AZ ÉSZAKKELETI MÁTRA FÖLDTANI ÉS KŐZETTANI VIZSGÁLATA

DR. KUBOVICS IMRE*

(VII.—X. táblával)

Összefoglalás: A mátrai helvéti-tortonai nagy andezitvulkánosság első terméke az egész hegységben elterjedt alsó andezittufa, mely földtanilag és rétegtanilag a helvéti üledékciklus zárótagjának tekinthető. A fedő alsótortonai középső riolittufától kiemelkedéssel járó kéregszerkezeti mozgások és lepusztulási időszak választja el. A riolittufa részben a denudált térszínre és az áthalmozott andezittufára rakódott le. Felette 1—2 m vastagságú andezittufa és biotitos dácittufa települ. A vulkáni összlet legfiatalabb tagját a hipersztén-andezit és a teléres szubvulkáni kifejlődésű hipersztén-karboandezit képviseli. A telér- és lávaközet szövete között fokozatos átmenet van, ami elsősorban az alapanyagbeli plagioklász és piroxénszemcsék méretének a csökkenésében nyilvánul meg. Ez — egyéb tényezőkkel összhangban — arra utal, hogy a vulkáni csatornarendszerként felfogható északkeletmátrai telérek szolgáltatták az andezittakaró anyagának jelentős részét. Az ismertetett tufaszintek az egész hegységben megtalálhatók, segítségükkel a kitörési sorrend megbízhatóan rögzíthető.

Bevezetés

1958-ban Szádeczky-Kardoss E. akadémikus irányításával megkezdett nyugatmátrai földtani-geokémiai vizsgálatok során világossá vált, hogy a hegység földtani-vulkanológiai felépítése, a vulkáni kitörés sorrendje csak az üledékes-peremi kifejlődések részletes elemzése alapján tisztázható. Ezért vizsgálataimat 1959-ben a mélyebb földtani helyzetű ÉK-i Mátrára is kiterjesztettem.

A térképezett terület (1. ábra) földtanilag és részben geomorfológiailag is átmeneti jellegű a bükkhegységi típusú kifejlődés felé. Ebből eredően e terület mind a mátrahegységi, mind a bükkhegységi kutatók figyelmét rendszerint elkerülte. A régi leírások túlnyomó része a recski ércbányászatra, a kőolajkutatásokra és a parádi üdülőtelepkörnyéki kőzetekre vonatkoznak. A jelzett szűkebb terület földtani-kőzettani vizsgálatával főleg Noszky J. [16], Rozlozsnik P. [23], Schréter Z. [24] és Kiss J. [6, 7] foglalkozott.

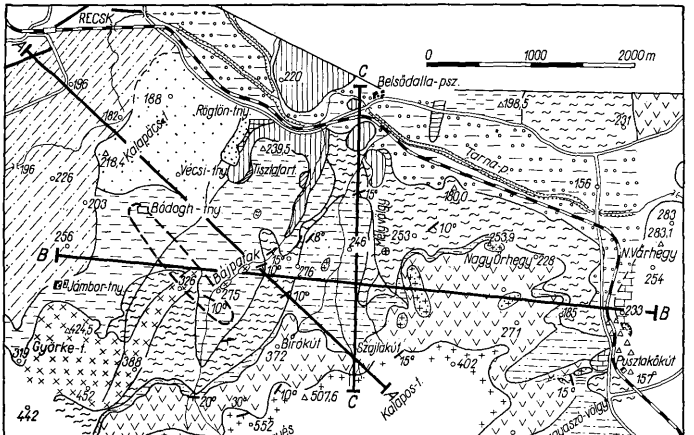
Az ÉK-i Mátra rétegtani felépítése

A Mátra legidősebb felszíni képződményei (triász, kréta) a hegység ÉK-i részén vannak. Korjelző ősmaradványokat nem tartalmaznak, ezért rétegtani besorolásuk csak a bükkhegységi analógiák alapján lehetséges [2, 6, 24]. Az oligocén és alsómiocén képződmények a környékbeli (Bükkszék stb). és a miklósvölgyi kőolajkutató fúrások anyagainak részletes mikropaleontológiai vizsgálatából ismertek. A vulkáni összlet tagolása pedig a jelenlegi mátrahegységi vizsgálatok egyik célkitűzése. A terület rétagtani felépítését az eddigi adatok alapján az alábbiakban foglalhatjuk össze (I. táblázat).

Mezozóos képződmények

Korszerű vizsgálatuk eredményei Schréter Z. és Kiss J. idevonatkozó dolgozatában megtalálhatók, ezért részletes tárgylásuktól eltekintek. A mezozóos képződményeket triászidőszaki üledékes és krétaidőszaki (?) magmás (diabáz) kőzetek képviselik.

* Előadta a Geokémiai Bizottság 1960. V. 2-i szakülésén. Kézirat lezárva 1963. III. 9-én.



1. ábra. Az ÉK-i Mátra földtani térképe. Jelmagyarázat: 1. Vörös és szürke agyagpala (triász 2. Vörös radioláriás kovapala (triász), 3. Szürke mészkő és szericites kvarcpala (triász), 4. Triász anyagú lejtőtörmelék, 5. Diabáz (kréta?), 6. Szürke agyagmárga (rupéli), 7. Növénymaradványos homokkő (akvitáni?), 8. Tarka agyag (burdigalai), 9. Alsó riolittufa (burdigalai), 10. Homokkő- és slirösszlet (helvéti), 11. Alsó andezittufa (helvéti), 12. Középső riolittufa (tortonai), 13. Karboandezit (tortonai), 14. Kőtő- vagy takaróandezitmaradványok (tortonai), 15. Takaróandezit (tortonai), 16. Teraszkavics és teraszhomok, 17. Alsó riolittufa feltételezett kitörési helye, 18. A szelvények iránya

Рис. 1. Геологическая карта СВ-ной части гор Матра. Легенда: 1. Красные и серые глинистые сланцы (триас), 2. Красные кремнистые сланцы с радиоляриями (триас), 3. Серые известняки и серицито-кварцевые сланцы (триас), 4. Осыпь с триасовым материалом, 5. Диабазы (мел?), 6. Серые глинистые мергели (рупельский ярус), 7. Песчаники с растительными остатками (аквитанский ярус?), 8. Пестрые глины (бурдигальский ярус), 9. Нижние риолитовые туфы (бурдигальский ярус), 10. Песчаниково-шлировая толща (гельветский ярус), 11. Нижние андезитовые туфы (гельветский ярус), 12. Средние риолитовые туфы (тортонский ярус), 13. Карбоандезиты (тортонский ярус), 14. Останцы жерловых или покровных андезитов (тортонский ярус), 15. Покровные андезиты (тортон), 16. Террасовые гальки и пески, 17. Предположенное место изверження нижних риолитовых туфов, 18. Направление разреза

Legidősebb tagnak a vörös és a szürke mészkő tekinthető (alsóladini), amely településben csak a Miklós-völgy alsó szakaszán látható (Tisztafartető — Miklós-völgy). Vastagsága mindössze néhány deciméter. Törmelékként a bájpataki diabázterületen is megtalálható. Kiss J. a darnóhegyi diabázból ökölnyi-fejnagyságú példányokat gyűjtött. Mindez arra vall, hogy a diabáz az északi területen e ladini mészkövet áttörte; délebbre a peremi területen már mélyebb helyzetű és megrekedt a mészkő, valamint a pala alatt. Fölötte néhány dm szürke, majd kb. 40—50 m vörös színű agyagpala van. Schréter Z. szerint az agyagpalára vöröses radioláriás kovapala települ. Az ÉK-i Mátrában ezzel a triász rétegsor lezárul. A K-i peremen azonban a kis- és nagyvárhegyi, uralkodóan szürke,

Az ÉK-i Mátra rétegtani beosztása

I. táblázat

Sorrend	Képződmény	Emelet	Kor időszak
1.	Lösz Teraszkavics és teraszhomok		pleisztocén
2.	Vulkáni összlet	tortonai helvéti	miocén
3.	Homokkő- és slirösszlet	helvéti	
4.	Alsó riolittufa Osztreás konglomerátum Tarka agyag Növénymaradványos csillámos homokkő	burdigalai akvitáni(?)	
5.	Szürke homokos agyagmárga	rupéli	oligocén
6.	Diabáz és változatai		kréta?
7.	Sötétszürke fekete és szaruköves mészkő Szürke mészkő és szericites kvarcpala Vörös radioláriás kovapala Vörös és szürke agyagpala Vörös és szürke mészkő	ladini	triász

helyenként oolitos mészkő, valamint a közbetelepült szericites kvarcpala fedőjét alkotó szürke, sötétszürke, bitumenes és szaruköves mészkő a Nagyvárhegy folytatásaként egy kis rögben a Mátra területén is megtalálható.

