén, barnaszén, lignit), valamint az urántartalmú ásványi nyersanyagokat. Az utóbbi időben a szénhidrogéneken 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) – termelésbe 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 indult meg ott is a kitermelés. A nyilvántartásban 2015-ben mintegy 300 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. Ezeken kívül kisebb lelőhelyeket találunk a Bükk déli részén, valamint a Kisalföldön is 14.

Az utóbbi két évtizedben a kőolaj évi termelése 1,8 millió t-ról 0,64 millió t-ra, a földgázé 5,0 milliárd m^3-ről 1,9 milliárd m^3-re csökkent. A kőolajkészlet a 2015. év végi nyilvántartás szerint 649,6 millió t, a földgázkészlet 4116,3 milliárd m^3.

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

Feketekőszén-telepeket a Mecsekben, barnakőszéntelepeket a Dunántúli-középhegységben – Tatabányai-, Oroszlányi-, Dorog–Pilisi-szénmedence, Bakony északi előtere, Ajka és Várpalota térsége – és az Északi-középhegységben – Borsodi-, Nógrádi-szénmedence – ismerünk. Jelentős vagyont 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 bezártak a zömében mélyművelésű barnaszénbányák, a 2004. év végével pedig megszűnt a feketeszén kitermelése 2. 2012-ben már csak néhány barnaszénbánya üzemelt. Az utolsóként bezárásra ítélt Márkus-hegyi szénbánya (2012. évi termelése 0,7 millió t) mellett lakossági célú termelés zajlott még négy kisebb külfejtéses üzemben, a Dunántúlon (Dudar V. – Nagyesztergár) és a Borsodi-szénmedencében (Feketevölgy II. külfejtés, Sajókaza III., Sajókaza IV. – utóbbiban kavicstermeléssel együtt). A szenek közül az utóbbi húsz évben a lignit kitermelése volt a legnagyobb mértékű. A két nagy lignittermelő külfejtésen (Bükkábrány, Visonta) évente közel 9 millió t lignitet termelnek, amelyet a visontai hőerőműben használnak elektromos energia termelésére.

2 *Jura időszaki feketekőszén egykori külfejtése Pécs mellett*

Egészében az utóbbi két évtizedben a feketeszén termelése 1,4 millió t-ról 0 t-ra, a barnaszén termelése 8,4 millió t-ról 0,16 millió t-ra csökkent, ugyanakkor a lignité 6,6 millió t-ról 9,1 millió t-ra emelkedett.

A bányabezárásokkal érintett térségekben 245 lelőhelyen még jelentős szénvagyon szerepel az állami nyilvántartásban: feketeszén 1625 t, barnaszén 3195 t, lignit 5715 t.

A nemzetközi nevezéktannak megfelelően az *urán* is az energiahordozó ásványi nyersanyagok közé tartozik. Magyarországon a Mecsek területén ismerünk urántartalmú kőzettesteket, ahol évekig folyt az uránérc kitermelése, de 1997-ben megszűnt a bányászat. Az utóbbi időben a régebbi kutatások eredményeit, vagyonadatait átértékelték, így a 2015. év elején 26,8 millió t uránércvagyon szerepelt a nyilvántartásban 6 lelőhelyen.

Magyarország szén-dioxidból is jelentős vagyonnal (44,9 milliárd m^3) rendelkezik. Ugyan nem energiahordozó, mégis az energiahordozó ásványi nyersanyagokkal együtt ábrázoljuk. Termelésének döntő része a Kisalföld területéről származik, felhasználása nagyrészt élelmiszeripari. A kitermelés mennyisége az utóbbi húsz évben 0,4 milliárd m^3-ről 0,1 milliárd m^3-re csökkent.

Ércek

Magyarországnak több száz éves múltra visszatekintő, egykor igen jelentős, világszínvonalú ércbányászata volt, melynek jelentős része a jelenlegi országhatáron kívül eső területeken zajlott le. Az elmúlt évtizedekben a magyarországi ércbányászati tevékenység gyakorlatilag megszűnt. 1985-ben leállt a vasérc 3 és a szulfidos ércek (réz, ólom, cink) termelése. Ezt követően a valamikor világviszonylatban is számottevő mértékű bauxittermelés is fokozatosan csökkent, a húsz évvel ezelőtti 1,7 millió t-ról mindössze 8000 t-ra. A bauxit mellett napjainkra hazánk ércbányászatából csak a mangánérc művelése maradt meg, bár a termelés mennyisége a két évtizeddel ezelőttinek a felére (0,06 millió t-ra) esett vissza 15. Recsk környékén ugyan jelentős rézércvagyonnal rendelkezünk, de az utóbbi évtizedek gazdasági viszonyai nem tették lehetővé a termelés megindítását. Az állami nyilvántartásban 282 lelőhely ércvagyona szerepel, ezen belül a jelentősebb ércvagyon: vasérc 43,1 millió t, ólom- és cinkérc 90,8 millió t, rézérc 781,2 millió t, nemesfémércek 36,6 millió t, mangánérc 79,0 millió t, bauxit 123,9 millió t.

