

1984-ben folytatódtak az előkutatási programok mérései a Mátra, a Borsodi barnakőszén-medence és az Aggtelek–Rudabányai-hegység kutatásával.

1.3.1 Az Aggtelek–Rudabányai-hegység geofizikai előkutatása

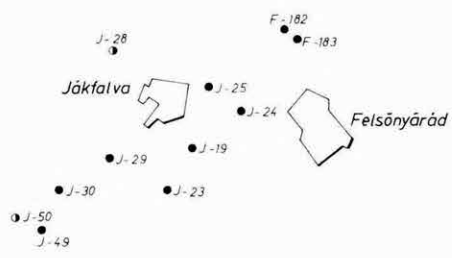
A Darnó-öv és az Ózdi-medence északi része szerkezeti felépítésének vizsgálatára, valamint szerkezetkutató fúrás előkészítésére mértük a Ra-29 regionális reflexiós szelvényt (18. ábra). A méréseket a középhegységi és a peremi medencék kutatási tapasztalataira építve terveztük. Kutatási célunk volt a medence kainozoos rétegsorának tagolása, a paleozoos–mezozoos medencealjzat szerkezetének vizsgálata. A mérés tervezésekor figyelembe kellett venni, hogy a szelvény mentén a medencealjzat domborzata és kőzettani összetétele erősen változó. A hegység peremi részén — a szelvény DK szakaszán — a medencealjzat kis mélységben (100–250 m) található, a szelvény ÉNy-i szakaszán viszont 500–1000 m mélységben várható. A felbontóképesség növelése érdekében középlövéses észlelési rendszert, 10 m-es geofonbázisközt alkalmaztunk, robbantásos rezgéskeltéssel. A méréseket 48 csatornás SD-12 típusú műszerrel és 40 Hz-es geofonokból álló, 20 tagú geofoncsoportokkal végeztük, tehát a nagyfrekvenciák kiemelésére törekedtünk.

A feldolgozás az SzCSz-3 programrendszerrel történt. A végső fázisában — hullámegyenlet migráció és koherens szűrés után — a szelvény kétféle sávszűrt változatát készítettük el. A 19/a ábrán a szelvény 30–50 Hz-es, a 19/b ábrán pedig az 55–110 Hz-es sávszűrt változatát mutatjuk be.

A Ra-29 szeizmikus szelvény értelmezéséhez csak a kb. 1 km-re levő Rb-jelű érckutató fúrások, illetve az ennél távolabbi Felsőnyárád és Jákfalva térségében mélyített barnakőszén-kutató fúrások álltak rendelkezésünkre.

Az Rb-jelű fúrásokban a kainozoos összlet aljzata három korcsoportba sorolható: a 18. ábrán alkalmazott jelkulcs szerint a fúrásokban az aljzat a Rudabányai-hegység DK-i részéhez tartozó paleozoos korú; a hegység középső zónájához tartozó alsó- és középső-triász korú; valamint a hegység ÉNy-i

* *Albu I., Braun L., Szalay I.*



	A	B
P_2		
$T_1 - T_2$		
$T_3 - J$		

részében levő felső triász–jura zónájához tartozó aljzat elemek találhatóak. A J–28 és J–50 fúrásban a triázon belüli bontás nem ismert. A Ra–29 szelvény értelmezése során az alaphegység tagolására, belső felépítésének jelölésére a következő színeket használtuk: paleozoikum — barna; idősebb triász — sötétlila; fiatalabb triász — világoslila.

A 19/a és 19/b ábrán bemutatott időszelvény teljes hosszában — a Darnó-övhöz tartozó zónán belül is — jól felismerhető a kainozoos összlet, valamint paleozoos–mezozoos aljzatának szerkezete, az aljzat belső felépítésének képe. A szelvény szeizmikus jellemzőinek elemzéséből arra következtethetünk, hogy több, különböző idejű és fajtájú tektonikai mozgás összessége hozta létre a jelenleg megfigyelhető összetett szerkezeti képet. A szelvény lehetőséget ad arra, hogy a tektonikai események között időrendi sorrendet állítsunk fel.

A mozgások időrendiségében két nagy csoportot különíthetünk el: 1. a mozgás csupán csak a paleozoos–mezozoos alaphegységet érintette; 2. a mozgásban részt vett a kainozoos összlet is. E két csoport további alcsoportokra osztható, és meg kell említenünk a csak a neogén összletben jelentkező növekedési vetőket, üledék-suvadásos jelenségeket is.

Az 1. csoporton belül, és egyben az összes jelölhető mozgás közül a legidősebb az 1/a alcsoport, amely csak az idősebb triász (?) (sötétlila) szerkezeti felépítésében hozott változást. E mozgások jellemzője a normál vetők domináns volta. Az összlet felszínének kialakításában az erózióknak is jelentős szerepe volt.

Az időben ezután következő mozgások (1/b alcsoport) a fiatalabb triász (?) összlet szerkezeti felépítésében játszottak szerepet. E mozgások általános jellemzője, hogy olyan tört-gyűrt szerkezeti elemek jelölhetőek ki, amelyek az összlet fedőjében és feküjében közvetlenül nem folytathatók, és elsősorban horizontális erőhatásokra utalnak. Az idősebb triász és a fiatalabb triász összlet egymás feletti, egymástól független belső szerkezeti és tektonikai felépítése takarós rendszerként is értelmezhető.

← 18. ábra. A Darnó-övet harántoló Ra–29/84 regionális reflexiók vonal helyszínrajza

Felszíni kibúvásban (A), ill. mélyfúrásban (B) levő aljzati képződmény: 1 — paleozoos; 2 — alsó- és középső triász; 3 — felső triász–jura

← Fig. 18. Location map of the regional reflection line Ra–29/84 crossing the Darnó tectonic zone (northern Hungary)

Elements of the basement in outcrop (A) and in borehole (B): 1 — Palaeozoic; 2 — Lower and Middle Triassic; 3 — Upper Triassic–Jurassic

← 18. Рис. План ситуации профиля сейсморазведки МОВ Ra–29/84, заданного вкряст простираня зоны дислокаций Дарно (Северная Венгрия)