A mátrai diabáztömeg (1. ábra) ásvány-kőzettanilag megegyezik a Kiss J. által részletesen vizsgált darnóhegyi és nagyrézoldali diabázváltozatokkal. Valószínű, hogy föld tanilag némileg mélyebb helyzetű, amit a miklósvölgyi feltárás mészkő- és agyagpala fedője is igazolhat. Kora vitatható. A földtani és ásvány-kőzettani jellegek — hólyagüreges melafiros és spilitesedett változatok, epidot-szerpentin-prehnitfészkek — arra utalnak, hogy nagy nedvességtartalmú üledékes környezetben merevedtek meg [6, 12], így a mellékkőzetként szereplő triász agyagpala és a diabáz keletkezése között nem lehetett nagy korkülönbség [35]. Ennek alapján valószínű, hogy krétánál idősebb, esetleg a bükkhegységi középsőtriász bázisos magmatizmus [17, 35] közvetlen folytatásaként alakulhatott ki. A magmatizmust kiváltó tektonikai mozgások okozhatták e területen a triász tenger végleges visszahúzódását.

Oligocén

Az oligocén képződményeket a rupéli szürke agyagmárga és homokos változatai képviselik. Megbízhatóan igazolható katti képződményeket a jelzett területen nem ismerünk, ami utólagos, esetleg oligocén végi lepusztulásból adódhat.

Miocén

A Mátra hegység ÉK-i részét is túlnyomóan miocén összlet alkotja. Az üledékes kőzeteket homokkő (helyenként alárendelten konglomerátummal), homokos agyag és agyagmárga (slir) a vulkáni képződményeket riolittufa, dácittufa, változatos kialakulású andezittufa és piroxénandezit képviseli.

A rupéli finomhomokos agyagmárgára vékonypados, (20—30 cm) sárga muszkovitdús homokkő települ. Viszonylag jó feltárásban csak néhány helyen (Csevicepatak és

a Miklós-völgy alsó szakaszán) látható, de a talaj bizonyos jellegeiből (sárga színe, a kvarcszemcsék mérete) nagyobb elterjedésére következtethetünk. Valószínű, hogy a rupéli agyagmárga fedőjeként a Csevicepatak—Jámbortanya—Györkepatak közötti területen is megvan. A kvarcszemcsék mérete változó, uralkodóan 1—2 mm (egyes padokban 0,2—0,3 mm), de a Miklós-völgy jobb oldalán konglomerátumos kifejlődés is észlelhető (0,5—1 cm ø kvarckavicsokkal). Földtani helyzete és települése a rossz feltárási viszonyok miatt nem tisztázható. A homokkő ásványos összetétele: kvarc, muszkovit, kissé kloritos biotit, szericites plagioklász, kevés mikroklin és helyenként (Csevicepatak) viszonylag nagymennyiségű kalcit. Erősen limonitos. A földpáttartalom alapján kissé arkózás homokkőnek minősíthető. Egyes padjai — mind a Csevicepatakban, mind a Miklós-völgyben — limonitos, növénymaradványokat és 2—4 cm lapos, többnyire lencsealakú agyagkavicsokat tartalmaznak. Hasonlóan agyagzárványos — de növénymaradványok nélküli — homokkövet észlelt Rozlozsnik P. Mátraballa környékén, melyet földtani helyzete a „kiscelli" agyag és a homokkő kapcsolata alapján a felsőoligocénba sorolt. Kőzettanilag azonban lényeges különbség mutatkozik a két képződmény között. A Mátraballa környéki kifejlődés finomszemcséjű agyagos homokkő (átlagos szemcseméret 0,1 mm). Ásvány-kőzettani és üledékföldtani jellegek alapján inkább a fenti képződményre települő konglomerátumos homokkővel azonosítható. Ezt az összletet id. Noszky J. a felsőoligocénbe, Schréter Z. a miocénbe sorolta.

A csevicepataki—miklósvölgyi konglomerátumtartalmú homokkő a mátraballaihoz hasonlóan sekélyvízű, partközeli, ingadozó térszínű képződmény. Rétegtani, üledékföldtani és ásványkőzettani jellegek alapján az ipolytarnóci és az egri kifejlődésre emlékeztet [3, 5, 35]. Ennek megfelelően az akvitáni, esetleg a burdigálai emeletbe sorolható.

A Tisztafartető ÉNy-i oldalán (a Miklós-völgy végén) a diabázt 1—2 m vastagságú tarka agyag borítja. Valószínű, hogy a Miklós-völgy végén e képződmény fedi a növénymaradványos homokkövet is.

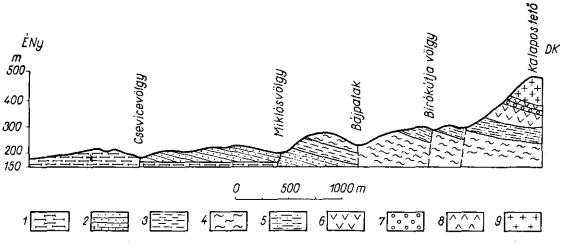
A burdigálai alapkonglomerátum egykori jelenlétét az id. Noszky J. és Rozlozsnik P. által részletesen ismertetett györkepataki 50—60 cm vastagságú osztreás pad jelzi.

Az északmagyarországi miocén vulkánosság első terméke a burdigálai emeletbe sorolt alsó riolittufa. Kiterjedése a Mátra területét meghaladja, éppen ezért nem tekinthető a nagy andezitvulkánosság bevezető ciklusának. Több, egymástól helyileg távoleső kitörési központból származik, amit a térbelileg eléggé eltérő anyagi (kémiai és szemnagysági) összetétele is igazol. Fekvőjét — az ÉK-i Mátra miocéneleji egyenlőtlen és változatos térszínének megfelelően — különböző korú és kifejlődésű képződmények alkotják (triász agyagpala-kovapala, diabáz, növénylenyomatos homokkő). Lehetséges, hogy helyenként közvetlenül a rupéli agyagon fekszik (1. ábra). Vastagsága Rozlozsnik P. szerint kb. 85 m. Egyes, különösen mállottabb változatai a középső riolittufára emlékeztetnek. Az elkülönítést nehezíti, hogy a miocén tenger partszegélyét alkotó mezozóos képződményeken és azok szegélyén az üledékhiány, ill. a miocén üledékek kis vastagsága miatt a két riolittufa szintben is közel került egymáshoz. Ebből adódhat, hogy a Bájpatak ban Schréter Z. a két képződmény érintkezését tételezte fel[24], Mezősi J. pedig a két kifejlődést egységesen szárazföldi középső riolittufaként (helvéti v. tortonai) térképezte [15]. A rétegtani felépítés (2. ábra) a kémiai, valamint az ásvány-kőzettani összetétel (nagy horzsakövek, esetleg magmás kőzetzárványok) alapján azonban megbízhatóan elkülöníthetők. Még a Bájpatak alsó szakaszán is világosan látható, hogy a két piroklasztikum között — a partszegélyi jellegnek megfelelően — vékony homokkőösszlet és andezittufa van.

Az alsó riolittufa többnyire rétegzetlen, Schréter Z. szerint Kisterenye—Nagybátony környékén az alsó rész homokkőszerű tengeri képződmény [25]. Az ÉK-i Mátrá-

ban (Tisztafartető Miklós-völgy felőli oldalán) a növénylenyomatos homokkő feletti riolittufa alsó része részben szenesedett növénymaradványokat tartalmaz. Rozlozsnik P. levéllenyomatokat és kovásodott fatörzseket is talált [23]. Ez igazolja, hogy a kiszórt vulkáni anyag alsó része e területen is vízbe hullott, majd fokozatosan szárazföldivé vált. A vízi lerakódást bentonitos lencsék és zsinórok is megerősítik (Kiss J. [6]). Ebből következőleg, a transzgressziót jelző fedő homokkő-, slirsorozat — Vadász E. megállapításának megfelelően [35] — feltétlenül új üledékciklust jelent.

A riolittufa ásványos összetételét id. Noszky J. és Kiss J. vizsgálataiból ismerjük [14, 16, 6]. Lényeges elegyrészei: kvarc, földpát (kevés szanidin, savanyúneutrális plagioklász) és biotit.



2. ábra. A-A. Földtani szelvény Recsk és Kalapostető között: Jelmagyarázat: 1. Szürke agyagmárga (rupéli). 2. Növénymaradványos homokkő (akvitáni?). 3. Alsó riolittufa (burdigalai). 4. Homokkő- és slírösszlet (helvéti). 5. Alsó andezittufa (helvéti). 6. Középső riolittufa (tortonai). 7. Középső andezittufa (tortonai). 8. Biotitos dácittufa (tortonai). 9. Takaróandezit (tortonai)

Рис. 2. А-А. Геологический разрез между с. Речк и холмиком Калапоштетё: Легенда: 1. Серые глинистые мергели (рупельский ярус), 2. Песчаники с растительными остатками (аквитанский ярус?), 3. Нижние риолитовые туфы (бурдигальский ярус), 4. Песчаниковая и шлировая толща (гельветский ярус), 5. Нижние андезитовые туфы (гельветский ярус), 6. Средние риолитовые туфы (тортонский ярус), 7. Средние андезитовые туфы (тортонский ярус), 8. Биотито-дацитовые туфы (тортонский ярус), 9. Покровные андезиты (тортонский ярус)

A kőzet kémiai összetételét és az ásványos összetétel százalékos megoszlását döntően két tényező befolyásolja: 1. A horzsakő mérete és mennyisége. 2. A kőzetzárványok jellege és mennyisége.