3 *Az egykori rudabányai sziderites vasércbánya felhagyott külszíni fejtése*

Nemfémes ásványi nyersanyagok

Nemfémes ásványi nyersanyagokon az energiahordozókon és érceken kívül előforduló – legkülönfélébb földtörténeti korú és képződésű, a nemzetgazdaság igen széles területein hasznosítható – több mint 60-féle szilárd halmazállapotú ásványi nyersanyagfajtát értjük, amelyek ismert vagyonának mennyisége összesen 22 379 millió t. Ez a készletmennyiség összesen 2250 lelőhely között oszlik meg. A 2015-ben kibányászott nemfémes ásványi nyersanyagok mennyisége több mint 55 millió t volt. Közülük a legnagyobb mennyiségben kitermelt nyersanyagok a kavics, a homok, az agyagfélék, a különböző karbonátos képződmények (mészkő, dolomit, márga), a vulkáni kiömlési kőzetek (andezit, bazalt, riolit) és ezek szórt vulkáni törmelékes változatai, a különböző tufák, tufitok. Jelentős a perlit és a tőzegfélék kitermelése is. Mindezek mellett kisebb-nagyobb mennyiségben többféle további 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.

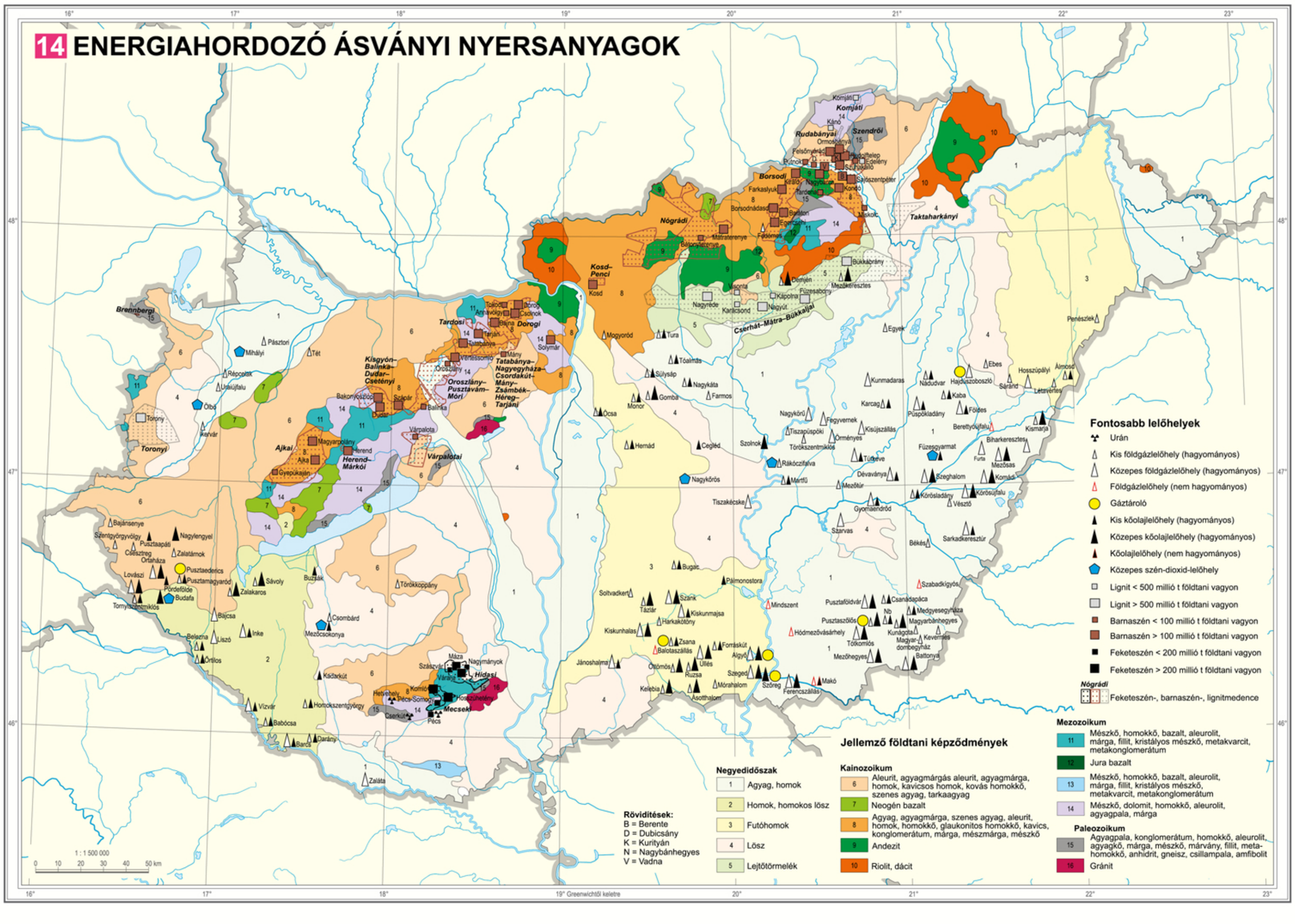
Alföld

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, csillámpala) és gránit építik fel, egyes övezetekben mezozóos kőzetekkel fedve. Északabbra, a Tiszántúl területén erősen deformálódott nagy vastagságú kréta és paleogén márga és homokkő (flis) képezi a medencealjzatot. A Közép-magyarországi-vonaltól északra uralkodóan mezozóos karbonátos kőzeteket tártak fel a fúrások a kainozóos rétegsorok alatt.