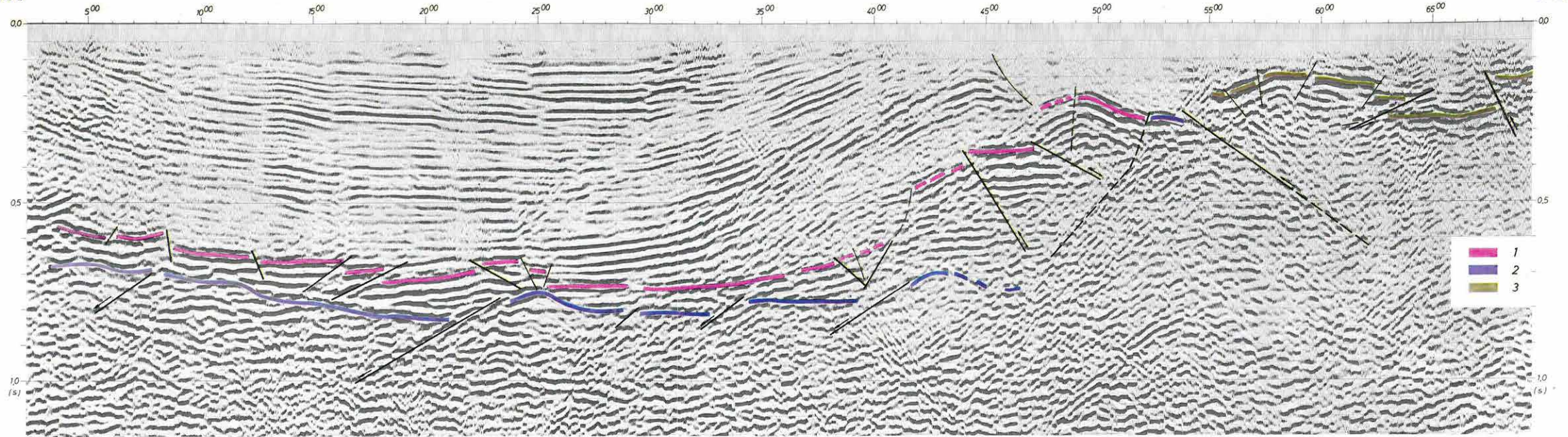
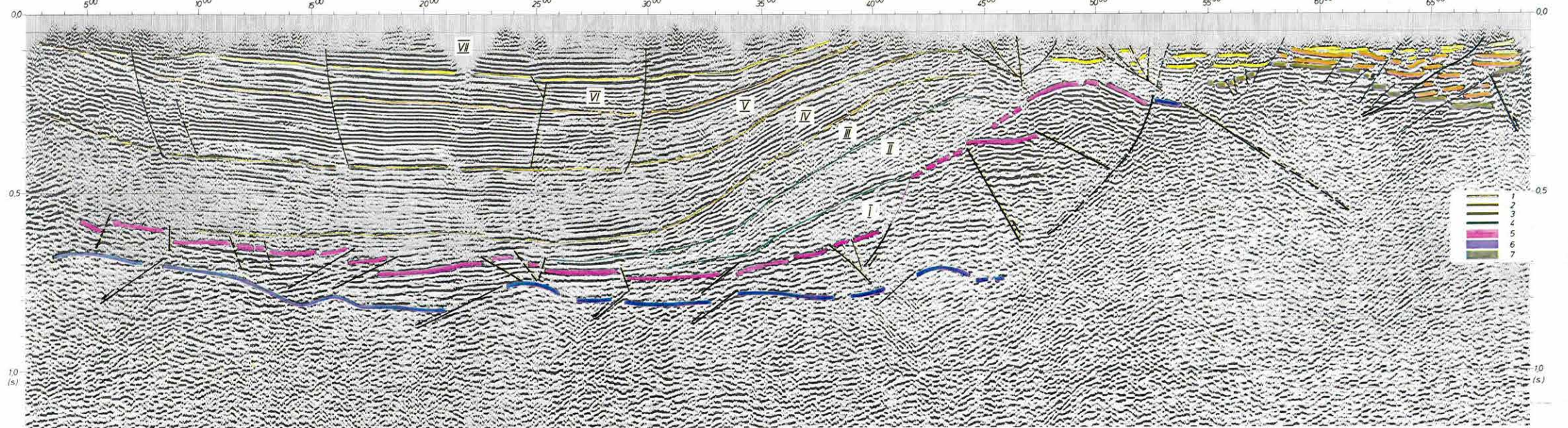
Докайнозойский фундамент в выходах (А) или в скважинах (В): 1 — палеозойский; 2 — нижне- и среднетриасовый; 3 — верхнетриасово-юрский

Meg kell jegyeznünk — lehetségesnek tartjuk, hogy a paleozoos medencealjzatú szelvénytiszakaszon is van 1/a, ill. 1/b alcsoportba sorolható mozgás, de ez a szelvényben a későbbi mozgásoktól nem különíthető el.

Az 1/c alcsoportba soroljuk a szelvény DK-i felén megfigyelhető nagy amplitúdójú feltolódásokat és a velük egyidejűnek értelmezhető gyúrt-tört szerkezeti elemeket, illetve az ellentétes irányú, kisebb amplitúdójú feltolódásokat. Ezen egyidejű, esetleg megújuló mozgások eredményeként emelkedhetek ki a Rudabányai-hegységet alkotó képződmények és alakult ki a hegység DNy-i peremének a szelvényben látható szerkezeti képe. A szelvényen jól elkülöníthető négy feltolódás szerkezeti egység. A szelvény 47° – 55° szakaszán levő szerkezeti egységben található a kainozoos összlet aljzataként egymás mellett a Rudabányai-hegység központi és ÉNy-i zónájához tartozó mezozoos képződmények. Jelenlegi felszínük a fenti mozgások utáni erős denudációs folyamat eredményeként alakult ki. Ez különösen a 19/b ábrán az 55–110 Hz sávszűrésű változaton figyelhető meg. Az Rb-jelű fúrások alapján a paleozoos–mezozoos alaphegység kontaktusának az 55° pontnál levő feltolódási zóna adódik. Ettől DK-re a paleozoos korú alaphegység két szerkezeti egységre különíthető el. A 47° -tól ÉNy-ra levő feltolódás szerkezeti egységet az Rb és J jelű fúrások alapján szintén mezozoos korúnak tartjuk. Az egyes tektonikai mozgások közötti, illetve az 1. csoportban lejátszódott mozgások utáni lepusztulási folyamatok szeizmikus jellemzői a 19/b ábrán figyelhető meg. A 42° – 47° szakaszon szaggatott lilával jelzett reflexiós szint, mint eróziós felület, a fiatalabb üledékösszlet közvetlen aljzata.