1. A horzsakő mérete és mennyisége tekintetében jelentős különbség észlelhető. A Kisterenye és Nagybátony környéki alsó riolittufa 0,5—1 cm-es horzsakőanyagával szemben a fenti terület nagyobb részén 4—5 cm az uralkodó. Sőt, helyenként 10—15, ritkábban 30—35 cm-es bombák is találhatók. Jellemző, hogy rendszerint sok kvarcot, szanidint és biotitot tartalmaz [11].

2. Az alsó riolittufában üledékes és magmás eredetű kőzetzárványok egyaránt megtalálhatók. A zárványok ásvány-kőzettani vizsgálata alapján [11] az ÉK-i Mátra mélyebb szintjeinek földtani felépítésére vonatkozólag az alábbi következtetéseket vonhatjuk le:

a) A homokkő- és agyagzárványok a felszíni, valamint a miklósvölgyi kőolajkutató fúrásokban észlelt oligocén kifejlődést tükrözik.

b) A dácit- és andezitzárványok a lahócai andezit miocén előtti, sőt a magmatitzárványok nagyobb fokú kontakt átalakulásából következőleg az oligocén előtti korát, továbbá a vulkáni működés nagyobb kiterjedését igazolják.

c) A szulfidos andezitzárványok eloszlása esetleg egy mélyebb szintbeli ércesedést jelölhetnek. E zárványok legnagyobb gyakorisága a lahócai ÉNy-DK-i érces szerkezeti vonal [18] csapásába esik, ami a fenti feltételezést megerősíti.

d) A horzsakő és zárványok mérete, eloszlása és együttes megjelenése alapján az alsó riolittufa egyik kitörési központját a Bódogh-tanya — Bájpatak közötti szakaszon a fenti szerkezeti vonal folytatásában rögzíthetjük (1. ábra). — A szávai orogenezist követően az ÉK—DNy-i irányú kompressziós szerkezeti övre merőlegesen a torlódás következtében diszjunktív mozgás alakulhatott ki (óstájer), amely Balkay B. magmatektonikai vizsgálatainak megfelelően [1] létrehozhatta a vulkáni kitörés feltételeit. A kitörés a földtani felépítésből következőleg nedves környezetben, közvetlenül a tenger lefűződése után, esetleg közben történt. Ezért a fentjelzett tektonikai öv mentén nagy mennyiségű víz szivároghatott a mélybe, ami elősegíthette a differenciációt, a savanyú magma fokozottabb kialakulását, a vízgőz nagy nyomása pedig a heves kitörést, amit a horzsakő túlsúlya is igazol. Mindez jelentősen lecsökkenthette a magma hőmérsékletét és a megmerevedés hőfokát. Erre utal az oligocén homokkő- és agyagzárványok gyenge átalakulása is.

A Cserháthaláptól Dubicsányig, ill. Dövényig nyomozható, kitűnő vezetőszintül szolgáló alsó riolittufa [35] pontos kora mindmáig vitatott. A legtöbb zavar a növénymaradványok alapján történő kormeghatározásból adódik. Ez legjobban Rásky K. vizsgálataiban tükröződik, aki az ipolytarnóci alsó riolittufa flóráját burdigalainál idősebbnek, a mélyebb földtani helyzetű, az alsó riolittufa alatti egri összlet flóráját pedig a fentinél fiatalabbnak, a riolittufa feletti salgótarjáni kőszénösszlet flórájához hasonlónak és azzal egykorúnak (burdigalai) tartja.

A kezdetben tengeri, később szárazföldi alsó riolittufát az északkeletmátrai földtani megfigyelések alapján a burdigalai emelet zárótagjának tekinthetjük. A burdigalai és helvéti emelet a vulkáni kitörést is okozó tektonikai mozgásokkal határolható el. Ezt megerősíti Vadász E. szintézise is, mely szerint a fokozatos tengerelöntést jelző salgótarjáni—borsodi barnakőszén-rétegösszlet mindenütt jól megkülönböztethető földtörténeti szakasz, tehát mindenképpen új üledékciklust jelez [35].

Az alsó riolittufára települő helvéti transzgressziós homokkő- és slirösszletet Schréter Z. két részre tagolja:

a) A sárga homokkőből álló cardiumos-corbulás, valamint a felette következő

b) homokkő és agyag váltakozásából álló chlamysos és felső slir rétegcsoportra.

Az új ciklust jelentő helvéti üledékképződés Schréter Z. és Kiss J. megállapításának megfelelően [25, 6] homokos, helyenként (Miklós-völgy és Bájpatak között) konglomerátumos kifejlődéssel kezdődött. A fenti konglomerátumból származtatható a tisztafartetői mezozóos képződményeken és alsó riolittufán található nagy mennyiségű kvarckavics. Kiss J. a miklósvölgyi homokkőben kőszénlecséket, kőszénzsinórokat és egyszikű növénylenyomatokat észlelt. Vizsgálatai szerint a homokkő a parti kifejlődésnek megfelelően erősen osztályozott, egymaximumos eloszlási görbét ad. Az uralkodó kvarc mellett kevés muszkovitot, kloritosodott biotitot, földpátot, (plagioklászt és kevés mikroklint), helyenként kalcitot és — a növénylenyomatos homokkővel ellentétben — 2—3% glaukonitot tartalmaz. A glaukonit esetleg a katti homokkőből való származásra utalhat. Legnagyobb vastagsága keleten (Farkasgerinc, Nagyőrhegy stb.) van. Felfelé az agyagos közbetelepülések gyakoribbak és vastagabbak, végül szürke, ősmaradványokban gazdag homokos agyagba-agyagmárgába megy át. Ez a kifejlődés É-on és K-en hiányzik, vagy jelentéktelen, ami a mezozóos rögök állandó partszegélyét igazolja. Felette, a Nagylipót környéki megfigyeléseknek megfelelően [8] a helvéti tenger végleges regresszióját jelző, néhány m vastagságú sárga vagy szürke csillámos homokkő települ, melyben helyenként (a Miklós-völgy jobboldali mellékágának felső szakaszán) már a nagy mátrai vulkánosságot bevezető alsó andezittufa nyomai is megtalálhatók.

A helvéti üledékes összlet több szintjében 10—50 cm vastagságú, kiékelődő, helyenként homokos, egyenlő szemcseméretű horzsaköves riolittufa van. Jellegéből és földtani helyzetéből következőleg — az eddigi felfogással ellentétben — nem valószínű, hogy elsődleges vulkáni termék, inkább a közeli mezozóos képződményekből áthalmozott, lepusztított alsó riolittufa származékának tekinthető.

Összefoglalásképpen megállapítható, hogy a homokkal, helyenként konglomerátummal kezdődő, agyagos kifejlődéssel folytatódó és homokkal, ill. andezittufával záródó helvéti üledékképződés egységes, folyamatos, megszakítás nélküli lezárt üledékciklust képvisel.

Helvéti — tortonai vulkáni összlet. A keleti-északkeleti Mátra vulkáni összlete viszonylag egyszerű felépítésű. Az egymásratelepülő, jól tanulmányozható tufaszintek kitűnő összehasonlító alapot szolgáltatnak a belső, bonyolultabb részek felépítésének és kitörési sorrendjének a tisztázásához. A vulkáni összleten belül — a peremi kifejlődések tanulmányozása alapján — az alábbi sorrend állapítható meg (II. táblázat)

A helvéti- tortonai vulkáni összlet kitörési sorrendje

II. táblázat

Sorszám	Képződmény	Emelet
a	andezittakaró és andezittelérek	tortonai
b	Középső andezittufa II. Biotitos dácittufa Középső andezittufa I.	
c	Középső riolittufa	
d	Alsó andezittufa	helvéti

Alsó andezittufa. A helvéti regressziót jelző homokkőre a nagy mátrai vulkánosságot bevezető rétegzett andezittufa települ. (A Nagypaska környéki előfordulására már Noszky J. is utalt [15]). A középső riolittufa fekvőjeként változó vastagságban az egész hegységben megtalálható, sőt a Sirok-egerbaktai országút mentén feltárt, de részletesebben még nem vizsgált andezittufa is az alsó összletet képviseli. A kitörés helye nem állapítható meg (ÉNy-i Mátrában azonban a tufaösszleten belül kiterjedt lávaárak is vannak. Tari, Csevice-völgy, Ágasvár, Remete-hegy).

Kőzettani-földtani alapon két szintre tagolható *a)* finomszemcséjű, többnyire sárga, zöldessárga, szürke tufa (alsó szint) és *b)* uralkodóan 0,5—1,5 cm-es fehéres-sárga és szürke-sötétszürke „horzsakőlapillik"-ből álló tufás agglomerátum (felső szint).

A két szint mindenütt jól elkülöníthető, különböző, de szorosan egymást követő kitörésekből származhatnak. Az alsó és jelentős részben a felső szint is, vízben rakódott le, amit a Tar környéki (Ny-Mátra) növénymaradványok is igazolnak [10]. Az alsó rész gyakran homokos kifejlődésű. A felső szint helyenként finomszemcsés tufával váltakozik, ami a tengerszint ingadozásából, ill. áthalmozásból adódik.