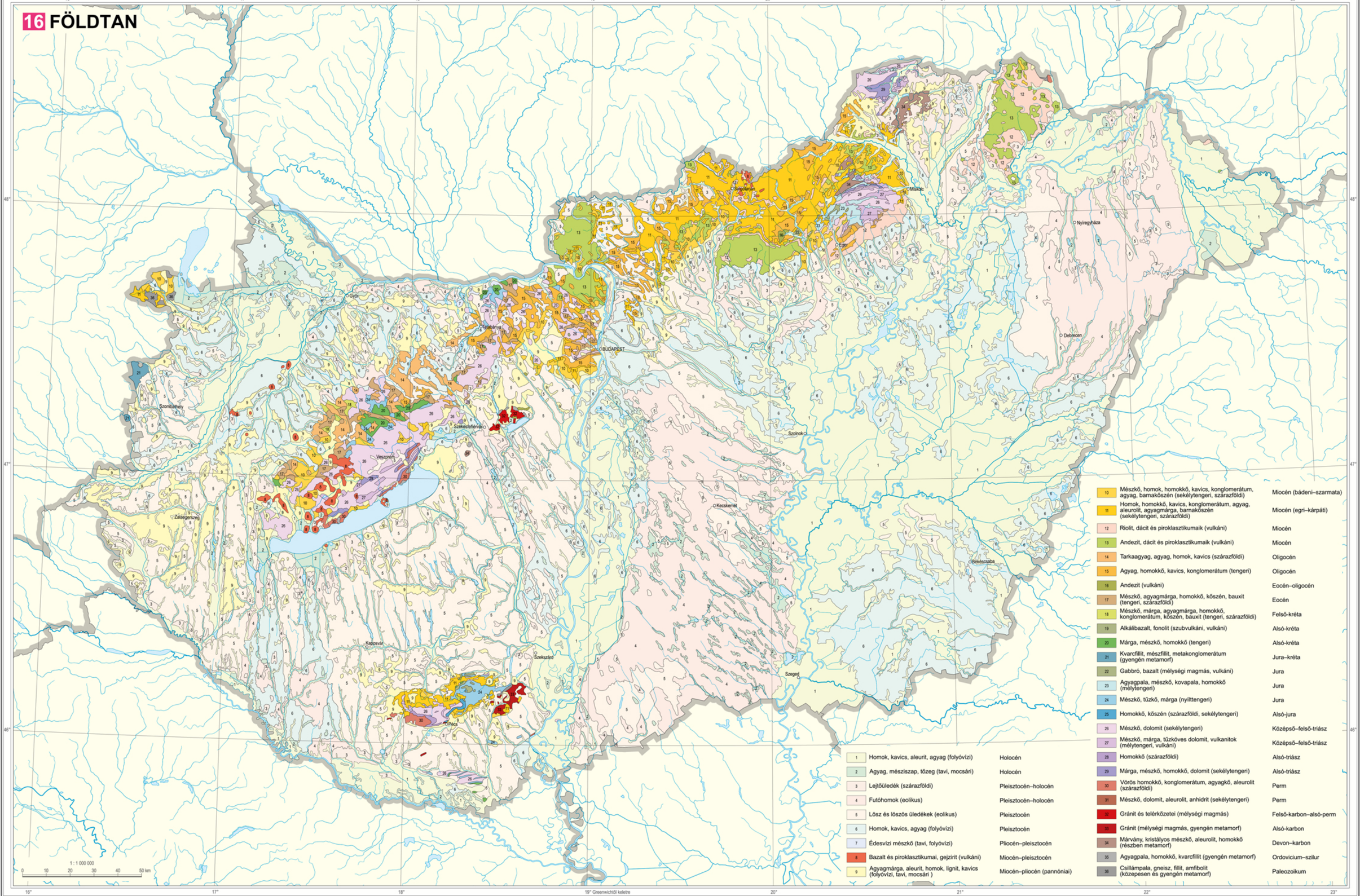
©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