A kainozoos üledékösszlet belső felépítése szintén a nagyfrekvenciás szelvényváltozaton tanulmányozható (19/b ábra). A szeizmikus jellemzők a szelvény 47° pontjánál éles változást mutatnak, amely alapján két eltérő részre oszthatjuk az üledékes medencét. A tektonikailag kevésbé zavart ÉNy-i szelvénytiszakaszon az üledékes összlet tagolását szeizmosztratigráfiai elvek szerint végeztük. Az egységeket képződési idő szerint I–VII számmal jelöltük. A DK-i szelvénytiszakaszon levő sekély medencében az üledéket csupán két részre tudjuk tagolni. A sötét sárga szín a miocén, a világos sárga szín a pliocén összletet jelöli. A mélymedence részen az I–IV-gyel jelölt összleteket neogénnél idősebb képződményeknek feltételezzük, az I–II egység esetleg paleogénnél idősebb is lehet (fúrásban nem harántolták, felszíni kibúvása nem azonosítható).

A 2. csoportba tartozó mozgásokat két alcsoportra bonthatjuk. A 2/a alcsoportban levők a kiemelt medencealjzatú szelvénytiszakaszon láthatók. Ezek az aljzatban levő csúszási síkokhoz kapcsolhatók, és e síkok mentén megújuló mozgásokként értelmezhetőek. A 47° -nál és esetleg az 50° – 55° szakasz közti tektonikai elemek megjelenési formájuk alapján (tulipán forma) horizontális eltolódásra utalnak. Véleményünk szerint ezt látszik alátámasztani az a tény, hogy a 47° pontnál a tektonikai elemek két oldalán mind az aljzat, mind a kainozoos üledékek belső felépítése eltérő. Az érintkező kainozoos össz-

NW**SE****NW****SE**

19. ábra. Ra-29/84 migrált időszelvény

a) Sávszűrés: 30–50 Hz

A reflexiók jelölésére használt szinkulus: 1–2 az ÉNy-i egység perm-mezozoos sorozata; 1 — felső szint; 2 — alsó szint; 3 — a DK-i egység paleozoikuma

b) Sávszűrés: 55–110 Hz

A reflexiók jelölésére használt szinkulus: 1 — pliocén; 2 — miocén; 3–4 — paleogén-felső-kréta (?); 5–6 — az ÉNy-i egység perm-mezozoos sorozata; 5 — felső szint; 6 — alsó szint; 7 — a DK-i egység paleozoikuma; I–VII — a harmadkori összleten belül elkülönített rétegsorok

Fig. 19. Ra-29/84 migrated time section

a) Band-pass filter: 30–50 Hz

Colour key: 1–2 — Permian–Mesozoic sequences of the NW block: 1 — higher stage, 2 — lower stage; 3 — Palaeozoic sequences of the SE block

b) Band-pass filter: 55–110 Hz

Colour key: 1 — Pliocene; 2 — Miocene; 3–4 — Palaeogene–Upper Cretaceous (?); 5–6 — Permian–Mesozoic sequences of the NW block: 5 — higher stage, 6 — lower stage; 7 — Palaeozoic sequences of the SE block; I–VII — Tertiary seismic sequences

Рис. 19. Миграционный временной разрез Ra-29/84

a) Полоса фильтрации: 30–50 гц

Раскраска отражений обозначает: 1–2 — пермь-мезозой северо-западного блока; 1 — верхний ярус; 2 — нижний ярус; 3 — палеозой юго-восточного блока

b) Полоса фильтрации: 55–110 гц

Раскраска отражений обозначает: 1 — плиоцен; 2 — миоцен; 3–4 — палеоген–верхний мел (?); 5–6 — пермь-мезозой северо-западного блока; 5 — верхний ярус; 6 — нижний ярус; 7 — палеозой юго-восточного блока; I–VII — толщи, выделенные в серии кайнозойских отложений

letek kora is eltérő itt. A 2/b alcsoportba a csak a neogén összletet érintő mozgásokat soroljuk, amelyek a mélymedence részen az V–VII üledékes összletben láthatók.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a nagyfrekvenciás eljárással készült Ra-29 reflexiós szelvény előrelépés az északmagyarországi szeizmikus kutatásban a medence és a peremi tektonikus zónák vizsgálatában. A Ra-29 szelvény 40^o-tól DK-re levő szakasza harántolta a Darnó szerkezeti övet, amelynek nagy részletességű vizsgálatát tette lehetővé. A vizsgálat eredményeként nemcsak a különböző típusú mozgásokat tudtuk elkülöníteni, hanem a szelvény lehetőségét adott a Darnó-öv mentén lejátszódott mozgások időrendi tagolására is.

1.3.2 A Nyugat-Mátra fő gerincének földtani felépítése

A Mátra hegység földtani felépítését legrészletesebben az 1958–1968. évi 1:10 000-es földtani térképezés nyomán készült monográfia [VARGA et al. 1975] ismerteti. Eszerint a mátrai miocén vulkáni sorozat az alábbi egységekre tagolható: alsó andezitösszlet, „középső riolittufa”, középső andezitösszlet és felső (vagy fedő-) andezitösszlet. Az alsó és a középső+felső andezitösszlet elkülönítése világos rétegtani kritériumra alapul: a Mátra egész É-i peremén végigkövethető „középső riolittufa” szinthez viszonyított helyzetre. A (felső) *fedőandezit* három különböző ismérv alapján különítették el:

1. Térszíni helyzet: tszf. 600–700 m felett.
2. Kőzettani jelleg: sötétszürke bázisos piroxénandezit.
3. Hidrotermális ércesedés hiánya.

Ezen ismérvek rétegtani értékével kapcsolatban az alábbi megfontolásokkal élhetünk:

1. A térszíni helyzet kizárólag közel vízszintes, nyugodt, zavargásmentes település esetén lenne rétegtanilag értékelhető. Ez csak nagyméretű pajzsvulkánok esetében lehetséges, amelyek azonban inkább bazaltos összetételű lávákából állnak s piroklasztikus anyagot csak igen alárendelt mennyiségben tartalmaznak, vagyis nem rétegvulkánok. Andezites rétegvulkánok vagy csoportjaik esetében ez a feltétel még eredeti állapotban sem teljesülhet, mivel a település kezdettől fogva bonyolult, uralkodóan dőlt (radiális) és szövevényes a vulkánok kúpszerű és térben-időben erősen változó alakja miatt. A mátrai andezites rétegvulkáni sorozat emellett még eredeti helyzetében sincs: nyilvánvalóan lebillent D felé, s ebben az állapotban a térszíni helyzetnek még egy pajzsvulkán esetében sem lenne rétegtani értéke.