A két szint kémiai összetétele, annak ellenére, hogy a felső rész „horzsaköves", csaknem teljesen azonos (III. táblázat)

Az ásványos összetétel, kisebb helyi jellegű eltérések kivételével, azonos. Nagyobb különbség a szövetben az üveges anyag és a fenokristályos elegyrészek arányában van. Az áthalmozás során az eredeti összetétel lényegesen megváltozott.

a) Az alsó szint többnyire kissé bontott, gyakran nontronitos, kissé kloritos, másutt limonitos. Ennek következtében a fenokristályos ásványok — elsősorban a színes szilikátok — mennyisége jelentősen lecsökkent. Lényeges elegyrészei: a földpát és piroxén. Ezen kívül kevés kvarcot, még kevesebb biotitot és helyenként 1—2% kalcitot is tartalmaz. A földpát (0,1—0,3 mm) andezines-labradoritos összetételű és rendszerint ép.

A piroxén uralkodóan 0,2—0,4 mm-es hipersztén, ritkábban augit. A hipersztént gyakran a c-tengellyel párhuzamosan rostos basztit övezi. Az átalakulás mindig a szemcse szegélyén az (110) szerinti hasadások mentén kezdődik és fokozatosan halad befelé (VII. tábla, 1.). Gyakori a teljes átalakulás. A mátrai piroxénandezitek hipersztén jeinek basztitosodását (Monostorpatak, Gyöngyöstől É-ra) elsőként Mauritz B. írta le [14].

Az alsó andezittufa kémiai összetétele
Elemző: dr. Simó B. és Kovács B.-né

III. táblázat

	1 %	2 %
SiO_2	54,09	53,63
TiO_2	0,79	0,85
Al_2O_3	16,16	14,55
Fe_2O_3	7,75	6,77
FeO	0,86	0,95
MnO	0,09	0,10
MgO	1,22	1,81
CaO	4,43	5,69
Na_2O	1,56	1,42
K_2O	0,68	0,94
H_2O^+	4,56	4,60
H_2O^-	8,02	8,36
P_2O_5	0,04	0,15
W_2	0,20	0,52
Összesen	100,45	100,34

1. Alsó andezittufa alsó szintje. Nagyőrhegy, K-Mátra
2. Alsó andezittufa felső szintje (tufás andezitagglomerátum) Nagyőrhegy, K-Mátra

A fenti ásványokon kívül — helyileg változó mennyiségű — átlagban 1—2% 0,5—1 mm-es andezitlapillit is tartalmaz. A fenokristályok és andezitlapillik együttes mennyisége átlagban 30—40% (IV. táblázat).

b) A felső tufás agglomerátumos szint 80—85%-a (plagioklászos) „horzsakő" és átalakulási terméke. Üvegtelenedési folyamata rendszerint jól megfigyelhető. Az andezitlapillik lényegesen gyakoribbak, mint az alsó szintben (10—15%). Ennek jelentős része oxiandezit. Méretük uralkodóan 0,5—5 mm. A fenokristályok mennyisége elenyészően kevés. A plagioklászok az alsó szinthez hasonlóan andezines-labradoritos összetételűek. A hipersztén helyenként (Őrhegy) ép, másutt (Bájpatak, Miklós-völgy stb) az „alapanyaggal" együtt kloritos, ill. basztitos vagy teljesen hiányzik.

c) Az áthalmozott összleten belül mutatkozik a legnagyobb változatosság. A szállítás, az áthalmozás során, az anyag osztályozódott, a szemcseméret és az ásványos összetétel jelentősen megváltozott. Három jellegzetes kifejlődés különíthető el: 1. agyagos, 2. andezittörmelékes és 3. piroxénes. Az agyagos kifejlődés az 1—2% 0,08—0,16 mm-es földpátokon és a 0,1% körüli hiperszténen kívül egyéb mikroszkópos méretű elegyrészt nem tartalmaz. Kissé karbonátos (0,3—0,4%). Az andezittörmelékes kifejlődés uralkodóan (50—60%) 0,2—0,5 mm-es kerekded andezitszemcsékből, 20—30% plagioklászból és kb. 5—10% magnetitből áll. Piroxént nem, vagy alig tartalmaz (VII. tábla, 2.).

A harmadik kifejlődés erősen osztályozott, uralkodóan 0,2—0,5 mm-es kissé koptatott plagioklászföldpát és piroxénszemcsék alkotják. A leggyakoribb színes elegyrész az ép hipersztén, ritkábban pigeonit. Az augit némileg kevesebb és többnyire kissé bontott. A mikroszkópi képe homokkőre emlékeztet (VII. tábla, 3.). A piroxén (30—50%) hullámmozgásra, torlatszerű felhalmozódásra utal. Ennek tulajdonítható az andezittörmelékes változat kialakulása is.

A fenti három kőzetváltozat — különböző átmenetekkel — a pusztakőkúti Nagyaszóban egy szelvényen belül kimutatható. Legelterjedtebb a piroxéndús kifejlődés. Többnyire ez alkotja az agglomerátumos szint közbetelepüléseit is (Miklós-völgy jobboldali mellékága).

A fenti kőzetek ásványos összetételét a IV. táblázat foglalja össze.

Az alsó tufaszint ásványos összetétele

IV. táblázat

Ásványos összetétel	1 %	2 %	3a %	3b %
Kloritos agyagos horzsaköves anyag	65,0	84,6	15,0	32,0
Plagioklászföldpát	29,0	1,6	23,0	28,0
Piroxén	3,4	0,3	—	35,0
Kvarc	0,6	—	—	—
Opak elegyrészek	—	1,0	7,0	2,0
Andezitlapilli	2,0	12,5	55,0	3,0
Összesen	100,0	100,0	100,0	100,0

1. (267b) Alsó andezittufa alsó szintje. Kalapostetőtől É-ra
2. (266a) Alsó andezittufa felső szintje (tufás agglomerátum) Bájpatak
3a (314d) Alsó andezittufa áthalmozott összlete (andezitkavicsos kifejlődés) Pusztakőkút, Nagyaszó
3b (314c) Alsó andezittufa áthalmozott összlete (piroxénes kifejlődés) Pusztakőkút, Nagyaszó

A fenti adatok a kőzetek nagy változatossága miatt csak megközelítő értéknek tekinthetők.

Vastagsága változó. Az É-i és ÉK-i peremen a jól megállapítható eredeti vastagság 20—40 m. Keleten, Pusztakőkút és Tarnaszentmária környékén (a Nagyaszóban és a Bóna-völgyben) átlagban 60—80 m. E területen a kifejlődése is eltérő. Uralkodóan 3—4 mm-es szemcsékből áll. Sárga, sárgászöld színű, gyengén rétegzett, a két szint nem különíthető el. A földtani és ásvány-kőzettani jellegek az összlet áthalmozott voltát tanúsítják. Ezzel szemben a hegység központibb részén, a Kútfőtető (Mátraháza—parádi út) melletti növénymaradványos homokkő felett mindössze 1—2 m vastagságú. Sőt Pesthy L. szóbeli közlése szerint lehetséges, hogy Kékes környékén egy-két ponton teljesen hiányzik. Ezek az adatok egyértelműen arra utalnak, hogy a hegység központi része az első jelentősebb miocénkorú andezitvulkánosság után — valószínűleg a Darnó-vonal mentén megújult újstájer mozgásokkal kapcsolatban — kiemelkedett. Ez válthatta ki a központi terület későbbi erőteljes vulkáni tevékenységét is. A kiemelkedett területről lepusztult andezittufa a keleti és esetleg a nyugati peremen halmozódhatott fel. A siroki vasútállomástól délre (a Nagyvárheggyel szemben) az áthalmozott andezittufára homokkő települ, jelezvén, hogy a lepusztulás helyenként a helvéti üledékes összletre is kiterjedt. A középső riolittufa már a denudált térszínre és részben az áthalmozott andezittufára rakódott le. Lehetséges, hogy az egész Mátra-hegység délies dőlésén belül e területen mutatkozó keleti lejtés is az andezittufa kitörése után kialakult térszíni viszonyokból adódik.

A fenti adatok alapján az alsó andezittufát kiemelkedéssel járó kéregszerkezeti mozgások és viszonylag hosszú lepusztulási időszak választja el a fedő középső riolittufától. Földtanilag és rétegtanilag egyaránt szorosan összefügg az előző nagy üledékképződési ciklussal, ezért ennek zárótagjaként a helvéti emeletbe helyezendő.