14 ENERGIAHORDOZÓ ÁSVÁNYI NYERSANYAGOK


Fontosabb lelőhelyek
Urán
Kis földgázlelőhely (hagyományos)
Közepes földgázlelőhely (hagyományos)
Földgázlelőhely (nem hagyományos)
Gáztároló
Kis kőolajlelőhely (hagyományos)
Közepes kőolajlelőhely (hagyományos)
Kőolajlelőhely (nem hagyományos)
Közepes szén-dioxid-lelőhely
Lignit < 500 millió t földtani vagyon
Lignit > 500 millió t földtani vagyon
Barnaszén < 100 millió t földtani vagyon
Barnaszén > 100 millió t földtani vagyon
Feketeszén < 200 millió t földtani vagyon
Feketeszén > 200 millió t földtani vagyon
Nógrádi
Feketeszén-, barnaszén-, lignitmedence
Jellemző földtani képződmények
Negyedidőszak
1 Agyag, homok
2 Homok, homokos lösz
3 Futóhomok
4 Lösz
5 Lejtőtörmelék
Kainozoikum
6 Aleurit, agyagmárgás aleurit, agyagmárga, homok, kavicsos homok, kovás homokkő, szenes agyag, tarkaagyag
7 Neogén bazalt
8 Agyag, agyagmárga, szenes agyag, aleurit, homok, homokkő, glaukonitos homokkő, kavics, konglomerátum, márga, mészmárga, mészkő
9 Andezit
10 Riolit, dácit
Mezozoikum
11 Mészkő, homokkő, bazalt, aleurolit, márga, fillit, kristályos mészkő, metakvarcit, metakonglomerátum
12 Jura bazalt
13 Mészkő, homokkő, bazalt, aleurolit, márga, fillit, kristályos mészkő, metakvarcit, metakonglomerátum
14 Mészkő, dolomit, homokkő, aleurolit, agyagpala, márga
Paleozoikum
15 Agyagpala, konglomerátum, homokkő, aleurolit, agyagkő, márga, mészkő, márvány, fillit, metahomokkő, anhidrit, gneisz, csillampala, amfibolit
16 Gránit
Rövidítések:
B = Berente
D = Dubicsány
K = Kurityán
N = Nagybánhegyes
V = Vadna
Brennbergi
Mihályi
Pásztori
Tét
Répcelak
Csornai
Olbó
Torony
Toronyi
Kisgyőr–Balinka–Dudar–Csetényi
Tardosi
Dorogi
Tatabánya–Nagyegyháza–Csordakút–Mány–Zsámbék–Héreg–Tarjáni
Orosztány–Pusztavám–Móri
Ajkai
Herend–Márkói
Várpalotai
Kosd–Penci
Nógrádi
Borsodi
Rudabányai
Szendrői
Komjáti
Taktaharkányi
Csernely–Mátra–Bükkalja
Mecsek
Hidasi
Pécs
Szentgyörgyvölgy
Pusztaapáti
Nagylengyel
Zalatárnok
Pusztaederics
Pusztamagyaród
Pördefölde
Budafa
Lovászi
Sávoly
Zalakaros
Buzsák
Csombárd
Mezőcsokonya
Bajcsa
Liszó
Inke
Belezna
Örtilos
Vízvár
Babócsa
Bárdi
Darány
Homokszentgyörgy
Kisdarkút
Törökkoppány
Zalata
Máza
Szászvár
Nagymányok
Hetvehely
Bicske-Somodor
Komló
Pécsi-szénmező
Cserkút
Pécs
Mágocs
Sásd
Magyarszék
Herend
Gyepükaján
Ajka
Bakonyoszlop
Szőcsér
Csetény
Balinka
Várpalota
Tokod
Árpavölgy
Csolnok
Bánya
Dorog
Tarján
Tatabánya
Vértesszőlős
Mány
Solymár
Oroszlány
Bánhida
Tát
Kisbér
Tata
Komárom
Mogyoród
Kosd
Nagyrede
Karácsond
Nagyút
Kápolna
Füzesabony
Bükkábrány
Mezőkeresztes
Borsodnádasd
Farkaslyuk
Bánréve
Sajószentpéter
Kondó
Szikszó
Putnok
Felsőnyárád
Ormosbánya
Rudabánya
Kánó
Komjáti
Szendrő
Taktaharkány
Egyek
Penészlek
Ebes
Hosszúpályi
Almosd
Sáránd
Létavértes
Hajdúszoboszló
Kaba
Földes
Kunmadaras
Nádudvar
Karcag
Püspökladány
Berettyóújfalu
Kisújszállás
Nagykőrös
Cegléd
Szolnok
Törökszentmiklós
Tiszaörs
Tiszaalpár
Mezőtúr
Füzesgyarmat
Szeghalom
Vésztő
Körösladány
Gyomaendrőd
Szarvas
Békés
Sarkadkeresztúr
Szabadkígyós
Csanádapáca
Medgyesegyháza
Magyarbánhegyes
Kunágota
Kevermes
Battonya
Pusztaföldvár
Pusztaszőlős
Tótkomlós
Mezőhegyes
Makó
Ferencszállás
Szőreg
Szeged
Algyő
Mórahalom
Ásotthalom
Ülés
Röszke
Fornaskút
Zsana
Balotaszállás
Ötvösmező
Kelebia
Jánoshalma
Kiskunhalas
Harkakötöny
Tázlár
Szank
Kiskunmajsa
Soltvadkert
Bugac
Pálmonostora
Mindszent
Hódmezővásárhely
Tiszakécske
Dévaványa
Mezőkovácsháza
Mezőkeresztes
Bükkábrány
Füzesabony
Hevesaranyos
Kápolna
Nagyút
Karácsond
Nagyréde
Gyöngyös
Visonta
Bélapátfalva
Mátraverebély
Mátraszőlős
Mátraterenye
Salgótarján
Bánréve
Borsodnádasd
Farkaslyuk
Putnok
Felsőnyárád
Ormosbánya
Rudabánya
Kánó
Komjáti
Szendrő
Tekebánya
Martonyi
Rudabánya
Nézsa
Pétervására
Gyöngyösoroszi
Mátraszentimre
Mátrafüred
Bükkszentkereszt
Egerszólát
Bükkszenterzsébet
Ózd
Bánréve
Sajószentpéter
Kondó
Szikszó