2. A kőzettani jellegről a börsönyi részletes vizsgálatok [BALLA–KORPÁS 1980a; BALLA–MÁRTONNÉ 1980] során is kiderült, hogy nem feltétlenül szint-

* Balla Z., Havas L., Verő L.

tartó: az egymást követő kronosztratigráfiai (paleomágneses) szintekben azonos kőzetek vannak, s egyazon szint kőzettani kifejlődése már rövid távon belül is erősen változhat. Mai vulkánokon is jól megfigyelhető, hogy a különböző pontokon egyazon időben kiömlő láva összetétele eltérő lehet, míg egy-egy konkrét kőzettípus időben többször is felléphet.

3. A hidrotermális ércesedés hiánya csak kiegészítő rétegtani ismérv lehet, mivel nyilvánvalóan nem szinthez, hanem a rétegtani szinteket átszelő törésszrendszerekhez kötődik. Közvetlen rétegtani értéke csak olyan adatnak lehetne, hogy az ércesedett kőzeteket egy rétegvulkáni összlet bizonyítottan eróziós diszkordanciával fedi. Ilyen megfigyelést azonban a Mátrából nem közöltek (csak ezzel kapcsolatos különféle megfontolásokat).

Mindennek következtében a „fedőandezit” kijelölése és elkülönítése a „középső andezit”-től kételyeket ébresztett. A kételyeket a rendelkezésre álló paleomágneses adatok [MÁRTON-SZALAY 1969; MÁRTON-MÁRTON, 1970] csak elmélyítették: a „fedőandezit”-ből vett minták éppúgy részben normál, részben reverz mágnesezettséget mutattak, mint a „középső andezit” különböző kőzetei. A „középső riolittufa” feletti andezitkőzetek rétegsora tehát alapjaiban sem volt tisztázottnak tekinthető.

A vulkanológiai képet illetően az említett monográfia [VARGA et al. 1975] a mai morfológiai elemek alapján kis méretű, mindössze egy-egy hegyet képező vulkáni kúpokat és egy-egy gerincet alkotó hasadékvulkánokat tételezett fel, a többszöri hivatkozásból ítélve, izlandi analógiák nyomán. Az izlandi vulkánok zömmel bazaltos összetételűek, s az ottani hasadékvulkánok és kúpsorok a bazaltmagma kis fokú viszkozitásából következnek. A Mátra ezzel szemben andezites kőzetekből áll, felépítésében nagy szerepet játszanak a piroklasztikumok, így a kitörések nyilvánvalóan nem olyan típusúak voltak, mint Izlandon. A mátrai vulkánok méretei és alakja tekintetében az izlandi analógia tehát nem helytálló. Sokkal valószínűbbnek látszik, hogy a Mátra — a Börzsönyhöz [BALLA 1977a, 1977b, 1978] hasonlóan — egyetlen nagyméretű, bár bonyolult felépítésű rétegvulkán maradványa, nagyméretű központi kalderával [SZÁDECZKY-KARDOSS 1958, 1959; KUBOVICS 1970; BAKSA et al. 1981]. E kép azonban rendkívül vázlatos maradt, s a konkrét vulkáni elemek körvonalazását gyakorlatilag nélkülözi.

A szerkezeti képen a törések szerepe nyilvánvaló [KUBOVICS 1970; VARGA et al. 1975], azonban a térképek az elvetéseket általában nem tükrözik, beleértve a szelvényeken bemutatott vetődéseket is. Az ürfényképek alapján megrajzolt törésháló [CZAKÓ-ZELENYA 1981] sem lett földtani elemekhez kötve. A tektonikai jelleg így lényegileg tisztázatlan maradt.

A Közép- és a Nyugat-Mátra 1981-ben megkezdődött ércföldtani kutatása során önálló feladatként merült fel a „középső riolittufa” feletti andezites képződmények rétegsorának pontosítása, vulkáni felépítmények körvonalazása és a szerkezeti kép felvázolása. A Börzsönyben eredményesen alkalmazott

morfológiai elemzés [BALLA 1977a, 1977b, 1978; BALLA–KORPÁS 1980a] a Mátrában nem vezetett vulkáni kúpok és szommák kimutatására. Ennek valószínű oka a nagyméretű kalderaszerkezet, amelynek ma csak É-i peremvidékét észleljük kiemelt félgűrű formájában [BAKSA et al. 1981]. Ilymódon a vulkántektonikai elemzés fő módszerévé a rétegtani vizsgálat vált, ugyanez vonatkozik a szerkezeti kép tisztázására is.

A rétegtani vizsgálatok szempontjából a Mátra legkedvezőbb része az É-i peremvidék, ahol az uralkodó D-i dőlés következtében réteglejtőket láthatunk és követhetünk. A Mátra fő vízválasztó gerincén belül, az attól D-re eső területen az ilyen típusú vizsgálatokhoz sokkal kedvezőtlenebbek a körülmények, mivel a domborzat egészében véve a rétegződés irányában lejt. Mindebből kiindulva, vizsgálatainkat a Mátra fő gerincére és annak É-i lejtőire összpontosítottuk s az alsó andezitösszlet alatti üledékekig folytattuk.

Vizsgálati és térképszerkesztési módszerek

A vizsgálatokat elsősorban földtani térképezéssel (1. melléklet) folytattuk, amelynek módszerét a Dunazug-hegység vulkanitjain dolgoztuk ki [BALLA–KORPÁS 1980b]. A Dunazugtól eltérően a Mátra fő gerincén és annak É-i lejtőjén az észlelési háló valamennyi természetes és mesterséges feltárássra kiterjedt. A bejárásokat elsősorban követési céllal végeztük. Csapásban követtük az alsó andezitösszlet és a fekü üledékösszlet, a „középső riolittufa” és az alsó andezitösszlet, végül a felső andezitösszlet (= „középső” + „fedőandezit” VARGA et al. 1975 felfogásában) és a „középső riolittufa” határát, a feltárássban és/vagy domborzatban jelentkező minden egyes lávapadot és kőzet-telért. Mind az összletek, mind a lávapadok határát befogó észlelési pontokat maximális pontossággal igyekeztünk térképre rögzíteni.

A feltártság azonban csak egyes szakaszokon volt elég jó a folyamatos határkövetéshez, ezért adatkiegészítési céllal geofizikai módszereket is alkalmaztunk. A riolitos és andezites kőzetek elkülönítésében, illetve a „középső riolittufa” kontaktusainak követésében *terepi radiometrikus gamma-szelvényezés* alkalmazását kíséreltük meg. A méréseket térképen kitűzött és terepen vizuálisan azonosított szelvények mentén a Mecseki Ércbánya Vállalat (MÉV) végezte el (műszerkombináció: MÉV gyártmányú NC–483, ND–493, üzemmód: integrális, diszkriminációs szint: 100 kV). Kibúváson és törmelékudvarokon többnyire határozottan jelentkezett a riolittufa magasabb sugárzás-intenzitása, az esetek nagy részében jó egyezésben a földtani adatokkal. A módszer kis behatárolási mélysége (max. 0,7 m) és a földtani bejárások nagy sűrűsége következtében a mérési eredmények csak pontosításra voltak alkalmasak, fedett területen belüli határkövetésre nem.