Középső riolittufa. Az alsó andezittufára mindenütt a kőzettanilag kissé változatos, dácitos összetételű, „középső riolittufa" települ. Első részletesebb leírása Mauritz B. és id. Noszky J. műveiben található. Újabban ásvány-kőzettanilag és kőzetkémiailag Varga Gy. írta le dácittufa néven. Vizsgálatai tisztázták a riolittufa és a közelmúltban megismert dácit (Pesthy L., Varga Gy.) genetikai kapcsolatát

[36]. Vastagsága az ÉK-i Mátrában általában 50—80 m. Rétegzetlen, túlnyomóan száraz) földi felhalmozódás. (Varga Gy. által ismertetett vízi lerakódás helyi jellegű lehet.- A nagy mennyiségű 0,5—1 cm horzsakőtől fehér, sárgásfehér, ritkábban (Nagyőrhegy, Kalapostető, Bóna-völgy) szürke, esetleg sötétszürke színű. Varga Gy. részletes tanulmánya után csak néhány sajátos kifejlődést — *a)* a horzsaköves-szurokköves; *b)* sávos-szferulitos; és *c)* kovásodott riolittufát — említek.

a) A bónavölgyi és — részben a kalapostetői — riolittufában a 0,5—2 cm-es összepréselt, összelapított horzsakő és horzsaköves szurokkőlapillik teljesen „orientáltan" rendeződtek el (VII. tábla, 4.). A kőzet sávosnak, ill. préseltnek látszik. Ásványos összetétele: savanyú és neutrális plagioklász (oligoklász-andezin, ritkábban labradorit), biotit, amfibol és kevés kvarc. A biotit az erős és sötét pleokroizmus alapján lepidomelános összetételű. Egy része teljesen felemésztődött (rezorbeálódott) — sokszor csak a magnetithalmaz jelzi egykori jelenlétét — a nagyobb része azonban teljesen ép (VIII. tábla, 1). Az amfibol gyakran töredezett.

b) A miklósvölgyi riolittufa alsó részén látható, kb. 4—8 mm-es vastagságú sötét sávok a mikroszkópi vizsgálat szerint szferolithalmazokból (VIII. tábla 2.) állanak. Ásványos összetétele a fentivel megegyezik (V. táblázat).

A lapított és elnyúlt horzsakövek, valamint horzsaköves szurokkövek arra utalnak, hogy a vulkáni anyag izzó, félig folyós állapotban rakódott le. A szferolitos sávok az anyag utólagos megolvadását és gyenge átkristályosodását, a felemésztett és átalakult biotitok pedig a felmelegedett anyag hőhatását „magmás rezorpció"-ját jelenthetik. Az ép biotitok feltehetően másodlagos keletkezésűek. Az ismertetett bélyegek alapján a kőzet jellegzetes ignimbritnek minősíthető.

c) A tarnaszentmáriai Mély-völgy végén erősen kovásodott riolittufa van. A kovásodás következtében a horzsakő eltűnt, az anyag teljesen riolit-jellegűvé vált. Ásványos összetétele: savanyú plagioklász, kvarc és biotit. Mauritz B. szerint a tufában található kovásodott „concréciók" tridimitet is tartalmaznak.

A középső riolittufa
ignimbrites kifejlődésének ásványos összetétele

V. táblázat

	Középső riolittufa (Ignimbrit) Miklósvölgy %	Középső riolittufa (Ignimbrit) Kalapostető %
Horzsakő-szurokkő	86,4	87,7
Földpát	9,0	9,0
Kvarc	0,6	0,7
Biotit	4,0	2,0
Amfibol	—	0,6
Összesen	100,0	100,0

A tufa anyagát Mauritz B. a tarnaszentmáriai riolittufa és a deméndi, valamint kisgyőri riolit azonos kémiai összetétele és földtani kapcsolatuk alapján a Bükk-hegységből, id. Noszky J. pedig — Schafarzik F. nyomán — a déli szárazulatok törései mentén feltételezett riolitvulkáni működésből származtatja. Varga Gy. a K-i Mátra D-i lejtőjén nagy méretű dácitvulkáni centrumot (összeroskadt kalderával) tételez fel. A dácitot és a tufát egyaránt ebből származtatja. Kétségtelen, hogy a fentebb ismertetett ignimbrit és területi eloszlása közeli, keletmátrai kitörést igazol, de a Cserhátban, Mátrában, Bükkben és a Tokaji hegységben egyaránt elterjedt — keleten lényegesen

vastagabb — riolittufaösszlet nem származtatható egyetlen kitörési központból. A nyugatmátrai tapasztalatok alapján a Mátra-hegység területén belül is több kisebb-nagyobb kitörési centrummal számolhatunk.

Középső andezittufa és biotitos dácittufa A középső riolittufára 1—2 m vastagságú un. középső andezittufa települ. A terület fedettsége és kis vastagsága miatt összefüggően nem nyomozható, de néhány jellegzetes feltárása (Őrhegy-Kispaskai gyümölcsöskert, Gazoskő—Cseresznyéstető É. old.) alapján egységes szintnek tekinthető. Ezzel teljesen azonos földtani helyzetű andezittufa a Ny-i Mátrában elterjedt. Többnyire sárga, sárgás szürke — szürke színű. Az alsó andezittufa alsó szintjénél lényegesen nagyobb szemcséjű. 15—20%-át 3—5 mm közötti részleg alkotja. Anyagának általában 40—50%-a andezitlapilli. Fenokristályos ásványt alig tartalmaz. Átlagos összetételét a VI. táblázat mutatja

A középső andezittufa átlagos ásvány-kőzettani összetétele

VI. táblázat

	%
Andezitlapilli	45,0
Plagioklász	1,7
Piroxén	3,0
Amfibol	0,3
Opak elegyrészek	4,0
Átalakulási termék	46,0
Összesen:	100,0%

Az utólagos átalakulás következtében az andezitlapilli-mennyiség erősen ingadozik. A plagioklász andezin-labradorit, a piroxén hipersztén és kevés augit.

Helyenként (Őrhegy—Kispaskai gyümölcsös) a tufa felső része téglavörös oxiklorovulkanitos jellegű. Az átalakulás első fázisaként lúgos oldatok hatására az üveges anyag és az andezitlapilli feloxidálódott. A fokozottabb kimosás következtében a vörös (limonitos-hidrohematitos) szemcsék körül zöld, kloritos udvar keletkezett. Az ellenállóbb piroxének átalakulása csak ebben a szakaszban kezdődött, amit a többé-kevésbé ép hipersztén szemcsék zöld basztitszegélye igazol. A kloritos-szerpentines rész helyenként uralkodóvá válik. A fenti átalakulás teljesen megyegyezik a Szádeczky-Kardoss E. által leírt oxi- és klorovulkanitosodási folyamattal [26].

A kőzépső andezittufára mindenütt szürkés zöldes fehér, finomszemcséjű 1—2 m vastagságú biotitos dácittufa települ. A térképezett területen kívül is több ponton megtalálható (Hangács-tető D-i oldala, Ny-Mátra). Ásvány-kőzettani összetétele: 70—80% 0,5—1,5 mm-es horzsakő (többnyire erősen bontott). Fenokristályos ásványként: plagioklászt, biotitot, továbbá nagyon kevés amfibolt és kvarcot tartalmaz. A plagioklász gyakran erősen zónás (oligoklász-labradorit). A biotit lényegesen világosabb, mint az előző szintekben.

A biotitos dácittufa felett helyenként ismét andezittufa következik, amely a jelenlegi adatok szerint egységes szintként nem nyomozható.

Az ismertetett tufaszintek az egész hegység területén kimutathatók. Rétegtani helyzetük változó, mert a fenti sorrendet a Közép- és Nyugat-Mátrában kiterjedt lávaárak szakítják meg. Ebből adódik különleges szerepük és ez teszi indokolttá a részletes tanulmányozásukat. Segítségükkel ugyanis a kitörési sorrend megnyugtatóan tisztázható.

Andezittakaró és andezittelérek. A biotitos dácittufára települő D-i DK-i dőlésű andezittakaró a térképezett terület peremére esik, ezért teljességre nem törekedhettem. Vizsgálata elsősorban a genetikai kapcsolat tisztázását célozza.

Az andezittelérek területi eloszlásuk, földtani és ásvány-kőzettani jellegük alapján két csoportba oszthatók: *a)* györketetői és *b)* farkashegyi telérekre. A györketetői csoport

részben egymást keresztező telérekből áll. Településük földtani helyzetük az erős fedettség miatt nehezen tisztázható. Jelentős részük különböző mélységben megrekedt szubvulkáni alakulat. Ennek egyik jellegzetes példája a Bájpatak középső szakaszán látható, ahol az alsó riolittufa alatt megrekedt andezit lakkolit szerű kialakulásnak látszik (4. ábra). A csapásként összeköthető kibúvások és az ásvány-kőzettani jellegek alapján azonban telérnek minősíthető és a fenti csoporthoz csatolható. A Györketető valószínűleg lakkolit szerűen kiszélesedő telérszakasz. A Farkas-hegyi csapásirányban nyomozható andezit földtani helyzete kissé bizonytalan. Szövete és a györketetői megfigyelések alapján azonban telérnek tekinthető. Ásvány-kőzettanilag teljesen megegyezik a folytatásába eső kalapostetői és a K-re — DK-re eső nagyőrhegyi—őrhegyi andezittel. Ennek alapján az utóbbi, elszigetelt kis foltok (1. ábra) takaró- (esetleg részben kisebb kürtő-) maradványok.