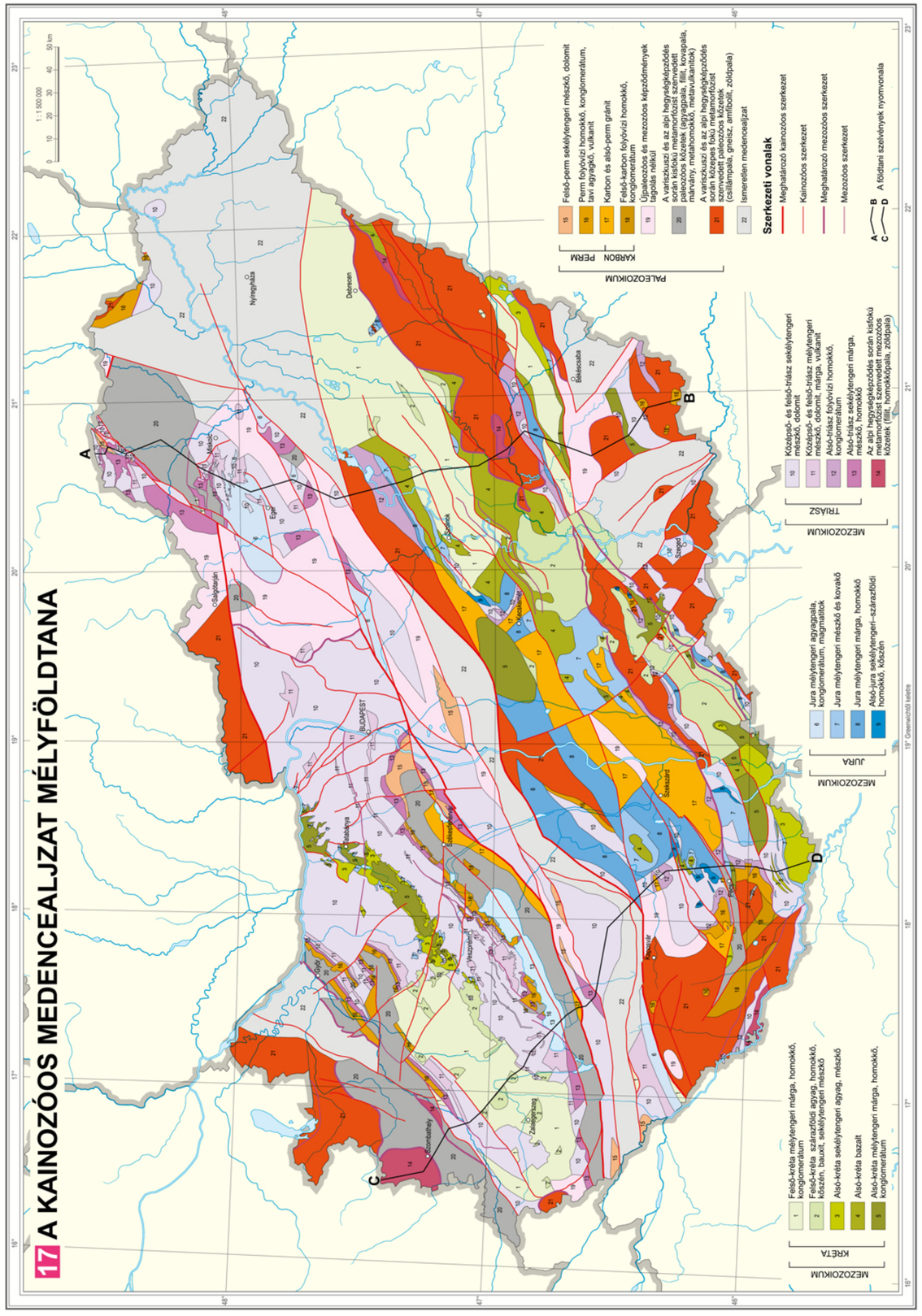
16 FÖLDTAN



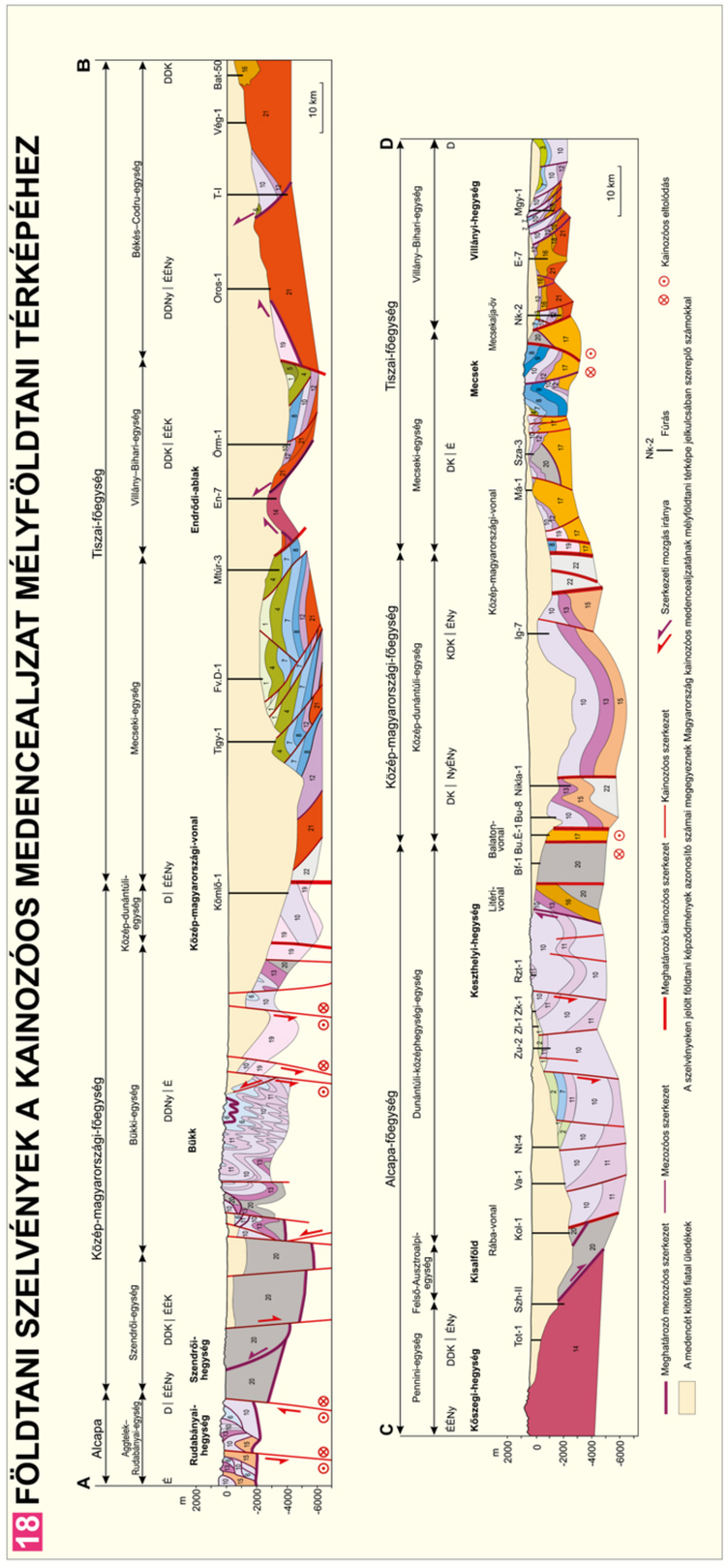
©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

II.