Lávakőzetek, továbbá durvább és finomabb törmelékes vulkáni és üledékes kőzetek elkülönítésében *geoelektromos ellenállás-szelvényezést* próbáltunk al-

kalmazni, geodéziaiailag kitűzött szelvények mentén. Először kísérleti méréseket végeztünk a Mátrakereszttestől DNy-ra levő Típpanos területrészen. Itt a kibúvásokban szinte kizárólag csak lávakőzeteket észleltünk, de a kibúvások domborzati helyzete alapján feltételezhető volt, hogy a lávapadok a rétegsornak legfeljebb a harmadát–felét tehetik ki, közeikben a mállásnak jóval kevésbé ellenálló kőzeteket lehetett gyanítani. Néhány ilyen helyzetű apró feltárásban vulkanomikt homokkővet láttunk. A mérések (műszer: DIAPIR–E, elrendezés: AMNB, terítés: AB=50, MN=10 m) a lávapadokon magas, közeikben alacsony ellenállású képződményeket mutattak ki, s a szelvényháló megfelelő sűrítésével a terület összefüggően térképezhetővé vált. Eme pozitív eredmények alapján a méréseket az egész vizsgált területre kiterjesztettük.

A mérési adatokban a lávapadok vagy csoportjaik jelentkeztek a legegységelműbben. Emellett a durvább törmelékes (andezites) rétegcsoportok többnyire elkülönültek a finomabb törmelékes vulkáni- és az üledékes képződményektől. Ez az elkülönítés azonban csak rétegfejes lejtőkön volt kivitelezhető; azokon a lejtőkön, amelyek a rétegdőlés irányába estek, a különböző képződmények összemosódtak. A feltárt területrészekben a földtani határokkal jó egyezés mutatkozott, s az ellenállásmérések a határok helyzetét sok esetben pontosították. Néhol teljesen fedett területrészekre is sikerült követni a földtani határokat, ez elsősorban Ny-on volt lehetséges, viszonylag lapos lejtőkön (Típpanos, Óvár ÉNy-i oldal stb.). A meredek lejtők fedett szakaszai ellenállásmérésekkel sem voltak tagolhatók, valószínűleg a lejtőtörmelék nagy vastagsága miatt.

A földtani térkép (2. melléklet) szerkesztése zömében a földtani megfigyelések alapján történt, a geofizikai adatokat önállóan ott használtuk fel, ahol a földtani megfigyelések bizonytalanok voltak (pl. törmelékfoltok vagy a kontaktusbefogó feltárások nagy távolsága esetén) vagy hiányoztak (fedett területrészekben). A szerkesztést rétegszintvonalas módszerrel [BALLA–KORPÁS 1980b] végeztük el minden egyes képződményhatárra, beleértve az egyes lávapadokat is. A térképen ott színeztük összefüggően a foltokat és ott jeleztük folyamatosan a kontaktusokat, ahol 1:10 000 méretarányban is világos képet tudunk kialakítani. Az alkalmazott földtani-geofizikai módszeregyüttessel is minősítetlenül maradt területrészeket feltáratlannak tüntettük fel.

Töréseket ott ábrázoltunk, ahol a követett rétegtani kontaktusok helyzete ugrásszerűen változott. Ha a törés és szárnyai adatainkkal jól befoghatók voltak, a térképen a törést földtani határként tüntettük fel az érintkező képződmények között. Ha csak a törés létezése volt biztos, de szárnyai szerkesztéséhez nem volt elég adat, a törést feltáratlan sávban futtatuk le, s a képződményeket csak bizonyos távolságtól kezdve jeleztük (ahol az adatok már lehetővé tették). Ezenkívül bizonytalan, csak feltételezett töréseket is ábrázoltunk. Ezek között mind biztosan létező, de bizonytalan helyzetű, mind bizonytalan létű törések szerepelhetnek. Mivel a törési síkok dőlésiránya sehol sem volt megállapítható, vetődéseket és feltolódásokat nem tudtunk elkülöníteni.

A kőzetek elkülönítése vizuális megfigyelések alapján történt, ezért a korábbiaknál [KUBOVICS 1970; VARGA et al. 1975] kevesebb kőzettani típust ábrázoltunk. E típusok sem elsősorban kőzetmikroszkópiai jellemzésre támaszkodnak, mint az előző kutatóknál, hanem a feltárásokban megfigyelhető jellegekre, amilyen pl. a fenokristályok és ezen belül a piroxének mérete és mennyisége lávakőzetekben, a durva törmelék mérete és gyakorisága piroklasztikumokban, a törmelékes és lávakőzetek aránya az andezites összletekben, végül a rétegződéssel konkordáns vagy azt átszelő település andezitek esetében (lávapad vagy telér). Az általunk alkalmazott elkülönítés tehát alapjában véve faciális és nem kőzettani jelleget tükröz.

A főbb rétegtani egységek és határaik

Az Észak-Mátra rétegsorában a „középső riolittufa” kiváló markerszintként jelentkezik. Szerkesztett vastagsága (70)100–140(170) m között van. Az alatta települő alsó andezitösszlet feltártsága többnyire rosszabb. Jól csak a terület Ny-i részén követhető, ahol kifejlődése durvább törmelékes és ahol rétegsora többnyire lávapaddal zárul. Vastagsága itt 100–120(150) m körül van. Kontaktusa a „középső riolittufa”-val éles, valószínűleg kisebb réteghiány következtében. Alsó kontaktusa a fekü üledékösszlettel átmeneti jellegű, rétegváltásos, általában rosszul feltárt. K-en az egész alsó andezitösszlet ilyen vulkáni-üledékes kifejlődésűvé válik, ezzel összhangban feltártsága romlik, kontaktusa a „középső riolittufa”-val nehezen mutatható ki, vastagsága is kisebb, 70–100 m körüli.