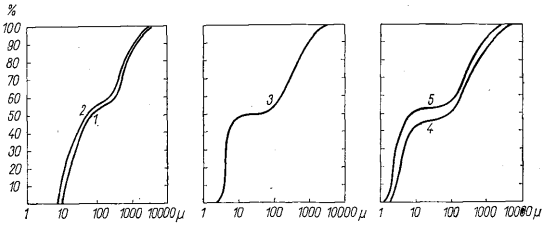
A takaró- és telérkőzetek ásványos összetétele többnyire egységes. A labradoritos ritkábban bytownitos plagioklászok mellett jelentős (gyakran 20—30%) piroxént tartalmaznak. A két lényeges elegyrész az alapanyagban is közel azonos mennyiségben szerepel. A plagioklászok nagyrészén többszörösen összetett (inverz) zónásság látható. Az alapanyaggal azonos ásványos összetételű zárványok a zónás plagioklászokban övesen helyezkednek el (VIII. tábla 3.), vagy a földpát magját alkotják (VIII. tábla, 4. — és X. tábla 2.). Hasonlóan alapanyagzárványos plagioklászt említ Mauritz B. a parádi-recski biotit-amfibólandezitekből [14]. Ez egyértelműen a plagioklászok szakaszos, a kiömlés utáni továbbnövekedésére, ill. új porfiros elegyrészek keletkezésére utal, ami alátámasztja Szádeczky-Kardoss E.-nek az „alapanyag-kiszorításos" szövet kialakulására vonatkozó megállapítását [27, p. 400]. A györketetői telérekben gyakori bázisos (bytownit-labradorit) plagioklászhalmazok szabályosan, többnyire gyöngysorszerűen elhelyezkedő, 5—80 μ-os izotróp szemcséket a szín, fénytörés, hasadás és a jellegzetes átalakulás (brucitosodás) alapján periklásznak minősíthető ásványokat tartalmaznak (IX. tábla 1.). Ezzel teljesen azonos kialakulást észlelt Mauritz B. a Györketető—Nagyvárhegy vonalától délre a kalapostetői, torzompataki, kövesi, öreghegyi és veresagyagi andezitben. Ez az összefüggés feltétlenül genetikai kapcsolatra, azonos üledékes alépítményre utal. Keletkezésük agyagos dolomit beolvasztásával magyarázható. A gyakran fészkes kifejlődésű piroxén többnyire hipersztén, ritkábban augit. Egyes piroxénkristályok a negatív optikai jelleg megtartása mellett (hipersztén), gyengén zónás kioltásúak, ami Ca-beépülésből adódhat. A kémiai összetétel fokozatos eltolódását a hipersztének gyakori augitkoszorúi is igazolják (IX. tábla, 2.). Az alapanyag piroxénje már túlnyomóan augitos összetételű. Mennyisége — sokszor egy csiszolaton belül is — erősen változik, a porfiros piroxének arányának növekedésével csökken. Valószínűleg a magnetittartalommal is összefüggésben van.

A györketetői andezittelérek helyenként jelentős mennyiségű karbonátot (kalcit, sziderit) tartalmaznak (VII. táblázat). A jobban feltárt, hasonló kifejlődésű pálbikki, csákánykői stb. karboandeziteket Lengyel E. [13] és Pesthy L. [21] részletesen vizsgálta. Ezért, csak a teljesség kedvéért, kiegészítésképpen említek egy-két sajátos jelenséget.

A karbonát többnyire fészkes vagy sugaras kialakulású. Környezetük — plagioklászföldpátos, gyakrabban kalcedonos-piroxénes — arra utal, hogy a megmerevedés utolsó állapotában, az alapanyag „kiszorítása" útján keletkeztek. A kiszorított földpátlécek Ca-tartalmának megkötése ($CaCO_3$) után visszamaradt alkálidús anyagból, savanyú plagioklász (albit-oligoklász) keletkezett. Fokozottabb átalakulás esetén az alkáliák eltávoztak és a kovaanyag a kiszorított földpát helyén kalcedonként kivált (IX. tábla, 3.)- A karbonát-kalcedonfészkeket rendszerint piroxénkoszorú övezi, jelezvén, hogy a földpátlécek kiszorításával az ellenállóbb piroxén százalékos aránya jelentősen megnövekedett (IX. tábla 4.).

A karbonáttartalom a györkei telérekre korlátozódik, de mennyisége ezen belül is erősen változik, ami valószínűleg a fedettség mértékével függ össze. Keletkezését — az ismertetett sajátságok alapján — a mélyebb üledékes kőzetek transzvaporizációs (CO_2) hatásával magyarázhatjuk.

A telér- és takaróandezit ásványos összetételében (a karbonáttartalom kivételével) a porfiros elegyrészek és az alapanyag arányában nincs lényeges különbség (VII. táblázat). Nagyobb változatosság az alapanyag kristályossági fokában a földpátlécek és piroxénszemcsék arányában mutatkozik (3. ábra). E tekintetben még a telérkőzeteken belül is



3. ábra. A telér- és takaróandezitek szemcseméreti görbéi: 1. Karboandezit, Miklós-völgy jobboldali ága, 2. Piroxénandezit, Györketető, 3. Piroxénandezit, Cseresznyés-Gazoskő, 4. Piroxénandezit, Gazoskő, 5. Piroxénandezit, Kalapostető

Рис. 3. Гранулометрические кривые жильных и покровных андезитов: 1. Карбоандезит, правое ответвление долины Миклошвёльдь, 2. Пироксеновые андезиты, Дёркететё, 3. Пироксеновы андезиты, Чересснеш—Газошкё, 4. Пироксеновые андезиты, Газошкё, 5. Пироксеновые андезиты, Калапоштетё

jelentős eltérés észlelhető. A mélyebb szintek és vastagabb telérek alapanyagának túlnyomó része 100—10 μ, a vékonyabb telérrészekben és a felsőbb szintekben 10—1 μ között van (a Bájpatakban üveges). A telér- és lávakőzetek szövete között fokozatos átmenet van, ami elsősorban az alapanyagbeli plagioklász és piroxénszemcsék méretének a csökkenésében nyilvánul meg. A fokozatosság K-felé (Cseresznyéstető—Gazoskő—Kalapostető) a takaróandeziten belül is kifejezésre jut (X. tábla, 1—4). A szövet helyenként orientáltabbá válik.

A telérandezit és takaróandezit ásvány-kőzettani összetétele

VII. táblázat

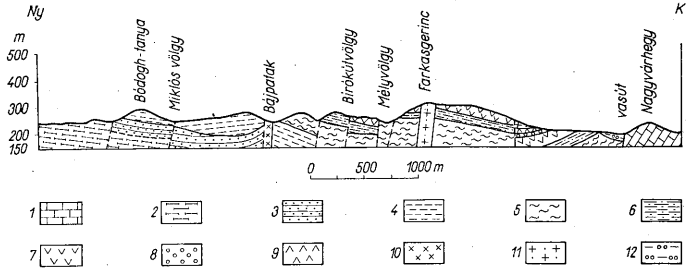
	Porfiros elegyrészek				alapanyag			Porfiros elegy + alapanyag össz.
	Plagioklász %	piroxén %	karbonát %	Össz. %	plagioklász %	piroxén %	Össz. %	
1. Karboandezit. Miklós-völgy jobboldali ága	34,9	11,8	2,5	49,2	28,5	22,3	50,8	100,0
2. Piroxénandezit, Györketető	41,0	2,4	—	43,4	31,8	24,8	56,6	100,0
3. Piroxénandezit. Cseresznyés-Gazoskő	47,2	1,2	—	48,5			51,5	100,0
4. Piroxénandezit. Gazoskő	46,8	0,5		47,3			52,7	100,0
5. Piroxénandezit. Kalapostető	26,6	26,2		52,8			47,2	100,0

Kalapostetőtől kezdődően az alapanyag piroxéntartalma is jelentősen lecsökken, ezzel arányosan növekszik a porfiros piroxének — valamint részben a magnetit — menynyisége (VII. táblázat és X. tábla, 1—4). Ezek az adatok — továbbá a fent ismertetett periklászos plagioklászhalmazok — egyöntetűen igazolják, hogy a vulkáni csatornarendszerként felfogható györkei és részben a farkashegyi telérek szolgáltatták az andezittakaró anyagának jelentős részét. A kisebb ellenállású helyeken (délebbre) feltörtek a felszínre, — ez levezette a fölös energiát — a nagyobb ellenállású részeken (északabbra) pedig megrekedtek szubvulkáni mélységben.

Az andezittelérek és az andezittakaró a vulkáni összlet legfiatalabb tagját képviselik. Mátrahegységi viszonylatban valószínűleg a középső andezitcsoport felső részével, esetleg a felsőcsoport alsó szintjével azonosíthatók.