©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018



4 *Pannóniai bazaltvulkán kürtője a Ság-hegyen*

A Pannon-medence kialakulásának korai szakaszában, a középső-miocén kezdetén tektonikus árkok jöttek létre (Jászság, Nyírség, Derecskei-, Makói-, Békési-süllyedékek), 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 is a Pannon-medence egyik részmedencéje. Aljzatát északnyugaton az Alsó-Ausztroalpi-takarórendszerhez tartozó, közepes mértékben átalakult kőzetek (csillámpala és gneisz) és a Felső-Ausztroalpi-takarókhoz hasonló, enyhén metamorfizált paleozóos üledékes kőzetek (fillit, homokkőpala, dolomit) építik fel, délkeleten viszont a Dunántúli-középhegységi-egységhez tartozó ugyancsak kevéssé metamorfizált paleozóos kőzetekre perm és triász üledékes kőzetek is települtek.

A középső-miocénben a Pannon-medence képződésének korai szakaszához köthetően törésekkel határolt hátak 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 homokkövek és mészkövek képződtek, de helyenként szárazföldi üledékek – kavics és agyag – halmozódtak fel. Az üledékképződést a késő-miocén korai szakaszáig terjedő intenzív vulkánosság kísérte, 1500 m-t meghaladó vastagságú vulkáni kőzettömeg létrejöttét eredményezve. Mintegy 12 millió évvel lett az a terület is a Pannon-tó része. A félszigetekkel, szigetekkel tagolt tó mélyebb részein agyagos, peremein 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 üledékképződés 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, Kis-Somlyó a Kemenesalján). A süllyedés és az üledékképződés a pleisztocénben és a holocénben is folytatódott, a legintenzívebben süllyedő központi medencerészben, Győr környékén további, mintegy 500 m vastag folyóvízi, valamint szél szállította üledék rakódott le.

©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

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

Alpokalja

A Középső-Keleti-Alpokhoz tartozó Stájer Elő-Alpok nyúlványaként a Soproni- és a Kőszegi-hegység paleozóos és mezozóos átalakult (metamorf) kőzetei a Keleti-Alpok takarórendszerének legkeletibb felszíni vonulatait alkotják. A Soproni-hegységet uralkodóan az Alsó-Ausztroalpi-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) kisfokú átalakulásával 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-dombság és a Közép-Dráva-síkvidék – szerkezetföldtanilag az egykori Zalai- és Dráva-medencék – a Pannon-medence kialakulásának korai szakaszában, az alsó- és középső-miocén idején létrejött tektonikus süllyedékek, 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 andezittufa 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 korai fejlődési szakaszában létrejött tektonikus árkokban nagy vastagságú riolit ártufa (ignimbrit) 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 paleozóos kőzetek, karbon időszaki homokkövek és mezozóos 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 részeken 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 süllyedés a pleisztocénben is folytatódott, további 250 m vastag folyóvízi üledék képződését eredményezve.

A Dunántúli-dombvidék további, a Dunántúli-középhegység és a Mecsek közt fekvő területein a kainozóos kőzetek alatt északabbra a Közép-dunántúliegység triász időszaki karbonátos kőzetei, délebbre a Tiszai-egység paleozóos magmás és metamorf, valamint változatos kőzetekből álló mezozóos képződményei találhatók. A kora-miocén vastag folyóvízi konglomerátum és homokkő lerakódását követően, tektonikus árkokban, nagy vastagságú riolit ártufa képződött. A középső-miocén idején megindult tengerelöntés során viszonylag mély, nyílt tengerben agyagos kőzetek jöttek létre, majd a késő-miocén korai 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 süllyedés.

A dombvidékből legmagasabbra kiemelkedő Mecsek, a hegységtől délre lévő dombvidék és a Villányi-hegység legidősebb kőzetei a Mecsek déli határánál húzódó Mecsekalja törési övezetben és attól délkeletre, a Geresdi-dombságon találhatók. Az utóbbi területen a kora-karbonban benyomult mélységi magmás kőzet, a gránit tömegei bukkannak felszínre. A Mecsektől délre – helyenként csupán vékony pleisztocén-holocén üledékkel borítva – ugyancsak a variszkuszi hegységképződés során létrejött metamorf kőzetek (csillámpala, gneisz, amfibolit, alárendelten szerpentinit és márvány) találhatók, amelyekre antracit rétegeket is

6 *A kora-triász folyóvízi eredetű homokkőből felépülő ún. Babás-szerkövek Kővágószőlős felett*

tartalmazó karbon időszaki szürke homokkő települ, majd perm időszaki folyóvízi eredetű vörös homokkő, aleurolit és vulkáni kőzetek (riolit) következnek. A Mecsek nyugati részében található a legteljesebb, kb. 3000 m vastag permi 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 összlet 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 tengermélyülés 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 időszaki képződményei számottevően különböznek a Mecsekétől. A jura mély- és sekélytengeri időszakaiban mészkövek képződtek, majd a jura végén a tenger rövid időre visszahúzódott, 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 kainozoikum legnagyobb részében a terület szárazulat volt. A kora-miocénben a Mecsek északi előterében és a hegységen belüli medencékben vastag folyóvízi üledéksor rakódott le. Erre vagy közvetlenül a mezozóos kőzetekre helyenként riolittufa és andezit települt. A középső-miocénben partközelben sekélytengeri mészkő, a mélyebb medencerészeken