A „középső riolittufa” feletti andezites képződményekből áll a Mátra főtömege. Ny-on a Nyikom, az Óvár és a Hidegkút-hegy csúcsán KUBOVICS [1970] szerint sem „fedőandezit” települ, ahogy azt VARGA et al. [1975] vélte. A Nyikom és az Óvár „középső riolittufa” feletti egész szelvényében igen hasonló összetételű vulkanitokat figyeltünk meg, amelyek legfeljebb mikroszkópi vizsgálattal tagolhatók tovább, de terepen nem oszthatók két összletre. A Hidegkút-hegy andezitjének rétegtani helyzete nem világos, de kőzettani jellege azonos a Nyikom É-i lejtőjén települő andezitekével. K-ebbre a Galyatető körzetében a „középső riolittufa” felett települő andezitösszlet ugyancsak egységes: a legmélyebb helyzetű lávapadok és piroklasztikumok anyaga vizuálisan nem különbözik a gerincen és csúcsokon települőktől. Hidrotermális bontás, beleértve piritesedést is, a galyatetői műút bevágásaiban végig jól észlelhető. Ugyanez a helyzet az innen DK-re levő Vércverés–Csór-hegy vonulattal is.

Mindehhez hozzátéhetjük, hogy a Mátra gerincének teljes hosszában, a Nyikomtól a Csór-hegyig, az andezitek mindenütt átlag 15° dőléssel települnek, vagyis egy rétegtani szint térszínhez kötöttségének a legegységibb feltétele (a vízszintes település) is hiányzik. Egészében véve tehát a „középső riolittufa” feletti andezitösszletet az Észak-Mátra egészét tekintve nem tartjuk rétegtanilag tagol-

hatónak, ezért a továbbiakban egységesen „felső andezitösszlet” néven ismeretjük. Maximális megfigyelt vastagsága meghaladja az 500 m-t, alsó kontaktusán andezit- és riolittörmelék egyaránt tartalmazó vegyes tufa figyelhető meg, vagyis a „középső riolittufá”-ból rétegtámenettel fejlődik ki.

Kifejlődési egységek a felső andezitösszletben

A felső andezitösszletben az alábbi négy kifejlődési egységet ismertük fel:

1. *Nyikomi típus*: az összletben feltűnően sok a piroklasztikum, s ezen belül nagy a durva agglomerátumok szerepe; a lávpadok és az agglomerátumban lévő tömbök köze azonos, dúsan porfíros, sok piroxént tartalmaz, a piroxén-kristályok több mm-esek, a rétegcsoport közepe táján néhány cm-esre nőve; megfigyelt maximális vastagsága 400 m.

2. *Tippanosi típus*: kibúvásokban szinte kizárólag csak lávakőzeteket láttunk, közöttük sok a hólyagos változat, elég sok a lávabreccsa, részben lilásvörösesszínű; a fenokristályok mennyisége elég csekély, főleg földpát, amely gyakran átlátszó; az alapanyag üvegesnek tűnik; a piroklasztikumok ritkák, előfordulnak vörös vulkanomikt homokkövek és aleurolitok is; a megfigyelt legnagyobb vastagság 350 m.

3. *Óvári típus*: a lávpadok mellett sok a piroklasztikum, köztük durva törmelék agglomerátum is; a lávpadok és az agglomerátumban levő tömbök anyaga azonos, a nyikomi típusnál kevesebb és általában apróbb piroxént tartalmaz; a lávpadok egy része sötétszürke–fekete afíros vagy sporadoporfíros andezitből áll; a megfigyelt maximális vastagság 200 m.

4. *Galyatető típus*: a piroklasztikumok szerepe az óvári típushoz képest jóval kisebb, durva agglomerátum nincs; málláskor a tufákban levő törmelékanyag nem preparálódik ki, vagyis a kötőanyaggal közel azonos ellenállóképességű (eltérően a nyokomi és az óvári típusú piroklasztikumtól, amelyekből málláskor a törmelékdarabok kipreparálódnak); a lávakőzetek zömmel az óvári rétegsorból ismert sötétszürke–fekete andezitek; a legnagyobb megfigyelt vastagság 550 m.

A térbeli elkülönülés és a jelentős vastagságok alapján mind a négy típus egy-egy önálló vulkán terméke lehet. Közülük a Nyikomi, az Óvári és a Galyatetői vulkán közvetlenül a „középső riolittufá”-ra települ, vagyis rétegtani helyzetük azonos. Laterális átmeneteik övében a típusok közötti határ csak közelítőleg vonható meg. Az előzőektől eltérően a Tippanosi vulkán rétegtani helyzete bizonytalan; térképi helyzetéből következőleg esetleg a Nyikomi vulkán fölött települ, vagyis annál talán fiatalabb.

A Nyikomi, Óvári és Galyatetői vulkán azonos rétegtani helyzete nem feltétlenül jelent korazonosságot. Pontosabb korreláció paleomágneses adatok alapján lehetséges. Az eddigi paleomágneses adatok (1. táblázat) alapján az alábbi következtetések vonhatók le:

Publikáció		Mintavételi hely	Rétegtani helyzet		Mágne- szett- ség	Mágne- ses szint
1969	1970		publ.	itt		
—	28	Hasznos, Várhegy, tető	II	nyik. f.	rev.	R ₁
4	27	Tippanos, Fitó-pataktól ÉNy, az út felőli oldal	II	tipp. a.	rev.	R ₁
5	29	Mátrakeresztes, Tippanos oldal, előzótól K-re	V	tipp. a.	rev.	R ₁
6	31	Mátrakeresztes, parasztház hátsó oldala	V	tipp. a.	rev.	R ₁
3	24	Csörgő-patak medre, az Óvári K-i lejtője tövében	I	óvár. a.	norm.	N ₁
2	25	Óvár, Csókakő alja	I	óvár. a.	norm.	N ₁
—	26	Báránykő	I	óvár. a.	norm.	N ₁
7	43	Rudolftanya	telér	galy. a.	norm.	N ₁
—	33	Mogyorós-orum	VI	galy. f.	rev.	R ₁
—	34	Tar, Csevicés völgy, források között	VI	?	rev.	?
—	39	uo.	telér	?	rev.	R ₁ ?
—	37	Nagybátony	telér	?	rev.	R ₁ ?
—	38	Nagybátony	telér	?	rev.	R ₁ ?
—	30	Szurdokpüspöki, nagy kf. az út É-i oldalán	VI	?	rev.	?
—	32	Nagylapát, útmenti kf.	VI	?	rev.	?
—	36	Gyöngyöspata, Várhegy	köz.	?	norm.	N ₂ ?
—	46	Nagyátalkő	fedő	?	norm.	N ₂ ?
—	47	Sombokor	?	?	rev.	R ₁ ?
—	48	Sombokor	?	?	rev.	R ₁ ?
—	40	Csákánykő, kőfejtő	telér	?	rev.	R ₁ ?
—	41	Várhegy, Köszörűsvölgyi víztároló felett	telér	?	rev.	R ₁ ?
—	42	Máté keresztje	telér	?	rev.	R ₁ ?
—	49	Gyöngyössolyos, Kishegy, kőfejtő	riol.	?	norm.	?