Tektonikai viszonyok

Szádeczky-Kardoss E. szerint a mátrai vulkáni működés négy szerkezeti irány mentén történt: 1. ÉK-DNy varisztid irány (déli rész), 2. K-Ny (205—285°) és erre merőleges irány (Cserháti telérek) 3. 150—330° és erre merőleges törésrendszer

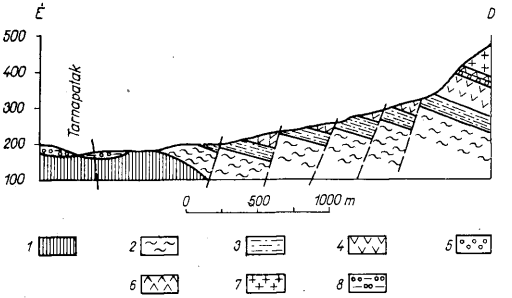


4. ábra. B-B) Földtani szelvény Bódogh-tanya és Nagyvárhegy között. Jelmagyarázat: 1. Szürke mészkő és szericites kvarcpala (triász), 2. Szürke agyagmárga (rupéli), 3. Növénymaradványos homokkő (akvitáni?), 4. Alsó riolittufa (burdigalai), 5. Homokkő- és slirosszlet (helvéti), 6. Alsó andezittufa (helvéti), 7. Középső riolittufa (tortonai), 8. Középső andezittufa (tortonai), 9. Biotitos dácittufa (tortonai), 10. Karboandezit (tortonai), 11. Kőrtő- vagy takaróandezitmaradványok (tortonai), 12. Teraszkavics és teraszhomok

Рис. 4. B-B) Геологический разрез между хутором Бодог и горой Надьвархедь. Легенда: 1. Серые известняки и серицитокварцевые сланцы (триас), 2. Серые глинистые мергели (рупельский ярус), 3. Песчаники с растительными остатками (аквитанский ярус?), 4. Нижние риолитовые туфы (бурдигальский ярус), 5. Песчанико-шлировая толща (гельветский ярус), 6. Нижние андезитовые туфы (гельветский ярус), 7. Средние риолитовые туфы (тортонский ярус), 8. Средние андезитовые туфы (тортонский ярус), 9. Биотито-дацитовые туфы (тортонский ярус), 10. Карбоандезиты (тортонский ярус), 11. Останцы жерловых или покровных андезитов (тортонский ярус), 12. Террасовые гальки и пески

(Salgótarjáni barnakőszénterület), 4. 30—210° irányú diszlokációs öv (Darnó-vonal) [28]. Kiss J. szerint az utóbbi mentén két nagy mértékben különböző tektonikai egység, a gránitmagvú kristályos alaphegység és az újpaleozóos-mezozóos bükkhegységi rendszer érintkezik egymással. ÉK-i Mátrában lényegében két egymásra közel merőleges szerkezeti irány mutatható ki ÉÉK-DDNy (Darnó-v.) és KDK-NyDNy. Az ausztriai orogén mozgásokkal kialakult darnóvonal (Pantó G.—Balogh K.) mentén, ill. vele párhuzamo-

san megújult tektonikai mozgások a fiatalabb üledékes és vulkáni kőzetekben is kimutathatók. Ezt az irányt követik részben a györkei telérek és a terület legjellegzetesebb völgyei, a Miklós-völgy, Bájpatak (1, 2. ábra). Legszembetűnőbb megnyilvánulása a Mély-völgyben észlelhető, ahol az alsó andezittufa és a kiemelt helyzetű farkashegyi helvéti homokkő (fekvő) között kb. 90—100 m-es szintkülönbség mutatkozik (4. ábra), tovább K-felé



5. *ábra. C—C)* Földtani szelvény Tarnapatak és Szajlakut között. Jelmagyarázat: 1. Diabáz (kréta?) 2. Homokkő- és slirössziet (helvéti), 3. Alsó andezittufa (helvéti), 4. Középső riolittufa (tortonai), 5. Kő zépső andezittufa (tortonai), 6. Biotitos dácittufa (tortonai), 7. Takaróandezit (tortonai), 8. Teraszkavics- és teraszhomok

Рис. 5. C—C) Геологический разрез между речкой Тарна и Сайлакутом. Легенда: 1. Диабазы (мел), 2. Песчанико-шлировая толща (гельветский ярус), 3. Нижние андезитовые туфы (гельветский рус) 4. Средние риолитовые туфы (тортонский ярус), 5. Средние андезитовые туфы (тортонский ярус), 6. Биотито-дацитовые туфы (тортонский ярус), 7. Покровные андезиты (тортонский ярус), 8. Террасовые гальки и пески

ismét fokozatos lezökkenés észlelhető. Ez az irányzat a középső riolittufában is kifejezésre jut. A Remete-hegy környékén 400—450 m tszf-i magasságban kezdődő D-i DK-i dőlésű tufa a K-re eső Pusztakőkutnál 200 m alá lehúzódik. A KÉK-NyDNy-i szerkezeti vonal mentén alakult ki az andezittakaró meredek É-i pereme. Az É-i irányú fokozatos leszakadást az alsó andezittufa és középső riolittufa földtani helyzete, a két képződmény többszörös ismétlődése mutatja (5. ábra). A fenti két szerkezeti irány határozta meg az ÉK-i perem erős lepusztulását és a mai morfológia kialakulását.

TÁBLAMAGYARÁZAT — ЛЕГЕНДА К ТАБЛИЦАМ

VII. tábla — таблица VII.

1. Basztitos hipersztén (alsó andezittufa összlet alsó szintje (Kalapostető-Mélyvölgy.) // N. Nagyítás: 108 ×
   Баститизирующие гиперстен (нижний горизонт нижней толщи андезитовых туфов) Калапоштетё—Мельвёльдь. //N. Увеличение: 108 ×
2. Andezittörmelékes tufa (alsó andezittufa összletből) Pusztakőkút, Nagyaszó-völgy.// N. Nagyítás: 54 ×
   Туфы с обломками андезита (из нижней толщи андезитовых туфов) Пустакёкут, Надьасовёльдь. //N. Увеличение: 54 ×
3. Piroxénes andezittufa (alsó andezittufa összletből) Puszta-kőkút, Nagyaszóvölgy.// N. Nagyítás: 54 ×
   Пироксено-андезитовые туфы (из нижней толщи андезитовых туфов) Пустакёкут, Надьасовёльдь. //N. Увеличение: 54 ×
4. Lapított horzsakő (középső riolittufából). Pusztakőkút, Bóna-völgy.// N. Nagyítás: 54 ×
   Сплющенная пемза (из средних риолитовых туфов) Пустакёкут, Бонавёльдь. //N. Увеличение: 54 ×

VIII. tábla — таблица VIII.

1. Felemésztett és ép biotit (középső riolittufából). Pusztakőkút, Bóna-völgy.// N. Nagyítás: 54 ×
Разрушенный и цельный биотит (из средних риолитовых туфов). Пустакёкут, Бонавёльдь. //N. Увеличение: 54 ×
2. Szferulithalmaz a középső riolittufában. Miklós-völgy felső szakasza.// N. Nagyítás: 108 ×
Вскопление сферолита в средних риолитовых туфах. Верхний участок долины Миклошвёльдь. //N Увеличение: 108 ×
3. Zárványos plagioklász piroxénandezitből Kalapostetőtől K-re.) // N. Nagyítás: 108 ×
Плагиоклаз с включениями из пироксенового андезита восточнее Калапоштетё. //N. Увеличение: 108 ×
4. Alapanyagzárványos plagioklász piroxénandezitből. Cseresznyéstető-Gazoskő.) // N. Nagyítás: 108 ×
Плагиоклаз с включениями основной массы из пироксеновых андезитов. Череснештетё—Газошкё. //N. Увеличение: 108 ×

IX. tábla — таблица IX.

1. Periklász-tartalmú plagioklászhalmaz (karboandezitből). Miklós-völgy felső szakasza. // N. 108 ×
Гнезда плагиоклаза с периклазомс (из карбоандезита). Верхний участок долины Миклош. // N. Увеличение: 108 ×
2. Augitkoszorús hipersztén (karboandezitből). Miklós-völgy felső szakasza. + N. Nagyítás: 54 ×
Гиперстен с авгитовым венцом (из карбоандезита). Верхний участок долины Миклошвёльдь. + N. Увеличение: 54 ×
3. Kalcedon-karbonát (karboandezitből) Miklós-völgy felső szakasza. + N. Nagyítás: 108
Хальцедоновый карбонат (из карбоандезита). Верхний участок долины Миклошвёльдь. +N. Увеличение: 108 ×
4. Kalcedonos karbonátfészek piroxénkoszorúval (karboandezitből) Miklós-völgy felső szakasza. // N. Nagyítás: 54 ×
Гнезда хальцедонового карбоната с пироксеновым венцом (из карбоандезита). Верхний участок долины Миклошвёльдь. //N. Увеличение: 54 ×

X. tábla — таблица X.

1. Piroxénandezit. Györketető. // N. Nagyítás: 54 ×
Пироксеновый андезит. Дёркететё. //N. Увеличение: 54 ×
2. Piroxénandezit. Cseresznyéstető-Gazoskő. // N. Nagyítás: 54 ×
Пироксеновый андезит. Череснештетё—Газошкё. //N. Увеличение: 54 ×
3. Piroxénandezit. Gazoskő. // N. Nagyítás: 54 ×
Пироксеновый андезит. Газошкё. //N. Увеличение: 54 ×
4. Piroxénandezit. Kalapostető. // N. Nagyítás: 54 ×
Пироксеновый андезит. Калапоштетё. //N. Увеличение: 54 ×