7 *Késő-triász sekélytengeri dolomit a veszprémi Séd-völgyben*

homok, kőzetliszt, agyag és agyagmárga keletkezett. A Pannon-tó üledékképződése általában kavics lerakódásával indult, amit nyílt tóban 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 korai időszakaiban (ordovícium, szilur, devon) létrejött tengeri üledékes kőzetek, amelyek a variszkuszi hegységképződés során fillitté alakultak át. A perm időszak korai szakaszában 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 került, ami felett a triász időszak korai szakaszának sekélytengerében keletkezett, néhány száz m vastag márga, homokkő, mészkő és dolomit réteg-sor következik. Ezt a középső-triászban mélytengerben keletkezett tűzköves mészkő fedi, amibe vulkáni tufarétegek iktatódnak be; ugyanakkor a Dunántúli-középhegység északkeleti részén, Veszprém környékétől a Budai-hegységig közel 1000 m vastagságban sekélytengeri dolomit képződött.

©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

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

A triász időszak késői szakaszának kezdetén a középhegység területének uralkodó része sekélytengeri környezetté vált, és az elkövetkező mintegy 20 millió évben az egyenletesen süllyedő aljzaton 2000 – 3000 m vastagságú dolomit 7 és mészkő jött létre. Ezek a jól karsztosodó kőzetek építik fel a Keszthelyi-hegység, a Bakony, 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 idősebb szakaszában is mélytengeri körülmények uralkodtak, de míg a Bakonyban fehér színű tűzkőlencséket 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 összetorlasztották a korábban képződött kőzeteket és egy hatalmas északkelet – délnyugati 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 időszaki mészkövek 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 korai és középső szakaszában a Dunántúli-középhegység uralkodó része szárazföld volt, csak helyenként képződtek sekélytengeri kavicsos-homokos üledékek és mészkövek. A Pannon-tó fejlődésének korai szakaszában a Dunántúli-középhegység a tóba benyúló félsziget 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 pleisztocénben a középhegység erőteljesen megemelkedett, nagy részén lepusztulás folyt, Duna menti részein pedig folyóvízi teraszok alakultak ki, miközben a Gerecsében 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 Csővári-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-rögvidékben és az Upponyi-hegységben bukkannak felszínre. Itt a paleozoikum első felében (ordovícium – karbon) keletkezett sekély- és mélytengeri kőzetek találhatók, amelyek az alpi hegységképződés során kisfokú metamorfózist szenvedve fillitté, illetve kristályos mészkővé, márvánnyá alakultak át. A Bükköt uralkodóan karbon, perm, triász és jura időszaki kőzetek építik fel, amelyek ugyancsak gyenge metamorfózison és intenzív tektonikai deformáción mentek keresztül az alpi hegységképződés

9 *Középső-triász mészkő karros felszíne az Aggteleki-tó felett*

során. A Bükk északi része főként karbon és perm korú palákból és mészkőfajtákból áll, míg a Bükk központi fennsíkját elsősorban triász időszaki dolomit, mészkő, valamint vulkáni kőzetek alkotják. A hegység nyugati részén jura időszaki mélytengeri pala és konglomerátum, továbbá bazalt és gabbró bukkan felszínre. Ezeket a kőzeteket helyenként eocén sekélytengeri mészkő fedi.

A Gömör – Tornai-karszt részét alkotó Rudabányai-hegység triász és jura kőzetek (kőzetlisztes-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 mezozóos karbonátos kőzetei, a Bükki-egységhez tartozó paleozóos és mezozóos képződmények, illetve az Északnyugati-Kárpátok Vepori-egységének metamorf kőzetei találhatók. Hosszú szárazföldi, lepusztulási szakaszt követően a területet a késő-eocén idején, mintegy 37 millió évvel ezelőtt borította el sekélytengeren, 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 rétegvulkánnak a felépülése, amelynek kőzetei a Mátra főgerincétől észak-északkeletre (Mátrahát) ismertek. A késő-oligocén – kora-miocén során a medence belsejében márga és aleurolit, a peremek 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-árokban. 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 vulkáni működés kezdődött el, felépítve a Visegrádi-hegység, a Börzsöny és a Mátra fő tömegét, illetve a Cser-

11 *A Kis-Salgó (vagy Boszorkány-kő) tetőszintjének lemezes bazaltja a Medves-vidéken*

hát egy részét. A lávakőzetekből, vulkáni breccsákból és tufákból felépülő rétegvulkáni összletek vastagsága az 1000 – 2000 m-t is elérheti.

A középső-miocén végén a hegyvidék területe már szárazföld volt, csak déli peremén képződött számos helyen sekélytengeri mészkő. A Zagyva-, a Sajó- és az Ózdi-árokban 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 (Zemplési)-hegységben a vulkánok működése, ami azután a késő-miocénben is folytatódott és mintegy 10 millió éve fejeződött be: 1 – 3 km vastag riolit, dácit, andezit lávakőzetekből 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.