Publikációk: MÁRTON–M. SZALAY 1969 és MÁRTON–MÁRTON 1970

Rétegtani helyzet: „publ.” — a publikációkban, a mintavételt irányító geológusok szerint (római számok: KUBOVICS [1970] szintjei, köz.: „középső andezit”, fedő: „fedőandezit), „itt” — a jelen munkában (nyik. = nyikomí, tipp. = tippanosi, óvár. = óvári és galy. = = galyatetői típus, a. = alsó, f. = felső rész a rétegsorban).

Mágnesezettség: rev. = fordított, norm. = normál.

I. táblázat. A mátrai paleomágneses minták áttekintése

Table I. Review of palaeomagnetic samples of the Mátra Mts.

Таблица I. Сводка палеомагнитных проб, взятых в горах Матра

1. A nyikomi típusból származó egyetlen minta (1970/28=Hasznosi Várhegy, tető) a szelvény felső (nagypiroxénes szint feletti) részét jellemzi s reverz mágnesezettségű.

2. Ezzel azonos mágnesezettségű a tippanosi rétegsor mélyebb szintjeiből származó mindhárom minta (1970/27, 29, 31).

3. Az óvári rétegsornak valószínűleg mélyebb szintjeiből származó mindhárom minta (1970/24, 25, 26) normál mágnesezettségű.

4. A galyatetői rétegsor legmélyebb helyzetű lávapadjából vett minta (1970/43=Rudolftanya) szintén normál mágnesezettségű, míg rétegtanilag kb. 250–300 m-rel magasabban (1970/33=Mogyorós-orom) már reverz mágnesezettségű kőzetek vannak.

Egészében véve tehát a Mátrában a „középső riolittufa” felett két paleomágneses szint körvonalazódik. Az alsó, normál mágnesezettségű (N_1) szinthez tartozik az óvári és a galyatetői rétegsor alsó része, de valószínűleg ide esnek a nyikomi rétegsor egyelőre nem mintázott mélyebb szintjei is. A felső, reverz mágnesezettségű (R_1) szinthez tartozik a nyikomi és a galyatetői rétegsor felső része; e szint jelenléte az óvári rétegsorban — a viszonylag kis vastagság miatt — kétséges, bár minták hiányában lehetséges. Ugyanebbe a szintbe tartozhat viszont a tippanosi rétegsornak legalább az alsó része. Ez a két paleomágneses szint a börsönyi rétegsor N_1 és R_1 szintjével [BALLA-MÁRTONNÉ 1980] korrelálható, ha elfogadjuk, hogy a Hont melletti riolittufa a „középső riolittufa”-val azonos. A még magasabb helyzetű börsönyi N_2 szint mátrai jelenléte a Gyöngyöspatai Várhegy (1970/36) és a Nagyátalkő (1970/46) normál mágnesezettségű mintái alapján tételezhető fel, mivel térképi helyzetükből következően ezek magasán a „középső riolittufa” felett helyezkednek el. A paleomágneses adatok fenti értelmezése alapján tehát a „középső riolittufa”-ra települő három vulkán valóban közel egykorú lehet, s a mindháromban jelenlevő vagy feltételezhető N_1 szint vastagsága 200 m körül van.

A vulkáni szerkezetről

A vulkáni szerkezet tisztázásához a tanulmányozott terület mérete nem elegendő, alakja pedig nem megfelelő, ezért e téren csak néhány megfontolással élünk. A vulkáni szerkezet fő elemei közül négy vulkánt körvonalaztunk, de D felől egyiket sem határoltuk le, így centrumaik helyzetét sem tisztáztuk. E tekintetben szubvulkáni intrúziók adhatnának támpontot.

A Nyugat-Mátra É-i előterében zömmel csak andezittelérek vannak, így a vulkáni központok kétségtelenül a főgerinctől D-re helyezkednek el. Az andezittelérek elrendeződésében BAKSA et al. [1981] koncentrikus és radiális elemeket vélt felismerni. A telérek elhelyezkedésében a radiális elem kétségkívül kimutatható, s az összefutási csomópont valahol a Galya-fennsík és a Galyatető körzetétől kb. 1 km-rel D-ebbre tételezhető fel, vagyis ott, ahol a Galya-

tetői vulkán központja is várható. A hosszabb radiális telérek a csomóponttól távolodva ívelten balra hajlanak, s a terület Ny-i részén közel K–Ny-i irányúvá válnak. Koncentrikus telérrendszer nem mutatható ki. A telérek döntő többsége a leírt balra hajló radiális telérrendszerbe illeszkedik, csak egy-egy rövid telérszakasz tér el attól. Így tehát nem ismerünk a Nyikomi, a Típpanosi vagy az Óvári vulkán alépítményébe sorolható telért, vagyis a megfigyelt rétegsorok e vulkánok lejtőinek alsó, centrumtól távoli részébe tartoznak.

Telérek mellett a fekü üledékköszletben telepteléreket is ismerünk: a Galyatetőtől É-ra levő Ajnácskő körzetében a felszínen, dőlésmenti folytatásában pedig a szénbányákban. A szénkutatói adatok tanúsága szerint a teleptelér K–Ny-i kiterjedése D felé növekszik, ami a Galyatetői centrumhoz való közelség számlájára írható.

Összesítve: a teleptelér és a telérek egyaránt a Galyatetői vulkán feltételezhető centrumához képest törvényszerűen helyezkednek el, vagyis eme vulkán alépítményébe tartozóknak tekinthetők. Mivel a mátrai telérekből kapott paleomágneses adatok kivétel nélkül reverz mágnesezettséget mutatnak (I. táblázat), a telérek és teleptelér(ek) képződése a Galyatetői vulkán fejlődésének késői szakaszával állhatott kapcsolatban. A mai morfológia alapján feltételezett kaldera-szerkezet [SZÁDECZKY–KARDOSS 1958, 1959; KUBOVICS 1970; BAKSA et al. 1981] csak a fentebb vázolt négy vulkán kialakulása után jöhetett létre, mivel eme szerkezet körvonalazásában e vulkánok képződményei is részt vesznek. Ebből következően a kaldera kialakulása az R_1 paleomágneses szint utáni időre tehető, s legfeljebb az N_1 szint képződményei jöttek létre a már „kész” kalderában.