IRODALOM — ЛИТЕРАТУРА

1. Balkay B.: Adatok Magyarország neozoós magmatektonikájához. MTA Geokém. Konf. munk. Budapest, 1959. — 2. Balogh K.: Az észak-magyarországi triász rétegtana. Földt. Közl. 90. 1950. — 3. Bartkó L.: A salgótarjáni barnakőszén-medence ÉNy-i részének földtani viszonyai. MÁFI. Évi Jel. 1948. évről, 1952. — 4. Franzenau A.: Hevesmegyei agyagok. Földt. Közl. XXV. 1895. — 5. Herrmann M. — Emsz K.: Az ipolytarnóci alsó-miocén glaukonitos homokkő. Ann. Mus. Nat. Hung. 33. 1940. — 6. Kiss J.: Ércföldtani vizsgálatok a siroki Darnóhegyen. Földt. Közl. 88. 1. 1958. — 7. Kiss J.: A darnóhegyi neogén üledékkőzettani vizsgálata. Földt. Közl. 1. 88. 2. 1958. — 8. Kiss J.: A new ore occurrence in the environment of Nagygalya, Nagylipót and Aranybányafolyás Mátra Mountains, NE Hungary. Ann. Univ. Scient. Bp. Sec. Geol. III. 1960. — 9. Kisvarsányi G.: Parádfürdő környéki ércesedés. Földt. Közl. 84. 1954. — 10. Kubovics I.: Jelentés az ÉNy-i Mátrában végzett földtani térképezésről. Kézirat. — 11. Kubovics I.: A mátrai alsó riolittufa zárványainak ásványkőzettani vizsgálata. Kézirat. — 12. Lengyel E.: Titán-vanádium-vasérckoncentráció a bükkhegységi gabbró-peridotit vonulatában. — 13. Lengyel E.: A pálbikki andezit kőzettani vizsgálata. Földtani társulati előadás. 1962. — 14. Mauritz B.: A Mátra-hegység eruptív kőzetei. Math. és Természettud. Közl. 30. 1909. — 15. Mezősi J.: Jelentés a Recsk, Tarnaszentmária, Kisnána és Domoszló környékén végzett földtani felvételről. MÁFI Évi Jel. 1949-ről. 1952. — 16. Noszky J.: A Mátra hegység geomorfológiai viszonyai. Debrecen, 1927. — 17. Pantó G.: Az eruptivumok helyzete Diósgyőr és Bükkszentkereszt között. Földt. Közl. 81. 1951. — 18. Pantó G.: Bányaföldtani felvétel Recsk és Parád környékén. MÁFI. Évi Jel. 1949. évről, 1952. — 19. Pantó G.: Az ignimbrit-krédés. Magy. Tud. Ak. Műsz. Oszt. Közl. XXIX. 1—4. 1961. — 20. Pantó G. — Földvárné Vogl M.: Nátrongabbró a Bódva völgyben. Földt. Int. Évk. 39. 1950. — 21. Pesthy L.: Észak-mátrai karboandezitek ásványkőzettani vizsgálata (Kézirat). — 22. Rásky K.: The fossil flora of Ipolytarnóc. Journ. of Pal. 33. 1959. — 23. Rozlozsnik P.: Geológiai tanulmányok a Mátra északi oldalán. Parád, Recsk és Mátraballa községek között. MÁFI. Évi Jel. 1933—35 évről. 1939. — 24. Schréter Z.: A Mátrától ÉK-re eső dombvidék földtani viszonyai MÁFI. Évi Jel. 1948. évről, 1952. — 25. Schréter Z.: Nagybátony környékének földtani viszonyai. MÁFI. Évi Jel. 1933—35. évről. 1940. — 26. Szádeczky-Kardoss E.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. Földt. Közl. 88. 1. 1958. — 27. Szádeczky-Kardoss E.: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. MTA. Műsz. Oszt. Közl. XXIII.

1959. — 28. Szádeczky-Kardoss E. — Vidacs A. — Varrók K.: A Mátra hegység harmadkori vulkánossága. MTA Geokémiai Konf. 1959. — 29. Szádeczky-Kardoss E. — Pesthy L.: Eljárás a magmatitok szövetének exakt kiértékelésére. MTA Geokémiai Konf. 1949. — 30. Székely A.: A Tarna-völgy geomorfológiája. Földt. Ért. 1958. — 31. Székely A.: A Mátra és környezetének kialakulása és felszini formái. Kézirat (Kandidátusi dissz.) — 32. Szentes F.: Jelentés az 1934—35. évben a Mátra északi oldalán végzett földtani felvételről. MÁFI Évi Jel. 1933—35. évről, 1939. — 33. Telegdi Róth K.: A bükkszéki ásványolajkutatás és termelés földtani tanulságai. Földt. Int. Évk. 40. 1951. — 34. Török K.: A Recski Lahóca felépítése és kora. Kézirat. — 35. Vadász E.: Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó, Bp. 1960. — 36. Varga Gy.: A Mátra-hegységi dácit és dácittufa genetikai összefüggéseinek vizsgálata. Földt. Közl. XCII. 4. 1962.

Геологическое и петрографическое изучение северо-восточной части гор Матра

Д-р И. КУБОВИЧ

Наиболее древние геологические образования, обнажающиеся в северо-восточной части гор Матра, представлены среднетриасовыми (ладинскими) осадочными породами (красные известняки, красные и серые глинистые сланцы, красные кремнистые сланцы с радиоляриями, серые и темносерые кремнистые известняки), а также разновидностями диабазов. Геологические и минерало-петрографические характеристики массива габброидных магматитов — спилитизированные разновидности с пузырьчатыми полостями — мелафирами, гнезда эпидота, серпентина и пренита — указывают на то, что рассматриваемый массив застыл в осадочной среде с высокой влажностью [6,12]. Таким образом разница по возрасту образования вмещающих триасовых глинистых сланцев и диабазов не могла быть большой [35]. На основании этого кажется вероятным, что рассматриваемый массив образовался в домеловое время и возможно как непосредственное продолжение магматизма основного состава, происшедшего в горах Бюкк в среднетриасовое время [17,35]. Окончательная регрессия триасового моря с данной территории могла быть обусловлена тектоническими движениями, вызвавшими магматическую деятельность.

После долгого перерыва в осадконакоплении первые осадочные образования на поверхности представлены серыми рупельскими глинистыми мергелями и их песчанистыми разновидностями, а также налегающими на них песчаниками с растительными остатками (аквитанский ярус?), в то время как первые вулканические продукты представлены так называемыми нижними риолитовыми туфами, которые могут рассматриваться как заключительный член бурдигальского яруса. Заключенные в туфах магматические породы — биотитовые дациты и амфиболо-биотитовые андезиты — указывают на вероятность много оспариваемого образования Лахоцского андезита в домиоценовое время, или же ввиду более сильного по сравнению с олигоценовыми песчаниковыми и глиняными включениями контактового метаморфоза вышеупомянутых включений можно предположить, что они древнее олигоцена.

Гельветские отложения, начинающиеся песками и местами конгломератами, продолжающиеся глинистыми фациями и заканчивающиеся песками или андезитовыми туфами, представляют собой единый, беспрерывный, завершенный седиментационный цикл. Налегающие на регрессионные песчаники андезитовые туфы могут быть приняты за вводный цикл интенсивного андезитового вулканизма гор Матра. От средних риолитовых туфов кровли они отделяются движениями земной коры, связанными с поднятием, и сравнительного продолжительным периодом денудации. Этот цикл геологически и стратиграфически тесно связан с предыдущим крупным седиментационным циклом; поэтому как заключительный член последнего он может быть отнесен к гельветскому ярусу. Средние риолитовые туфы отлагались уже на денудированной, размытой поверхности и частично на переотложившихся андезитовых туфах. Они представляют собой большей часттью континентальное образование. Над ними следуют андезитовые туфы равномерной мощности (2—3 м), а затем биотито-дацитовые туфы аналогичной мощности. Наиболее молодой член вулканической толщи на рассматриваемой территории представлен авгитовыми гиперстеновыми андезитами и жильными-субвулканическими авгито-гиперстено-карбоандезитами. В минеральном составе жильных и лавовых пород (кроме содержания карбонатов), а также в соотношении порфировых примесей к основной массе не обнаруживается существенное различие (см. рис. 3). Между текстурами вышеупомянутых двух образований наблюдается постепенный переход, что проявляется прежде всего в уменьшении размеров плагиоклазовых и пироксеновых зерен в основной массе. Такой постепенный переход обнаруживается и в пределах лавовых пород (эффузивов). Все эти дан-

ные единогласно свидетельствуют о том, что значительная часть материала андезитового покрова была доставлена жилами Северовосточной Матры, которые могут рассматриваться как система вулканических каналов. В местах более сокращенного сопротивления они вырывались на дневную поверхность, тем самым освобождая излишек энергии, в то время как в местах более сильного сопротивления они застряли в субвулканических глубинах.

Рассматриваемые туфовые горизонты встречаются на всей территории гор Матра и позволяют удовлетворительно определить порядок последовательности извержений.