10 *Kora-miocén riolittufa erodált felszíne Kazár határában*

©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

Magyarország Nemzeti Atlasza (MNA)
www.nemzetiatlasz.hu

Szerkesztőbizottság
Kocsis Károly (elnök)
Klinghammer István (tiszteletbeli elnök), Nemerkényi Zsombor (titkár), Horváth Gergely, Keresztesi Zoltán, Kovács Zoltán, Márton Mátyás, Zentai László

Kartográfiai Tanácsadó Bizottság
Zentai László (elnök)
Bartos-Elekes Zsombor, Bottlik Zsolt, Buga László, Elek István, Gede Mátyás, Gercsák Gábor, Györffy János, Keresztesi Zoltán, Kovács Anikó, Márton Mátyás, Nemerkényi Zsombor, Orosz László, Török Zsolt

MNA Természeti környezet kötet

Kötetszerkesztők
Kocsis Károly (főszerkesztő), Horváth Gergely, Keresztesi Zoltán, Nemerkényi Zsombor

Fejezetszerkesztők
Bihari Zita, Brezsnyánszky Károly, Csorba Péter, †Fekete Gábor, Gábris Gyula, Haas János, Horváth Gergely, Kerényi Attila, Király Gergely, Kocsis Károly, Molnár Zsolt, Pásztor László, Schweitzer Ferenc, Szabó József, Szabó Mária, Tardy János, Timár Gábor, Varga György, Varga Zoltán

Szakmai lektorok
Bölöni János, Brezsnyánszky 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

Nyelvi lektor
Kálóczy Katalin

Borítóterv
Mezei Gáspár – MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Kuti Ildikó – Civertan Bt.

Arculatterv, tipográfia
Kuti Ildikó – Civertan Bt.

Sokszorosítás
Pannónia Nyomda Kft.

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: Szarka László főigazgató
Magyar Tudományos Akadémia Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, www.csfk.mta.hu

©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

A kiadvány megjelenéséhez támogatást nyújtott:
Magyar Tudományos Akadémia
Emberi Erőforrások Minisztériuma

A kötet szerkesztésének lezárása: 2018. február 16.

ISBN 978-963-9545-55-7ö
ISBN 978-963-9545-56-4

©MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, www.mtafki.hu, Budapest, 2018

MAGYARORSZÁG NEMZETI ATLASZA
TERMÉSZETI KÖRNYEZET

Szerzők
Ádám Szilvia
† Alföldi László
Aszalós Réka
Babolcsai György
Barina Zoltán
Bartha Dénes
Bartholy Judit
Bartos-Elekes Zsombor
Bata Teodóra
Bede-Fazekas Ákos
Bihari Zita
Biró Marianna
Borhidi Attila
Bölöni János
Brezsnyánszky Károly
Budai Tamás
Czigány Szabolcs
Czúcz Bálint
Csepregi István
Csiky János
Csima Péter
Csorba Péter
Csüllög Gábor
Dancza István
Dobor Laura
Dobos Endre
Fábián Szabolcs
Fancsik Tamás
Farkas Edit
Farkas Sándor
Fazekas István
†Fekete Gábor
Ferenczi Zita
Fodor László
Fodor Nándor
Frisnyák Sándor
Gábris Gyula
Gál Nóra
Galsa Attila
†Gerhátné Kerényi Judit
Gombárné Forgács Gizella
Gyalog László
Haas János
Haszpra László
Homokiné Ujváry Katalin
Horváth Ferenc
Horváth Gergely
Illés Gábor
Iványi Krisztina
Katona Gábor
Kerényi Attila
Kevey Balázs
Király Gergely
Kiss Gábor
Kocsis Károly
Kollányi László
Konkoly-Gyuró Éva
Kovács Gábor
Kovács Tamás
Kövér Szilvia
Lakatos Mónika
Lázár Ildikó
Lepesi Nikolett
Lesták Ferenc
Lóczy Dénes
Lóki József
Lőkös László
Maginecz János
Magyar Donát
Magyari Enikő
Malatinszky Ákos
Mányoki Gergely
Mezősi Gábor
Michéli Erika
Mikesy Gábor
Molnár V. Attila
Molnár Zsolt
Mónus Péter
Nádor Annamária
†Nagymarosy András
Négyesi Gábor
Németh Ákos
Németh Csaba
Papp Beáta
Pásztor László
Pátzay György
†Pécsi Márton
Pinke Gyula
Pirkhoffer Ervin
Pongrácz Rita
Prakfalvi Péter
Putsay Mária
Rotárné Szalkai Ágnes
Scharek Péter
Schmidt András
Schmidt Dávid
Schmotzer András
Schweitzer Ferenc
Síkhegyi Ferenc
Solt Anna
Somodi Imelda
Sümegi Pál
Szabó József
Szabó Mária
Szabó Péter
Szalai József
Szalay Miklós
Szegedi Sándor
Szentiványi Árpád
Szepessy Gábor
Szépszó Gabriella
Szilassi Péter
Szmorad Ferenc
Szőcs Teodóra
Szövényi Gergely
Szurdoki Erzsébet
Tahy Ágnes
Tamás László
Tardy János
Telbisz Tamás
Tiborcz Viktor
Timár Gábor
Tirászi Ágnes
Tóth György István
Tóth László
Török Ákos
Túri Zoltán
Udvardy Orsolya
Várallyay György
Varga Gábor
Varga György
Varga Zoltán
Vasvári Mária
Vatai József
Vikor Zsuzsanna
Vojtkó András
Zagyva Tünde Andrea
Zilahi-Sebess László
Zsembery Zita

Vezető térképészek
Agárdi Norbert
Keresztesi Zoltán
Koczó Fanni
Kovács Anikó
Mezei Gáspár
Nemerkényi Zsombor
Szabó Renáta

További térképészeti közreműködők
Bagaméri Gergely
Balázs Éva
Barancsuk Ádám
Butor Zsanett
Gertheis Anna
Gulyás Zoltán
Kiss Réka
Szigeti Csaba
Sziládi József
Veszely Zsuzsanna

Technikai munkatársak
Laczkó Margit
Magyar Árpád
Poór István