Tektonika

A vulkáni sorozat települési viszonyait tekintve a tanulmányozott terület az alábbi három szakaszra osztható:

1. Nyugati szakasz: uralkodóan D–DK irányú dőlések, a rétegek enyhe hajladozásából adódó redőszerű elemekkel, amilyen pl. az Óvár vagy különösen az Ágasvár alatti brachiszinklinális; a DNy-i részen határozott eltérés figyelhető meg a nyikomi és a típpanosí rétegsor településében: az első D, a második DK felé dől, ami egymásföltéttség esetében azt jelenti, hogy a Típpanosí vulkán a Nyikomi vulkán K-i lejtőjére épült rá.

2. Középső szakasz: uralkodó D-i dőlések.

3. Keleti szakasz: állandó DNy-i dőlések.

A nyugati és a középső szakasz határa kb. az Óvári és a Galyatetői vulkán határával esik egybe, s az e vulkánokéhoz hasonló módon csak közelítőleg jelölhető ki valahol Mátraszentimre térségében. A középső és a keleti szektor határa ezzel szemben éles csapásfordulással jelentkezik a Dobodén–Mogyorós-órom sávban.

A dőlésirányok tehát egészében véve a Mátra középpontja felé mutatnak, vagyis a megfigyelt vulkáni összletek települése centriklinális. Ez a körülmény kétségtelenné teszi kaldera létezését a Mátrában, s méreteiből következően ez a kaldera nem lehet robbanásos, hanem csak beszakadásos eredetű. A dőlések D-i összetevője részben utólagos lebillenés eredménye lehet (az Alföld besülylyedésével kapcsolatban), de a Mátra fő gerincétől D-re eső területnek a környezetéhez képest besülylyedt volta visszabillentés után is megmarad: a nyugati és a keleti szakaszon ezt a megfelelő dőlésirányok bizonyítják, a középső szakaszon pedig az a tény, hogy a vulkáni sorozat D-i dőlése egészében véve határozottan meredekebb, mint az É-i és ÉK-i előtérben levő (kőszéntelepés és egyéb) üledékeké.

A térképezés során kimutatott törések között az ÉNy–DK irányúak vannak túlsúlyban. Ezek közül is kiemelkedik Ny-on a Hasznos–Mátrakeresztes vonalában, K-en pedig a Mogyorós-orom–Csór-hegy ÉK-i oldalában lefutó törés; mindkét esetben az ÉK-i szárny van levetve. A hasonló irányú kisebb törések levetési iránya azonban változó. A merőleges ÉK–DNy törések szerepe kisebb, s ezeket csapásban gyakran az előzőek zárják le; ezek levetési iránya is változó. A kalderaképződéssel egyik rendszer sem hozható kapcsolatba, mivel sem a csapás-, sem a levetési irányok nem illeszkednek a kaldera-szerkezethez. Ezért valószínűnek látjuk, hogy a törések még későbbiek. A kalderával kapcsolatos radiális és koncentrikus törésrendszert nem tudtuk kimutatni, valószínűleg a vizsgált terület kis szélessége és kalderaperemi helyzete következtében.

Összefoglalás

A Nyugat-Mátra fő gerincén és annak É-i lejtőjén lefolytatott földtani-geofizikai munkálatok eredményeképpen jelentősen pontosítottuk a Mátra hegység földtani térképének vizsgált részét. Emellett kimutattuk, hogy a „középső riolittufa” feletti andezitösszletben nem választható el a „középső” és a „fedőandezit”, viszont négy vulkáni felépítmény körvonalazható, amelyek közül három a „középső riolittufa”-ra települ, a negyedik pedig valószínűleg föléjük. A korábbi paleomágneses adatok újraértékelésével megállapítottuk, hogy a három mélyebb helyzetű vulkán közel egykorú, s rétegsoraik két, a bürzsönyiekkel korrelálható paleomágneses szintbe tartoznak; a magasabb helyzetű vulkán szintén a felső szintbe sorolható. Mindezek a vulkánok a mátrai beszakadásos kaldera kialakulása előtt jöttek létre, mivel településükből következően résztvesznek a beszakadásos szerkezetben. Kaldera utániak lehetnek a harmadik, még magasabb paleomágneses szintbe tartozó normál mágnesezettségű vulkanitok a Mátra központi részén. A telérek és teletelérek elrendeződése a Galyatetői vulkán centrumával kapcsolatos s így kaldera előtti. A törésháló ezzel szemben zömében kaldera utáni lehet.

- BAKSA Cs., CSILLAG J., FÖLDESSY J. and ZELENKA T. 1981: A hypothesis about the Tertiary volcanic activities of the Mátra Mountains, NE Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **24**, 2–4, 337–349.
- BALLA Z. 1977a: Helyzetkép a Börzsöny hegység földtani felépítésére és ércesedésére vonatkozó adatok egységes értelmezéséről. *ELGI 1976. Évi Jel.*, 20–37.
- BALLA Z. 1977b: A börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. *Ált. Földt. Szle.*, **10**, 45–111.
- BALLA Z. 1978: A Magasbörzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. *Földt. Közl.*, **108**, 2, 119–136.
- BALLA Z. és KÖRÖPÁS L. 1980a: A Börzsöny hegység vulkáni szerkezete és fejlődésmenete. *MÁFI Évi Jel.* 1978-ról, 75–101.
- BALLA Z. és KÖRÖPÁS L. 1980b: A Dunazug-hegységi vulkanitok térképezésének módszertani kérdései. *MÁFI Évi Jel.* 1978-ról, 233–238.
- BALLA Z. és M. SZALAY E. 1980: A Börzsöny és a Dunazug-hegység magnetosztatográfiája. *Geofiz. Közl.*, **26**, 57–77.
- CZAKÓ T. and ZELENKA T. 1981: New data about the neotectonics of Mátra Mountains, northern Hungary. *Adv. Space Res.*, 1, 289–298.
- KUBOVICS I. 1970: Északkelet- és Nyugat-Mátra ásvány-kőzettani vizsgálata. In: Kubovics I. és Pantó Gy., *Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben*, Akadémiai Kiadó, Budapest, I. rész, 11–160.
- MÁRTON P. és M. SZALAY E. 1969: Áttekintő paleomágneses vizsgálatok a Mátra hegységi andeziteken. *Földt. Közl.*, **99**, 166–180.
- MÁRTON P. and MÁRTON E. 1970: Secular changes, polarity epochs and tectonic movements as indicated by palaeomagnetic studies of Hungarian rock samples. *Pure Appl. Geophys.*, **81**, 4, 151–162.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. *Földt. Közl.*, **88**, 2, 171–200.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.*, **23**, 385–403.
- VARGA Gy., Cs. TEPLÁNSZKY E. és FÉLEGYHÁZI Zs. 1975: A Mátra hegység földtana. *MÁFI Évk.*, **57**, 1, 575 p.